

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1981

УДК 551.24:553.982(477.5)

Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины / Доленко Г.Н., Варичев С.А., Высочанский И.В., Галабуда Н.И., Кравец В.В., Ляшкевич З.М., Сухорский Р.Ф. – Киев : Наук. думка, 1981. – 228 с.

Книга написана с использованием новейшего геолого-геофизического материала, полученного в последние годы в результате проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ и исследований особенностей тектоники региона. Показана связь геотектонического развития Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции с процессами верхней мантии Земли. Дан анализ особенностей строения региона и влияния его продольной и поперечной тектонической зональности на осадконакопление, складчатость осадочного чехла, распределение пород-коллекторов и покрышек. Выделены структурно-тектонические этажи нефтегазоносности. Рассмотрена роль глубинных разломов в размещении месторождений и освещены зоны основного нефтегазонакоплений. Дано направление геологоразведочных работ на нефть и газ в палеозойских отложениях впадины.

Представляет интерес для геологов-нефтяников научно-исследовательских и производственных организаций.

Ил. 39. Табл. 7. Библиогр.: с. 216-227.

Ответственный редактор Г.Н.Доленко

Рецензенты В.А.Бабадагли, В.И.Китык

Редакция литературы о Земле

Т $\frac{20802-650}{M221(04)-81}$ 291-81. 1904030000

(С) Издательство "Наукова думка", 1981

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие 3
Геотектоническое развитие Днепровско-Донецкой впадины в связи с процессами верхней мантии Земли (Г.Н.Доленко, С.А.Варичев, Н.И.Галабуда) 5
Геотектонические циклы развития (Г.Н.Доленко, С.А.Варичев) 27
Вулканические ассоциации, особенности их состава, распространения и эволюции (З.М.Ляшкевич) 42
Взаимосвязь тектоники и седиментации (Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский) 67
Тектоническая зональность (Г.Н.Доленко, С.А.Варичев) 84
Нефтегазоносность стратиграфического разреза (В.В.Кравец) 93
Литолого-фациальные условия нефтегазоносности (Р.Ф.Сухорский, Н.И.Галабуда) 114
Девонские отложения 114
Каменноугольные отложения 131
Нижнепермские отложения 144
Структурно-тектонические условия нефтегазоносности (И.В.Высочанский) 148
Соляные структуры и связанные с ними типы залежей углеводородов 148
Качественная характеристика ловушек . . . 161
Закономерности образования и размещения месторождений нефти и газа (Г.Н.Доленко, В.В.Кравец) 172
Время образования месторождений нефти и газа (В.В.Кравец) 199
Оценка перспектив нефтегазоносности отдельных структурно-тектонических и литолого-фациальных комплексов и направление дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ (Г.Н.Доленко, И.В.Высочанский, Н.И.Галабуда, В.В.Кравец, Р.Ф.Сухорский) 206
Список литературы 216

ПРЕДИСЛОВИЕ

Перед народным хозяйством нашей страны стоят большие задачи по развитию нефтяной и газовой промышленности, выполнение которых возможно лишь при условии значительного повышения эффективности геологоразведочных работ, внявления и разведки новых нефтяных и газовых месторождений.

В нефтегазоносных провинциях Украинской ССР в течение десятой пятилетки увеличены запасы нефти и газа. Из них около 80% прироста запасов приходится на Днепровско-Донецкую нефтегазоносную провинцию - крупнейшую в республике. В ее пределах уже открыты 106 месторождений нефти и газа. Дальнейшие перспективы их открытия связываются с палеозойскими отложениями, прежде всего с нижнекаменноугольными и девонскими.

Успешному ведению поисково-разведочных работ на больших глубинах и повышению их эффективности должны способствовать знания основных факторов, обусловливающих закономерности образования и размещения месторождений нефти и газа. Основными являются структурно-тектонические и литолого-фациальные особенности нефтегазоносных провинций. Их выяснению применительно к Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции посвящена настоящая работа.

В ее основу положены теоретические исследования по вопросам геологии и геохимии нефти и газа - происхождения, миграции нефти и газа, образования нефтегазоносных провинций и формирования в их пределах месторождений. Для характеристики условий нефтегазоносности и оценки перспектив поисков и разведки новых месторождений и залежей использованы также новейшие данные геолого-геофизических исследований, полученные производственными организациями Министерства геологии УССР.

Авторы выражают искреннюю признательность А.С.Щербе, В.Н.Кардаш, А.М.Олийнык за помощь в оформлении монографии.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Благодаря успешному осуществлению международной программы "Земная кора и верхняя мантия" и проекта глубоководного океанического бурения получено много новых геологических, геофизических и геохимических данных, которые позволили в значительной степени расшифровать эволюцию Земли, формирование земной коры и отдельных ее геотектонических элементов. На основе этих данных создана новая теория глобальной тектоники, преобразованная впоследствии в теорию литосферных плит (Wilson, 1965; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968; Isacks, Oliver, Sykes, 1968 и др.) В Советском Союзе теорию литосферных плит развивают П.Н.Кропоткин (1967, 1969), А.В.Пейве (1969, 1973), Л.П.Зоненшайн (1972), В.Е.Хаин (1973), О.Г.Сорохтин (1974), С.А.Ушаков (1974) и др. Эта теория, по существу, произвела революцию в науках о Земле.

Основная сущность теории сводится к обоснованию существования в истории геологического развития Земли шести главных литосферных плит: Евразиатской, Тихоокеанской, Американской, Африканской, Индийской и Антарктической. В последующем вследствие дифференциальных движений главных плит возникали плиты меньших размеров типа Филиппинской, Карибской, Восточно-Тихоокеанской, Юго-Восточно-Азиатской и др.

На границах между плитами, согласно данной теории, концентрируется основная тектоническая, сейсмическая и вулканическая активность Земли. Границы эти по своей природе и характеру тектонических процессов выражены рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов, глубоководными желобами, окаймляющими континенты или островные дуги, и трансформными разломами. Иногда границы плит представляют собой комбинацию из отмеченных трех типов.

В рифтовых зонах происходит раздвижение литосферных плит и формирование новой коры, в глубоководных желобах - сближение плит, их надвиг или поддвиг. В этих желобах, именуемых зонами Заварицкого-Беньофа, происходит разрушение земной коры. Вдоль трансформных

разломов она не создается и не разрушается. Установлено, что растяжение (спрединг) в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов компенсируется сжатием (субдукцией) и поддвигом или надвигом океанической коры на континентальную в зонах Заварицкого-Беньофа.

Растяжение литосферы и образование рифтовых зон срединно-океанических хребтов происходит вследствие восходящей ветви конвективных течений мантии, а сжатие - нисходящей. Это подтверждается результатами глубоководного океанского бурения: в пределах Мирового океана нигде не обнаружены породы древнее верхнеюрских; кроме того, отмечается закономерное увеличение возраста пород и поверхности подстилающего базальтового слоя в направлении от рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

На основании теории литосферных плит появились новые представления об образовании геосинклинальных систем континентов (Dewey, Bird, 1970; Dickinson, 1971; Dietz, 1972; Л.П.Зоненшайн, 1972; В.Е.Хаин, 1973; О.Г.Сорохтин,1974; А.С.Ушаков, 1974; Г.Н.Доленко, 1975 и др.). В соответствии с ними литосферные плиты, заключающие земную кору и часть верхней мантии общей толщиной 120-150 км под континентами и 50-60 км под океаническим дном, передвигаются по пластической части верхней мантии - астеносфере.

Вследствие движения литосферных плит и событий, происходящих в зонах их сочленения, создаются геосинклинали. При этом внутренние их зоны - эвгеосинклинали зарождаются и развиваются на океанической (симатической) коре в области континентального склона и его подножия, а внешние зоны - миогеосинклинали - на континентальной (сиалической) коре в области шельфа. Это подтверждается наличием в эвгеосинклинальных зонах офиолитового комплекса пород (основных и ультраосновных магматических пород и высокометаморфизованных голубых кремнистых сланцев) - аналога океанической коры. В целом эвгеосинклинальные зоны геосинклинальных областей характеризуются повышенной тектонической и магматической активностью, интенсивным динамометаморфизмом слагающих их пород, значительной дислоцированностью осадочно-вулканогенных образований и подстилающего осадочный чехол фундамента. В миогеосинклинальных зонах геосинклинальных областей, сложенных флишевой и молассовой формациями осадочного комплекса пород, тектоническая активность выражена слабее и породы дислоцированы в меньшей степени.

Следовательно, в общей геологической истории развития геосинклинальных областей выделяются три этапа: 1) начальный - эвгеосинклинальный, с которым связано заложение геосинклинали; 2) главный - миогеосинклинальный, характеризующийся накоплением пород флишевой формации; 3) заключительный - орогенный, отличающийся образованием и накоплением в предгорных и межгорных прогибах пород молассовой формации.

Первый этап осуществляется в процессе растяжения земной коры, второй и третий - в процессе ее сжатия. При этом установлены следующие основные типы горообразования: кордильерный, возникающий в результате схождения плит и поддвига океанической коры под континентальную; островной дуги, образующейся вследствие столкновения континента с островной дугой; горных сооружений, возникающих вследствие столкновения континента с континентом. В отдельных случаях горные пояса возникают в результате комбинации механизмов отмеченных типов.

В настоящее время считается, что эволюция формирования земной коры представляет собой процесс превращения геосинклинальных областей в платформы. Начальная стадия геосинклинального развития земной коры, по Е.В.Павловскому (1970), проходила в протогее с возникновения протогеосинклинальных прогибов, заложившихся на древней земной коре базальтового состава. Эта стадия рассматривается как начало образования сиалической земной коры. После складчатости, прошедшей в конце архея - раннем протерозое, в областях протогеосинклиналей оформировались протоплатформы. Таким образом, дифференциация земной коры на платформенные и геосинклинальные области началась в среднем протерозое, т.е. в начале второй стадии развития земной коры - в неогее. На протяжении этой стадии осуществляется основная история тектонического развития земной коры. Позднепротерозойская складчатая система - байкалиды, по М.В.Муратову (1971), образует основание последующих геосинклинальных систем фанерозоя: каледонской, герцинской, киммерийской и альпийской. Для геосинклинальных областей фанерозоя характерна линейная складчатая структура.

Главная особенность научно-технической революции в современной геологии - познание ее явлений в связи с процессами глубинных зон мантии Земли. Программой комплексных геологических, геофизических и геохимических исследований Международного геодинамического проекта изучаются глубинные механические и термодинамические причины движения земной коры.

К настоящему времени установлено, что возраст Земли (4600± ±100 млн.лет) намного превышает возраст древнейших датируемых по-

род (около 3800 млн. лет) земного происхождения. Более детально расшифрована (3,5 млрд. лет) история развития Земли в докембрии. Разработаны разного рода термодинамические модели эволюционного развития Земли. Исследователи, вслед за О.Ю.Шмидтом и Г.Юри, приходят к выводу о том, что Земля, как и другие планеты Солнечной системы, образовалась путем слипания холодных пылевидных частиц протопланетного роя, окружавшего Солнце, т.е. первоначально она была холодной и квазиоднородной, поскольку частицы ее разного химического состава располагались в ней беспорядочно. В последующем происходило медленное ее разогревание за счет распада долгоживущих радиоактивных элементов. При этом происходила гравитационная концентрация железа в ядре.

Дж.Уэтрил (1975) считает, что 3,5 млрд. лет назад генерация тепла была втрое больше современной, вследствие чего уровень плавления вещества Земли находился тогда на глубине около 30 км. Земная кора, таким образом, была тонкая, хрупкая и нестабильная. В дальнейшем зона плавления опускалась и в настоящее время находится на глубине в среднем 100 км. Уменьшение генерации тепла вследствие распада радиоактивных изотопов способствовало наращиванию сиалической оболочки коры, способной противостоять процессам разрушения. Гравитационная дифференциация и возникшая в связи с ней химическая дифференциация вещества Земли обусловили разделение ее на отдельные геосферы: земную кору, мантию и ядро.

Современными геофизическими и геохимическими исследованиями установлено, что в пределах мантии существует слой, где значительно сокращаются скорости продольных и поперечных сейсмических волн. Этот сейсмический волновод впоследствии выделен в отдельную часть мантии под названием астеносферы. Он разделяет мантию на верхнюю и нижнюю. Верхняя часть мантии, расположенная над астеносферой, вместе с земной корой образует литосферу. Нижняя ее часть, расположенная под астеносферой, выделяется под названием "мезосфера". По данным геофизических исследований, астеносфера располагается на глубинах от 50-100 км под океанами до 200-400 км под материками. Под нижней мантией на глубинах от 2900 км до 4980 км располагается внешнее ядро, находящееся в пластическом состоянии, а глубже (до 6370 км) - внутреннее ядро Земли.

Вся Земля с ее геосферами: ядром, мезосферой, астеносферой и литосферой рассматривается как единая геодинамическая система. Гравитационная дифференциация первичного вещества нижней мантии

Земли на границе внешнего ядра и астеносферы в настоящее время рассматривается как главная причина эндогенных геологических процессов, в том числе и магматизма. По мнению Е.В.Артюшкова (1970) и О.Г.Сорохтина (1972), процессы на границе внешнего ядра и мантии обусловливают вертикальные конвективные перемещения вещества нижней мантии (астеносферы), замыкающиеся в подошве астеносферного слоя. В результате астеносфера становится генератором геохимических и тектонических движений земной коры и всей литосферы в целом и вместе с тем является поставщиком вещества земной коры, гидросферы и атмосферы (Виноградов, 1962). Каждому конвективному циклу соответствует тектонический цикл развития земной коры. Горизонтальные течения астеносферы вызывают передвижение литосферных плит и образование на их окраинах геосинклинальных систем. Тектонически активные зоны земной коры, по данным сейсмических исследований, характеризуются мощным астеносферным слоем мантии, а области океанических и континентальных плит - значительным сокращением его мощности, а в отдельных случаях полным отсутствием. Совершенствование методики интерпретации сейсмических измерений позволяет строить двумерные скоростные разрезы с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды; в результате в земной коре выделяются не только крупные геотектонические элементы - платформы и геосинклинали, но и структуры более мелкого порядка - авлакогены, синеклизы, сводовые поднятия, предгорные и межгорные прогибы (Алексеев, Рябой, 1976). С увеличением мощности осадочного слоя уменьшается скорость сейсмических волн в астеносфере. Это свидетельствует о том, что на таких участках земной коры в мантии, в частности в ее астеносферном слое, осуществлялись наиболее интенсивные геодинамические процессы. Таким образом, развитие земной коры тесно связано с процессами в астеносферном слое мантии Земли.

Существенный вклад в геологическую науку на новом этапе ее развития внесли Р.Зондер, Ф.Венинг-Мейнес, Г.Клоос и Г.Штилле, А.В.Пейве (1945, 1956, 1960 и др.), Р.Штауб, Дж.Муди и М.Хилл (Moody, Hill, 1956), В.Г.Бондарчук (1961), С.И.Субботин и др. (1964), И.И.Чебаненко (1963) и др., развившие учение о глубинных разломах земной коры. В соответствии с этим учением глубинные разломы относятся к категории одних из основных геотектонических элементов земной коры. Они обладают большой протяженностью, значительной глубиной проникновения, длительностью и многофазностью

своего развития. Их простирание северо-восточное и северо-западное, реже меридиональное и широтное. По протяженности разломы достигают сотен и деоятков сотен километров.

В большинстве своем глубинные разломы разграничивают крупные глубинные структуры земной коры. В.Е.Хаин (1973) выделяет следующие разломы: периокеанические, отделяющие материки от океанов; перикратонные, отделяющие платформы от геосинклиналей; внутригеосинклинальные, отделяющие геосинклинальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геосинклинальных поднятий; межглыбовые, разграничивающие отдельные глыбы геоструктурных элементов геосинклинальных и платформенных областей.

Разломный характер земной коры, по мнению большинства исследователей, определяет орогенические процессы и направление распространения горных систем и внутриплатформенных геотектонических элементов. В этих случаях выделяются продольная и поперечная системы разломов. Продольная система подразделяется на разломы подкоровые и внутрикоровые. Подкоровые разломы, достигающие поверхности астеносферы и, возможно, ее подошвы, ограничивают авгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны геосинклинальных областей, их предгорные и внутригорные впадины, авлакогены, рифтовые зоны и региональные сводовые поднятия платформенных областей. Внутрикоровые глубинные разломы, проникающие до гранитного, базальтового слоев и подошвы земной коры, разграничивают в основном отдельные структурно-тектонические и литолого-фациальные зоны этих областей.

Поперечная система разломов охватывает одновременно и геосинклинальные, и платформенные области. Так, альпийский горный пояс Европы пересекается поперечными разломами, уходящими, с одной стороны, в пределы Средиземного моря и Африканской платформы, с другой, - в пределы эпипалеозойской платформы Средней Европы и древней Восточно-Европейской платформы. Во многих случаях они носят сбросо-сдвиговый характер и перемещают крупные блоки земной коры, усложняя тем самым строение геосинклинальных областей и примыкающие к ним склоны платформ.

Отметим, что при изучении строения дна Мирового океана были выявлены поперечные разломы особого типа, названные трансформными (Менард, 1955; Wilson, 1967). Они пересекают срединно-океанические хребты, смещают на значительные расстояния их осевые линии, распространяются в пределы континентальных плит и усложняют ли-

нейность развитых на их окраинах геосинклиналей. Таковы, например, широтные разломы северо-восточной части Тихого океана, пересекающие пояс Северо-Американских кордильер и разделяющие его на существенно отличающиеся по геологической структуре сегменты.

Роль продольных и поперечных разломов на разных этапах развития геосинклиналей и отдельных геотектонических элементов платформ различная. На начальном этапе развития геосинклинальных областей и на орогеническом (инверсионном) наиболее активными являлись продольные разломы, развивавшиеся вначале в обстановке растяжения земной коры, затем - в обстановке сжатия и снова - в обстановке растяжения: В первом случае с их деятельностью связан эффузивный магматизм, во-втором - интрузивный магматизм и начало складкообразования, главным образом в тыльных частях миогеосинклинальных зон, и в третьем - эффузивный магматизм и интенсивное складкообразование по всей геосинклинальной области, в том числе и в образовавшихся на заключительных этапах геотектонических циклов предгорных прогибах и внутригорных впадинах. Такая же особенность их проявления отмечается и в развитии платформенных структур.

Поперечные разломы активно проявлялись на промежуточных этапах развития геосинклинальных областей и особенно интенсивно - на заключительном инверсионном этапе. Они служили главным образом каналами для поверхностных вулканических излияний глубинных мантийных магм. Характерно, что в этом направлении разломы развивались в наиболее прогнутых участках геосинклинальных областей - в предгорных прогибах и внутригорных впадинах. Именно здесь сейсмические измерения показывают относительное увеличение мощности астеносферного слоя мантии. В пределах платформенных геотектонических элементов поперечные разломы также максимально развиты в наиболее прогнутых участках, откуда затухают по направлению к возвышенным участкам платформ.

Из сказанного следует, что поперечные разломы, имея значительную длину своего распространения, наиболее активно развивались на участках наибольшего прогибания земной коры, вернее между опущенными и приподнятыми ее блоками. Отдельно рассматривается система трансформных разломов, являющихся общими не только для геосинклиналей и материковых платформ, но и для материков и океанов в целом. В центральных частях океана с этими разломами связано образование срединных хребтов и других, в переходных зонах к ма-

терикам – геосинклинальных систем, а на материках – разломов фундамента платформ, разделяющих их на отдельные приподнятые и опущенные блоки (Хаин, 1973).

Касаясь природы продольных и поперечных глубинных разломов, мы, вслед за Н.В.Шаблинской (1970), склонны подразделить их на экзогенные и эндогенные. Первые зарождались на поверхности земной коры и развивались на глубину, вторые, наоборот, возникали на глубине и развивались по направлению к земной поверхности. В этой связи экзогенные разломы характеризуются возрастанием амплитуды смещения пород на поверхности и затуханием на глубину, а эндогенные, напротив, – увеличением амплитуды на глубине и затуханием к поверхности. К экзогенным глубинным разломам относятся в основном коровые разломы, к эндогенным – глубинные разломы, достигающие глубинных зон мантии, в частности поверхности астеносферного слоя верхней мантии и поверхности нижней мантии (мезосферы).

Среди продольной системы разломов в большинстве случаев развиты разломы экзогенной природы. К категории эндогенных разломов в этой системе относятся разломы между эв- и миогеосинклинальными зонами геосинклинальных областей и разломы, ограничивающие предгорные прогибы и внутригорные впадины геосинклинальных областей и глубокие впадины платформ. Развитие этих разломов, несомненно, обусловливалось процессами астеносферного слоя мантии. По ним в начальные этапы геотектонического развития происходило опускание земной коры на глубину, а в заключительные инверсионные этапы – воздымание.

Поперечная система разломов по своей природе относится к категории эндогенных разломов. Основное развитие, как было показано выше, они получили в инверсионные этапы геотектонического развития геосинклиналей и внутриплатформенных впадин и не испытывали обращения геотектонического режима. Разломы, по нашему мнению, являлись основными каналами поступления астеносферного вещества к земной поверхности. Наиболее благоприятными в этом отношении были зоны пересечения продольных и поперечных эндогенных разломов.

Рассмотрим геотектоническое развитие Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) на основе современных знаний об эволюционном развитии земной коры. Еще раз сделаем экскурс в строение континентальных платформ, с тем чтобы поставленную задачу решить наиболее правильно.

Как уже отмечалось, дифференциация земной коры на геосинклинальные и платформенные области началась в среднем протерозое. Платформы, сформировавшиеся в среднем протерозое, называют древними; платформы, сформировавшиеся позже (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские) – молодыми. Все платформы возникли на месте более древних геосинклиналей. Поэтому породы их фундамента интенсивно дислоцированы и сильно метаморфизованы. Породы, перекрывающие фундамент, слабо дислоцированы и, как правило, не метаморфизованы. Они составляют осадочный чехол платформ, отвечающий платформенному этапу развития территории.

В пределах платформ, в частности древних, выделяются щиты – выходы на поверхность пород фундамента, кристаллические массивы – территории, где породы фундамента перекрыты осадочным чехлом небольшой мощности со значительными перерывами в напластовании, и плиты – площади развития мощной толщи осадочного чехла. На территории последних выделяются в свою очередь крупные, но пологие поднятия и депрессии, по Н.С.Шатскому, антеклизы и синеклизы и крупные отрицательные структуры – авлакогены или грабенообразные прогибы, по П.Е.Оффману. Реже встречаются горстообразные выступы или гряды. Наиболее интересующие нас авлакогены, к категории которых относится Днепровско-Донецкая впадина, по описанию В.Е.Хаина (1973), разделяются на простые и сложные.

Простые авлакогены представляют собой одиночные грабенообразные прогибы, нередко с поперечными выступами фундамента. К такому типу, в представлении В.Е.Хаина, относятся, в частности, Днепровско-Донецкий и Рязано-Саратовский (Пачелмский) авлакогены Восточно-Европейской платформы.

Сложные авлакогены в поперечном сечении состоят из чередования грабенов и горстов. Примером такого типа авлакогенов может служить Вичитский авлакоген Северо-Американской платформы с горстами Арбокл и Амарильо. Кроме того, авлакогены могут быть сквозные, пересекающие всю платформу, и замкнутые, слепо заканчивающиеся в теле платформы.

Для авлакогенов характерны значительная мощность отложений и повышенный эффузивный магматизм, преимущественно базальтового состава. На месте авлакогенов часто возникают внутриплатформенные складчатые зоны, например Куяво-Поморская в северо-западной части Восточно-Европейской платформы, Синайско-Сирийская в северо-восточной части Аравийско-Африканской платформы и др.

К числу платформенных впадин относятся также краевые, или уловые, синеклизы: Прикаспийская Восточно-Европейской платформы, Мексиканская Северо-Американской платформы и др. Такие структуры обычно приурочены к пересечениям обрамляющих платформы геосинклинальных систем. Для них весьма характерно мощное соленакопление, обусловливающее впоследствии развитие соляной тектоники.

На периферии платформ к категории впадин, по Е.В.Павловскому, относятся также перикратонные опускания. Они представляют собой широкие полосы разного погружения фундамента платформ и развития наиболее молодых отложений осадочного чехла. Во многих случаях перикратонные опускания переходят в передовые прогибы геосинклинальных областей.

Платформенные антеклизы и синеклизы осложняются валами и депрессиями, а они, в свою очередь, куполами и локальными поднятиями.

Все отмеченные тектонические элементы платформ как древних, так и молодых в свете современных представлений возникали и развивались в связи с процессами верхней мантии и, в частности, ее астеносферы.

Древние платформы пережили влияние байкальского, каледонского, герцинского и альпийского геотектонических циклов, проявлявшихся в примыкающих геосинклинальных областях. В начале каждого из этих циклов платформы в целом или отдельные их части испытывали погружение, что вызывало морские трансгрессии на эти территории из геосинклинальных областей; в конце циклов происходили воздымание платформ и морские регрессии. Установлено, что расположение морей, заливавших и оставлявших платформы, было попеременно параллельным простиранию смежных геосинклиналей. Более того, как отмечает В.Е.Хаин (1973), морские бассейны и занимаемые ими прогибы больше всего параллельны той геосинклинали, окружающей платформу, которая в данном цикле испытывает наиболее активное развитие, т.е. наиболее интенсивные погружение и поднятие. Примером может являться Восточно-Европейская платформа. Ее основной прогиб в каледонском геотектоническом цикле располагался в северо-западной части от Балтийского моря и до низовий Северной Двины, т.е. параллельно активно развивавшейся в этом цикле Скандинавской каледонской геосинклинали. В герцинском цикле наибольшее погружение испытала северо-восточная часть платформы, примыкающая к Уральской геосинклинали. Существовавшая здесь

до среднего девона Волго-Уральская антеклиза подверглась опусканию, происходило накопление относительно мощной толщи осадков палеозоя и мезозоя. В альпийском цикле основное погружение платформы осуществлялось в южной ее части, примыкающей к Кавказской, Крымской и Карпатской геосинклиналям.

Следовательно, очертания платформ определялись в конце каждого геотектонического цикла развития геосинклинальных областей. При этом значительно сказывались на очертаниях платформ и геосинклиналей глубинные разломы. Вдоль наиболее активных из них в платформы вдавались заливы смежных геосинклиналей или же возникали внутриплатформенные зоны повышенной подвижности – авлакогены. Изучение последних показывает, что они по своему глубинному строению сильно отличаются от строения платформ. В их пределах мощность консолидированной коры сокращена в полтора-два раза по отношению к платформенной, а темп и градиент погружения фундамента и вместе с тем мощность накопления осадков сопоставимы с геосинклинальными прогибами.

Итак, существенным явлением в геотектоническом развитии платформ было погружение отдельных их участков по глубинным разломам земной коры. Вдоль этих разломов перемещались крупные глыбы земной коры и проявлялась тектоно-магматическая активность подкорового вещества мантии. С движениями вдоль глубинных разломов связано образование складчатых деформаций пород осадочного чехла. На участках, где земная кора испытала наиболее значительное погружение, происходили инверсия зон прогибания и складкообразование.

Учитывая изложенное, формирование геологической структуры Днепровско-Донецкой впадины, к которой приурочена одноименная внутриплатформенная нефтегазоносная провинция Украины, представляется в следующем виде. После образования под действием расширяющихся подкоровых масс крупного сводового поднятия – Сарматского (Украинско-Воронежского) палеощита – происходит смена режима расширения вещества верхней мантии режимом сжатия. Этому способствует вывод тепловой энергии из коры и мантии вследствие обнажения и размыва части слоев теплопроводящего фундамента, что, в свою очередь, ведет к охлаждению подкорового вещества и сокращению его объема. Снижение температуры вызывает различные фазовые переходы на границе Мохоровичича (Мохо, М) и в более глубоких слоях мантии, что приводит к уменьшению объема вещества. Все это создает предпосылки для смены знака тектонических движений на обратный,

а при достижении критических термодинамических условий в определенных зонах под влиянием какого-либо из упомянутых выше факторов (изменение ротационного режима Земли и др.) – к реализации этих предпосылок, т.е. к формированию прогиба земной коры. Смена и механизм образования платформенного прогиба типа ДДВ достаточно подробно описаны С.И.Субботиным и др. (1968). Отметим наиболее существенные положения, лежащие в основе этой схемы: направленный колебательный характер процесса; образование над краевыми частями сжимающихся масс глубинных разломов, ограничивающих центральный грабен или рифт; возникновение поперечных глубинных разломов вследствие изменения режима сжатия или расширения по простиранию формирующейся геологической структуры.

Преемственность процесса формирования сводового поднятия и сопряженной с ним рифтовой впадины подтверждается строением земной коры рассматриваемого региона.

По нашим представлениям (Доленко и др., 1968 и др.), Днепровско-Донецкая впадина образовалась в своде Сарматского палеощита дорифейской Восточно-Европейской платформы в результате его воздымания и последующего обрушения по разломам присводовой части. Борта впадины формировались в послерифтовый этап вследствие вовлечения в прогибание примыкающих участков разобщенного палеощита. Гетерогенный фундамент впадины представлен различными метаморфическими и интрузивными породами архея и протерозоя, слагающими геологоструктурные единицы древнего основания, прослеживающиеся на многие десятки и сотни километров в пределах современных Украинского щита и Воронежской антеклизы (Белевцев, Прус, 1962; Семененко, 1964; Каляев, 1965; Доленко и др., 1968 и др.). Это реликты складчатых сооружений, возникших в карельскую тектоническую эпоху из раннепротерозойских геосинклинальных зон (трогов) – Одесско-Белоцерковской, Криворожско-Кременчугско-Крупецкой, Ореховско-Павлоградской, между которыми располагаются архейские протоплатформенные "срединные массивы" – Житомирский, Кировоградский, Запорожский, Приазовский.

Геофизическими исследованиями методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) установлено, что описанным геоструктурам соответствуют участки различного строения земной коры (Соллогуб, 1970 и др.). В частности, на Украинском щите (УЩ) и, по-видимому, на Воронежской антеклизе складчатые сооружения саксаганид характеризуются утолщенной корой, а "срединные массивы" – нормальной

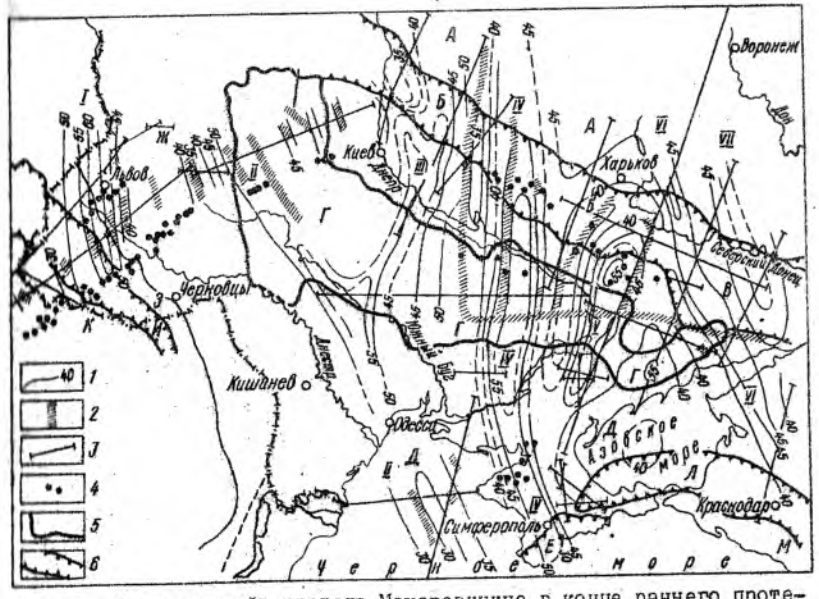


Рис. I. Схема рельефа раздела Мохоровичича в конце раннего протерозоя (по В.Б.Соллогубу, 1975):
I – линии изоглубин (в км); 2 – разломы по поверхности М; 3 – профили ГСЗ; 4 – точечные определения глубин до раздела М; 5 – контур Украинского щита, 6 – контур рифта.
Структуры: А – Воронежская антеклиза, Б – Днепровский рифт, В – Донбасс, Г – Украинский щит, Д – Причерноморская впадина, Е – Горный Крым, Ж – Волыно-Подольская плита, З – Предкарпатский прогиб, И – Карпаты, К – Закарпатский прогиб, Л – Индоло-Кубанский прогиб, М – Большой Кавказ.
Раннепротерозойские геосинклинальные системы: I – Львовско-Карпатская (?), П – Шепетовско-Одесская (?), Ш – Одесско-Ядловская, IУ – Криворожско-Крупецкая, У – Орехово-Павлоградская, УI – Донецко-Белогородско-Михайловская, УП – Оскольско-Щигровская

или сравнительно тонкой корой. Образование утолщений коры, или "корней гор", по мнению В.Б.Соллогуба (1970 и др.), произошло в орогенную стадию развития раннепротерозойских геосинклиналей и отражает закономерный глобальный процесс становления континентальной земной коры в геосинклинальных областях. В соответствии с этой глобальной закономерностью под платформенными участками образуется кора нормальной толщины (35–45 км), а под "срединными массивами" – сравнительно тонкая кора, мощность которой не превы-

Инв. № К 40841
Библиотека института геологических наук Академии наук УССР

шает 35 км. Эти положения хорошо иллюстрируются (см. рис. I). На схеме в виде субмеридиональных полос нашли отражение Одесско-Ядловская, Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и другие зоны карелид, характеризующиеся синклинальным строением поверхности Мохо (глубина 50 км и более), и области протоплатформенных и "срединных массивов", разделяющих эти зоны, в пределах которых земная кора имеет минимальную толщину (30-35 км).

Современное строение глубоких горизонтов земной коры под ДДВ не согласуется с описанной выше схемой. В ранних работах В.Б.Соллогуб (1967, 1970) предполагал полную тождественность раннепротерозойского и современного структурных планов поверхности М в пределах УССР, на основании чего им были поставлены под сомнение не только теория изостазии, но и механизм образования платформенных геоструктур типа ДДВ в результате фазовых и иных превращений вещества мантии. В более поздних работах В.Б.Соллогуба с соавторами (1975, 1977) допускается возможность крупных геотектонических перестроек земной коры, происходивших во время проявления активных движений в различные тектонические эпохи. Эти перестройки отображаются в изменении мощности коры, появлении новых (одной или нескольких) граничных поверхностей Мохо.

Мощность земной коры под ДДВ в целом несколько меньше, чем под Украинским щитом и Воронежской антеклизой (см. рис. 2). Простирание изолиний рельефа М в общем северо-западное, согласное с простиранием краевых разломов Днепровского рифта. В пределах рифта наблюдается ряд овальных вздутий поверхности Мохо, разделенных участками более глубокого залегания.

Крайнее северо-западное вздутие, полуконтуренное изолинией -37,5 км, соответствует в плане Черниговскому выступу фундамента. По профилю ГСЗ Киев-Гомель поверхность М вначале воздымается с -40 км до -34 км, а затем полого погружается под северо-восточный борт впадины. Подобная картина наблюдается и на всех других сейсмических профилях вкрест простирания впадины, т.е. приосевая зона Днепровского рифта во всех его пересечениях приподнята (по рассматриваемой поверхности) по отношению к краевым частям и бортам впадины.

В западной части Роменской поперечной депрессии фундамента ДДВ (Доленко и др., 1968) также установлено куполовидное воздымание поверхности М. В сводовой части купола на профиле ГСЗ Пирятин - Талалаевка глубина залегания раздела кора - мантия составляет 34 км, а ее превышение над соответствующей границей под северными склоном Украинского щита достигает 10 км, под южным склоном Воронежской антеклизы - 15 км.

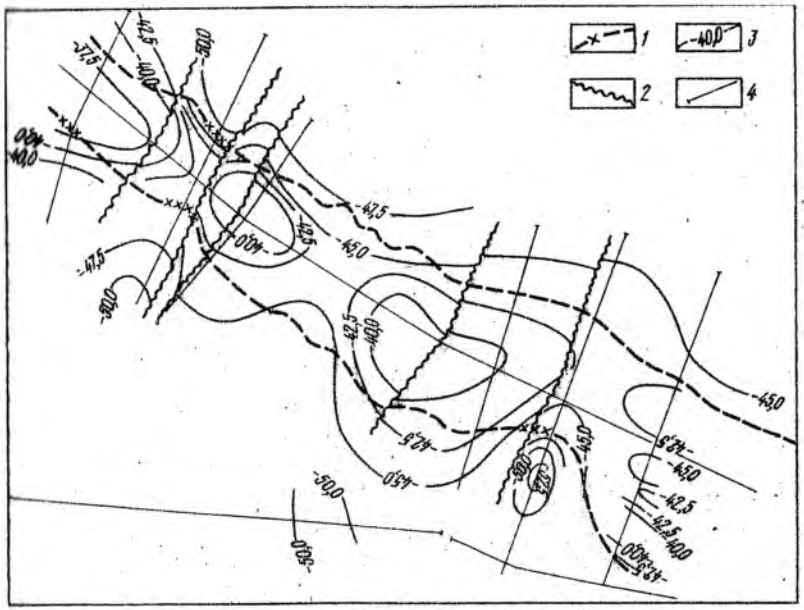


Рис. 2. Мощность земной коры Днепровско-Донецкой впадины:
I - краевые разломы Днепровского рифта; 2 - поперечные разломы, выраженные в рельефе М; 3 - изоглубины поверхности М; 4 - профили ГСЗ

Еще одно обширное куполовидное вздутие поверхности Мохо отмечается под Полтавской поперечной депрессией и оконтуривается замкнутой изолинией -42,5 км. Южное крыло "структуры" смещено в сторону юго-западного борта впадины. Максимальные абсолютные отметки на продольном профиле ГСЗ составляют -36 км, минимальные - -44 км под юго-западным бортом впадины и -47 км под северо-восточным (на профиле ГСЗ Царичанка - Богодухов).

На юго-востоке, в придонецкой части региона, рельеф рассматриваемой поверхности усложняется и характеризуется чередованием "антиклинальных" и "синклинальных" участков (профиль ГСЗ Приморск (бывший Ногайск) - Сватово). Зона, где глубины до границы М минимальны (36-38 км), тяготеет к южному борту рифта, а наибольшие глубины (46-48 км) характерны для срединной его части (см. рис.2).

В межкупольных участках толщина коры несколько увеличивается, в целом ее мощность возрастает с северо-запада на юго-восток от 34 км на Черниговском выступе до 47 км в придонецкой части впадины.

Особенностью рельефа поверхности М является также то, что на участках куполовидных вздутий изолинии выпуклы в сторону бортов впадины и, следовательно, толщина коры здесь меньше, чем в прилегающих районах щита. На продолжении межкупольных зон, как правило, изолинии границы М образуют изгибы, вдающиеся в пределы рифта со стороны бортов, что, по-видимому, отражает региональный тектонический план дорифейской структуры рассматриваемой территории, т.е, наличие близмеридиональных геосинклинальных систем, характеризующихся утолщенной земной корой.

Строение поверхности Конрада в общем согласуется со структурой фундамента ДДВ. Наиболее прогнута она под Днепровским рифтом; в северо-западной части глубина ее залегания составляет 20-22,5 км в юго-восточной части - достигает 27,5 км. На бортах впадины поверхность Конрада воздымается до 17,5-20 км (Доленко и др., 1968). Мощность базальтового слоя соответственно уменьшается от бортов впадины к центральной, наиболее прогнутой ее части от 25-30 до 15-20 км. Толщина гранитного слоя под Днепровским рифтом также в целом меньше, чем в пределах Украинского щита и Воронежской антеклизы. Учитывая, что в пределах впадины этот слой был перекрыт толщей осадков начиная, по крайней мере, с девона, а на щите был выведен на поверхность и размывался, следует предположить, что уплотнение гранитного слоя над рифтом является следствием глубинных тектонических процессов, выразившихся как в механическом, так и в химических преобразованиях и других превращениях вещества земной коры.

Рельеф раздела М усложнен поперечными глубинными разломами, которые прослеживаются как в пределах Днепровского рифта, так и его бортов. По представлениям Г.Н.Доленко (1964 и др.), эти разломы являются крупными тектоническими элементами Сарматского щита, которые возникли до образования ДДВ. Последующее их развитие в пределах разных геоструктурных элементов происходило неодинаково и неодновременно. В частности, в процессе зарождения и развития впадины поперечные разломы не проявлялись, оставаясь залеченными и располагаясь на границе поднятий и депрессий кристаллического основания. Лишь в процессе инверсии в заключительный этап геотек-

тонического развития впадины, когда тектонические напряжения, вызванные резким расширением объема подкоровых масс, достигли максимума, движения по поперечным разломам возобновились. Особенностью поперечных разломов, которые, несомненно, имеют более глубокое заложение, является то, что амплитуды их в земной коре закономерно затухают при переходе от базальтового слоя к гранитному и далее - к осадочному комплексу пород. С образованием и развитием этих разломов, по мнению Г.Н.Доленко (1964 и др.), преимущественно связан процесс синтеза нефтяных углеводородов в условиях мантии, их миграция и закономерности размещения в осадочной толще нефтегазоносных провинций.

Изучение особенностей строения земной коры и верхней мантии позволяет выяснить некоторые вопросы взаимосвязи формирования глубинных слоев и горизонтов осадочного чехла, в частности эволюцию переходного слоя кора - мантия в процессе геотектонических циклов, зафиксированных в осадочной толще региона. С помощью метода многомерного корреляционного анализа Н.И.Галабудой и др. (1976) сопоставлено строение осадочной толщи с глубинным строением северо-западной части ДДВ и выяснен характер ее формирования.

В настоящей работе приведены результаты аналогичных исследований для юго-восточной части региона по профилю ГСЗ Синельниково - Чугуев.

Профиль Синельниково - Чугуев (см. рис. 3) пересекает почти под прямым углом Днепровско-Донецкий грабен в районе нахождения наиболее крупных газовых месторождений региона - Шебелинского и Ефремовского. Он начинается в пределах Украинского щита, где развиты осадочные породы очень небольшой мощности и протягивается на север в пределы Воронежского кристаллического массива. До пк 45 поверхность фундамента залегает очень полого. Осадочная толща представлена отложениями мезокайнозоя и карбона, мощность которых постепенно увеличивается в сторону грабена. Далее до пк 60 (где фиксируется южный краевой разлом) наклон поверхности фундамента увеличивается вдвое, а в основании разреза появляются девонские слои. Геологических данных об их вещественном составе пока нет, но, судя по смежным участкам, они представлены здесь терригенными образованиями, возможно, с прослоями карбонатных и сульфатных пород. Между пк 60 и 69 наклон поверхности фундамента еще раз увеличивается вдвое и она погружается с 4 до 12 км. На этом участке значительно возрастает полнота разреза карбона и девона: первого

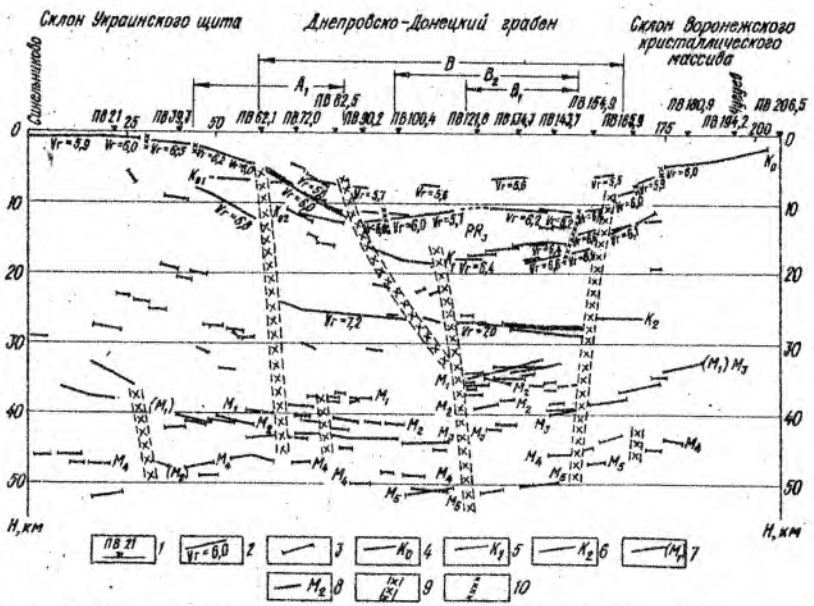


Рис. 3. Профиль ГСЗ Синельниково – Чугуев (по В.Б.Соллогубу и др., 1975):
1 – пункты взрыва; 2 – преломляющие границы и скорости сейсмических волн (в км/с); 3 – отражающие площадки; 4 – поверхность фундамента на бортах; 5 – поверхность фундамента в грабене; 6 – поверхность "базальтового" слоя; 7 – отражающие площадки раздела М (в интерпретации В.Б.Соллогуба и др., 1975); 8 – то же (в интерпретации Н.И.Галабуды); 9 – глубинные разломы; 10 – локальные тектонические нарушения

главным образом за счет увеличения мощности отложений среднего отдела, а второго – за счет появления соленосных толщ. Севернее пк 89, где фиксируется крупноамплитудный разлом, и до пк 160 отмечается раздвоение отражающего горизонта, отождествлявшегося ранее с поверхностью кристаллического основания. Это раздвоение позволило В.Б.Соллогубу и др. (1975) предположить, что в основании Днепровского рифта в районе профиля находится более древняя структура (грабен), заполненная позднепротерозойскими (рифейскими) осадочно-метаморфическими образованиями. Ширина ее примерно вдвое меньше девонского грабена. В соответствии с этим нижняя граница сопоставляется с древнепротерозойским или архейским кристаллическим основанием, а возраст верхней не установлен. Разрез осадоч-

ной толщи здесь наиболее полный. Широко развиты соленосные породы девона и перми.

Севернее пк 160 происходит ступенчатое воздымание фундамента с постепенным его выполаживанием. Общая мощность осадочной толщи постепенно уменьшается за счет выпадения из разреза отдельных слоев, горизонтов и даже литологических толщ девона, карбона и перми.

Сейсмическим зондированием вдоль профиля Синельниково– Чугуев выявлен сложный и переменчивый характер волнового поля, что нашло свое отражение в неоднородном блоково-слоистом строении верхней и нижней частей консолидированной земной коры. Поверхность консолидированного фундамента в осевой зоне рифта (пк 89–160) была выделена по волнам $P^{КЛ}$, в то время как в прибортовых зонах и на бортах она выделяется по волнам $P^{КО}$ и залегает здесь на меньшей глубине. Если в южной части профиля специфическими чертами, характерными для поверхности кристаллического фундамента, обладает горизонт $К_0$, то от Юрьевского (южного краевого) и до Южно-Харьковского (северного краевого) глубинных разломов столь же четкой сейсмической поверхностью является только глубоко залегающий горизонт $К_I$. Совокупность горизонтов $К_0$ и $К_I$ образует фундамент Днепровско-Донецкой впадины.

Граница М, разделяющая различные по скорости и фазовому состоянию, а возможно, и по вещественному составу, породы консолидированной земной коры и верхней мантии, представлена не одним, как предполагалось ранее, а двумя отражающими горизонтами и более, что указывает на существование переходного слоя кора – мантия. Характеризующие эту зону волны $P^{М}_{отр}$ регистрируются по-разному, то четкими интенсивными двумя–тремя фазами, то практически одинаковыми по своим признакам группам волн, количество и интенсивность которых изменяется от участка к участку.

На сейсмическом разрезе Синельниково – Чугуев (см. рис. 3) раздел М представлен зоной перехода большой мощности, достигающей 15 км и более, прослеживающейся в интервале глубин 33–52 км. В пределах зоны в большинстве случаев отмечается два и более горизонтов. В.Б.Соллогуб и др. (1975) выделяют на северном склоне Украинского щита до Юрьевского регионального разлома две сейсмические границы $М_I$ и $М_2$ (по нашим данным, $М_2$ и $М_4$ соответственно), ограничивающие переходную зону мощностью 8–13 км и имеющие различные возраст и происхождение. Наибольшая мощность переходного

слоя (около 18 км) зафиксирована у центрального глубинного разлома (район пк 115). Севернее него раздел М охарактеризован одним горизонтом (M_I) (по нашим данным, M_3) на глубине около 42 км. В целом структура подошвы земной коры четко отражает групповой характер записи волн $P^M_{отр}$. Структурные построения раздела М выполнены по наиболее уверенным, интенсивным фазам волн $P^M_{отр}$. В этом случае вдоль профиля фиксируется значительная разорванность отражающих площадок по глубинам залегания.

Выделенные по данным ГСЗ отражающие площадки в зоне перехода могут быть объединены в пять поверхностей раздела М, каждая из которых образовалась в определенное время. Практически ни одна из них не прослеживается непрерывно. Самые верхние поверхности M_I и M_2 исчезают местами южнее центрального регионального разлома и на склоне Воронежской антеклизы. Поверхность M_3 хорошо фиксируется на Воронежской антеклизе, прерываясь иногда в примыкающем блоке Днепровского рифта и снова прослеживаясь между Центральным и Юрьевским глубинными разломами. Самой протяженной (с перерывом лишь вблизи Центрального разлома) является поверхность M_4. Наиболее глубоко залегающие площадки объединены в поверхность M_5, неплохо прослеживающуюся в центре рифтовой зоны и выраженную отдельными площадками на бортах впадины. Прерывистый характер выделенных глубинных поверхностей затрудняет статистическую обработку материала.

В связи с этим профиль был разбит на ряд участков: А – весь профиль, В – Днепровский рифт, A_I – южный борт и прибортовая часть впадины (40–85 км). В пределах рифта выделены участки: B_I – 120–150 км и B_2 – 100–150 км. На протяжении всего профиля сопоставлялись три глубинных горизонта M_3–M_5 и шесть стратиграфических: P_2, C_2, C_I, D, PR_3 (?) и AR; на участке A_I сопоставлялись M_3–M_5 и P_2, C_2, C_I, D и AR. В Днепровском рифте исследованы соотношения поверхностей всех выделенных стратиграфических горизонтов (как в отдельности, так и в совокупности: KZ, MZ, P_2, $C-P_1$, D, PR_3 (?) со всеми разделами М, которых на участке B_2 выделено четыре, а на B_I – пять. Масштаб исследуемого сейсмического профиля 1:200 000. Интервал, через который снимались данные для сопоставления, составляет 2,5 км.

Проведенный корреляционный анализ дал возможность выявить ряд общих для всех выделенных участков взаимосвязей стратиграфических и глубинных границ, а также некоторые характерные закономерности. Установлено, что чем глубже расположена граница в переходном слое, тем с более древней поверхностью осадочной толщи она коррелируется. Так, разделы M_5, M_4 и M_3 соответствуют эпохам формирования поверхностей протерозоя (?), девона и раннего карбона. При этом отмечается согласное залегание глубинных границ с поверхностями кристаллического фундамента, девона и раннего карбона и несогласное – с поверхностями протерозоя (?) и среднего карбона.

Парные (ПКК) и частные (ЧКК) коэффициенты корреляции поверхностей М и карбона возрастают от M_5 к M_3. Несогласное залегание стратиграфических и глубинных границ начало формироваться в среднем карбоне и продолжалось до конца мезозоя. В блоках B_I и B_2, где наблюдается наибольшая полнота разреза, исследуемые зависимости более четкие, чем в других блоках. В частности, по сравнению с блоками А и В, существенно возрастают ПКК и ЧКК глубинных границ M_I–M_5 и поверхностей C_2–К в блоках B_I и B_2.

Для всех выделенных поверхностей в переходном слое кора – мантия, особенно в блоках B_I и B_2, фиксируется устойчивая сильная корреляционная связь с поверхностью кристаллического основания. Это, по-видимому, свидетельствует о подвижности последней во все основные этапы эволюции Днепровского рифта.

Анализ взаимосвязи границ М на всем профиле (А) с обособленными крупными осадочными комплексами и ограничивающими их стратиграфическими несогласиями подтверждает выявленные закономерности. Коэффициенты корреляции поверхностей M_3–M_5 с кристаллическим фундаментом (K_o–K_I) примерно такие же, как и в краевой части рифта (A_I): ПКК = 0,20–0,55; ЧКК = 0,42–0,64.

Поверхность M_3 – переходная по своим свойствам. Об этом свидетельствуют особенности ее взаимосвязи со стратиграфическими горизонтами осадочной толщи, показывающие, что на ее формировании отразились как ранние (AR, PR_3 (?), C_I), так и поздние (j и К) этапы эволюции впадины.

Установленные взаимосвязи поверхностных глубинных границ позволяют объяснить выявленные В.Б.Соллогубом и др. (1975) по особенностям волнового поля различия между разделами M_I и $M_П$ на южном борту, а также четкость и выраженность поверхности $M_I(M_3)$ в рифте. Поверхность $M_П(M_4)$, четко выделяемая в блоке A_I, близка по характеристикам к древним поверхностям M_5–M_3 в рифтовой зоне впадины, а $M_I(M_2)$ – к поверхностям M_2–M_I. Это позволяет интерпрети-

ровать M_4 и M_2 как реликтовые поверхности Мохо разных этапов становления консолидированной коры. Стабильность поверхности M_3 является следствием ее взаимосвязи с формированием Днепровского рифта в ранние стадии развития, а Днепровско-Донецкой впадины в целом – в поздние.

Если объединение отдельных площадок вдоль профиля и реликтовых поверхностей Мохо определенного возраста проведено правильно, то сильная устойчивая связь глубинных границ с поверхностью кристаллического фундамента и грабена (В и, особенно, B_I и B_2) и слабая ($\prec 0{,}6$) корреляция их с горизонтами K_0-K_I на всем профиле (А) отражают, по-видимому, разный возраст кровли земной коры в рифте и на южном борту ДДВ, а также различную историю развития основных тектонических элементов последней. Это, в свою очередь, сказалось на акустических свойствах кристаллических пород и привело к возникновению волн P^K_0 в участке А и P^K_I – в участке В.

Таким образом, применение многократного корреляционного анализа дало возможность установить взаимосвязи границ в переходном слое от коры к мантии с определенными границами в осадочной толще, датировать поверхность Мохо, наметить возможную последовательность эволюции во времени и пространстве переходного слоя земная кора – мантия в юго-восточной части ДДВ в течение всей ее геологической истории.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ

Образование и развитие Днепровско-Донецкой впадины неразрывно связано с процессами тектогенеза, происходившими в течение всей геологической истории на территории Восточно-Европейской платформы. Большинство исследователей датируют зарождение Припятско-Донецкого грабена (рифта) – родоначальника Припятского грабена, Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса – средним – поздним девоном. Однако высказываются мнения о более древнем возрасте рассматриваемой геоструктуры (Бондарчук, 1946; Антипов, 1969; Гавриш, 1969; Соллогуб, Калюжна, 1975 и др.)*. Поэтому для реконструкции и правильного понимания механизма образования, основных особенностей регионального тектонического плана и истории развития ДДВ важное значение имеет изучение догерцинских этапов тектонического развития территории юга Восточно-Европейской платформы, в частности Сарматского палеощита**.

Докембрийская история развития территории Сарматского палеощита частично рассмотрена нами (Доленко, Варичев, 1978) на примере склонов Украинского щита и Воронежской антеклизы, обрамляющих Днепровский палеорифт. При этом было показано, что на рубеже архея и протерозоя произошла существенная перестройка общего тектонического плана. Е.В.Павловский (1964) предполагает, что это была эпоха временной консолидации земной коры с образованием громадной протоплатформы и начала становления континентальной коры, т.е. образования ее гранитно-метаморфического слоя. На территории современных Украинского щита и Воронежской антеклизы установлены обширные архейские массивы, сложенные различными гнейсами, гранитами и мигматитами и разделенные (а к концу архея – спаянные)

*Следует отметить, что названные исследователи и другие, за исключением В.И.Антипова, при описании истории развития региона рассматривают только герцинский и последующие этапы.

** Эта геоструктура рассматривается нами, начиная с байкальского тектонического цикла, в объеме Украинского щита, Белорусской и Воронежской антеклиз и их склонов.

поясами зеленокаменных пород, представляющими, как полагает А.С.Новикова (1975), реликты океанической коры.

После временной стабилизации тектонического режима в конце архея на территории Сарматского палеощита возобновляются активные тектонические процессы, приведшие к взламыванию его сравнительно тонкого "панциря" вдоль линий древнейших глубинных разломов и образованию своеобразных геоструктур – наложенных геосинклинальных трогов (М.С.Марков, 1964). Поскольку гранитогнейсовые массивы архейских пород (участки континентальной коры) были сравнительно прочными и устойчивыми к различного рода деформациям, местами возникновения трогов – узких, линейно вытянутых прогибов – явились пояса развития зеленокаменных пород (участки древней океанической коры). Это обстоятельство – пространственная связь архейских и раннепротерозойских структур и сходный формационный набор разновозрастных образований – позволило Г.И.Каляеву (1974) высказать предположение о едином и непрерывном раннедокембрийском геосинклинальном цикле длительностью 1500–1800 млн. лет, который завершился только в среднем протерозое образованием подвижной платформы. Однако наличие на Украинском щите достаточно мощных донижнепротерозойских кор выветривания свидетельствует в пользу предоставления о прерывистом характере тектонического процесса в архее – раннем протерозое.

В конце раннего – начале среднего протерозоя на рассматриваемой территории активно проявились складкообразовательные и магматические процессы карельской эпохи тектогенеза (2000–1700 млн. лет). В результате мощные вулканогенно-осадочные образования, выполняющие наложенные геосинклинальные троги, оказались интенсивно дислоцированными, метаморфизованными, инъецированными гранитными интрузиями и консолидированными. По мнению большинства исследователей (А.А.Богданов, В.Е.Хаин и др.), это была эпоха кратонизации Восточно-Европейской платформы, почти повсеместного становления континентальной коры. Овручские кварциты, а также гранитоиды осницкого комплекса и пержанские метасоматиты, возраст которых составляет 1400–1500 млн. лет (Семененко и др., 1960), считаются образованиями осадочного чехла праплатформы (Павловский, 1964).

В позднем протерозое большая часть территории юга Восточно-Европейской платформы некоторое время оставалась сушей, где происходили лишь глыбово-блоковые перемещения по разломам, сопровож-

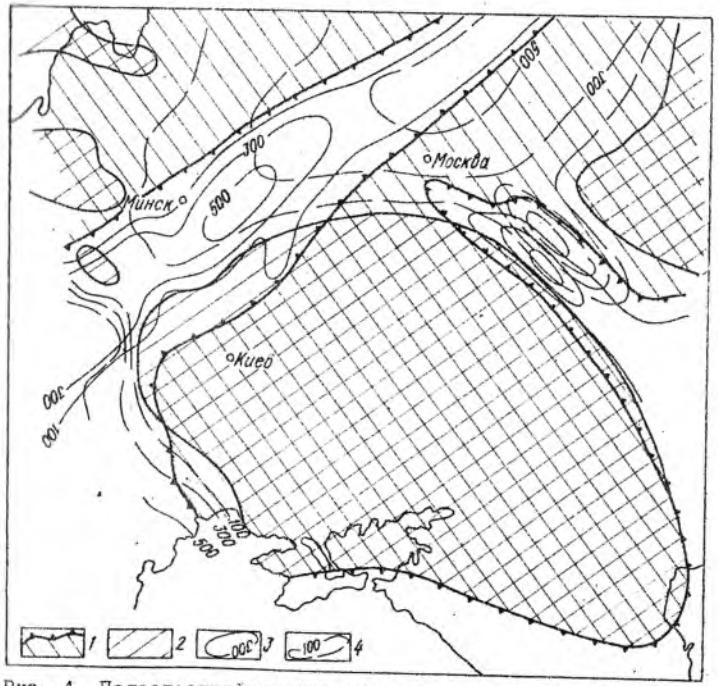


Рис. 4. Палеогеографическая схема юго-запада Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое (по Б.М.Келлеру, 1968, с дополнениями).
Области сноса: 1 – в рифее, 2 – в венде; изопахиты: 3 – рифейских отложений, 4 – вендских отложений

дающиеся магматической деятельностью. Об этом свидетельствуют тела диабазов, обнаруженные на рассматриваемой территории, возраст которых, по изотопным данным, составляет 1100–1200 млн. лет.

В позднем рифее (около 800 млн. лет) активизируются тектонические процессы на всей территории Восточно-Европейской платформы, что привело к образованию своеобразных тектонических структур – авлакогенов, разделивших платформу на ряд обособленных приподнятых блоков – щитов. Одной из положительных структур этого времени был Сарматский палеощит (рис. 4). Его северо-западная граница совпадает с юго-восточным бортом Оршанского авлакогена, на севере и северо-востоке он ограничен Пачелмским авлакогеном. На юго-западе платформы образования полесской серии установлены в между-

речье Южного Буга и Днестра к западу от линии Сарны – Шепетовка. Южная граница палеощита примерно совпадает с современной границей Восточно-Европейской платформы. Рифейские отложения полесской серии на рассматриваемой территории представлены континентальными красноцветными образованиями, преимущественно песчаниками и гравелитами с подчиненными прослоями конгломератов. Мощность рифея достигает 500 м (Кедлер, 1968). В конце рифея территория юга Восточно-Европейской платформы испытала поднятие, а рифейские отложения были смяты в складки в связи с проявлением байкальской складчатости. На это указывает также значительный перерыв в осадконакоплении между рифеем и вендом.

Каледонский тектонический цикл характеризуется резкой сменой тектонического режима на рассматриваемой территории. В венде площади прогибания и осадконакопления значительно расширяются. На месте узких, линейно вытянутых прогибов – авлакогенов (или, точнее, палеорифтов) – образуются крупные впадины типа синеклиз, наложенные на палеорифты и обширные участки их бортов (плечей). Эти синеклизы образуют единый седиментационный бассейн, в состав которого вошли Балтийско-Московская синеклиза, Пачелмский прогиб, области прогибания на востоке и западе платформы (Предуралье, Волыно-Подольская окраина). На начальном этапе каледонского цикла (венд) в зонах прогибания происходила активизация вулканогенной деятельности: в составе волынской серии преобладают вулканогенные образования, тогда как валдайская серия представлена песчаными и глинистыми породами. Мощность вендских образований, выполняющих Оршанский прогиб в пределах современного Припятского грабена, составляет 100–200 м.

Нижнепалеозойские, силурийские и нижнедевонские отложения, также как и эокембрийские, на территории Сарматского палеощита не установлены. Они обнаружены только на западной, северной и восточной его окраинах и предполагаются вдоль южной окраины платформы, в фундаменте эпигерцинской Скифской платформы. Следовательно, и в каледонскую эпоху Сарматский палеощит оставался крупной положительной структурой на юге Восточно-Европейской платформы и служил областью денудации и сноса терригенного материала, накапливающегося в сопредельных впадинах. Для палеощита характерна удлиненно-овальная форма, что, как было показано ранее (Лучицкий, Бондаренко, 1967; Доленко и др., 1970 и др.) создало благоприятные условия для образования в своде (в процессе его воздымания) грабенообразной (рифтогенной) структуры.

Таким образом, в течение байкальского и каледонского тектонических циклов произошло становление крупного сводового поднятия на юге Восточно-Европейской платформы – Сарматского палеощита – одного тектонического элемента, созданного на гетерогенном основании. В ходе этого процесса возникли предпосылки для формирования в своде палеощита рифтогенной структуры. Этап образования сводового поднятия рассматривается нами как подготовительный (Доленко, Варичев, Галабуда, 1970), или дорифтовый.

Геологическая история собственно Днепровско-Донецкой впадины (как, впрочем, и всех других структур Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена) начинается с герцинского этапа развития территории Сарматского палеощита, когда в среднем – позднем девоне в его своде образовался рифт северо-западного простирания, в котором накапливались мощные толщи терригенных и карбонатных, соленосных и вулканогенных пород. Простирание раннегерцинского Днепровского рифта резко несогласное по отношению к докембрийским структурам основания (рис. 5). Однако связь зоны активизации с Сарматским палеощитом несомненна – это генетическая взаимосвязь системы рифт – свод, обусловленная тектоническими напряжениями, возникающими в процессе роста последнего (Доленко, Варичев, 1978).

Рифтовый этап развития ДДВ охватывает период начиная со среднего девона* и, по-видимому, до конца раннего визея.

В начальную стадию (ливенско-раннефранское время) вследствие воздымания Сарматского палеощита под действием расширяющихся подкоровых глубинных масс происходило растяжение верхних слоев тектосферы и образование в гранитно-метаморфическом слое серии малоамплитудных приповерхностных трещин разрывов, ограничивших участок проседания части свода. По этим разрывам началось нерав-

* Некоторые исследователи (Чирвинская, 1963, и др.) выделяют "синеклизный" этап развития ДДВ, предшествующий образованию краевых разломов грабена. Такое же мнение высказывалось и нами (Доленко и др., 1970; и др.). Все же, по-видимому, не следует разобщать во времени единый процесс формирования рифта лишь на том основании, что в составе девонских подсолевых отложений не обнаружены (пока!) эффузивные породы. Вулканогенные образования среднего девона установлены в нетребовском горизонте на Воронежской антеклизе (Быков, Канцеров, 1974). И вообще трудно предположить приемлемый механизм образования протяженной и пологой впадины в оптимальной части сводового поднятия, не связывая его с формированием разломов, которое, вероятно, осуществлялось одновременно сверху вниз и снизу вверх (Варичев, 1971).

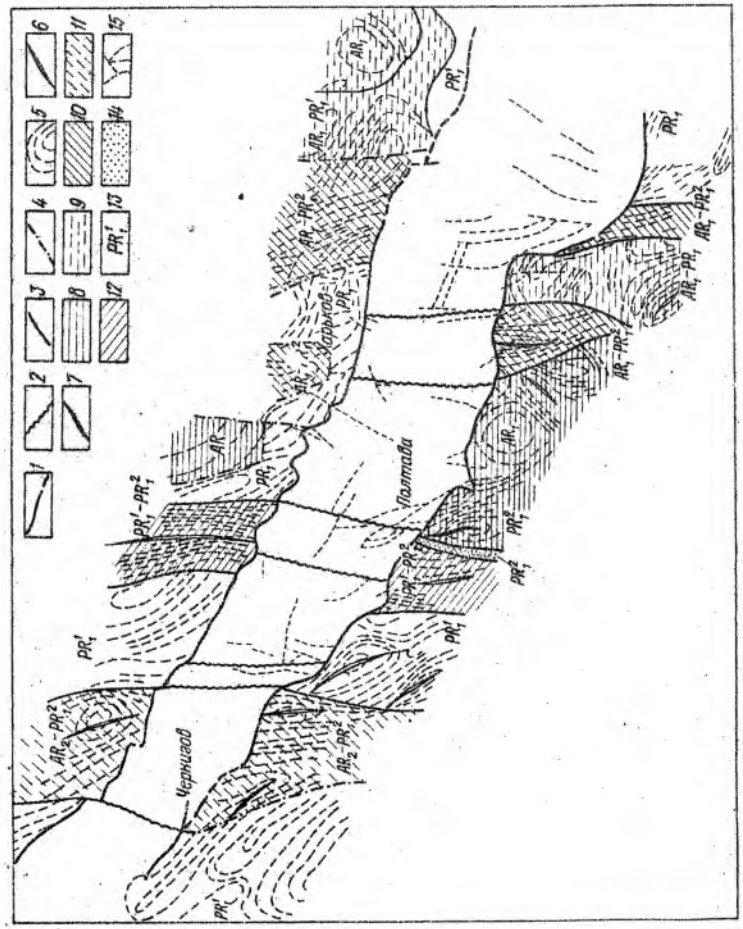


Рис. 5. Тектоническая схема обрамления Днепровского рифта (по Б.Л.Гуревичу, М.Г.Расцеповой, 1974, с изменениями):
1 – краевые разломы Днепровского рифта; 2 – границы поперечных структур в рифте; 3 – границы тектонических зон; 4 – границы глыб и блоков; 5 – полосчатость в гнейсах, отражающая простирание складчатых структур; 6 – оси синклиналей; 7 – оси антиклиналей; области складчатости: 8 – раннеархейской, 9 – раннеархейской, переработанной раннепротерозойской складчатостью; 10 – раннеархейской; 11 – позднеархейской и 12 – раннепротерозойской переработанных саксаганской складчатостью, 13 – раннепротерозойской (азово-волынидн). 14 – саксаганской; 15 – разрывные нарушения в грабене

номерное (вследствие поперечной дифференциации) прогибание Днепровской рифтовой зоны и накопление маломощной (300–400 м) красноцветной формации девона. Живетский ярус представлен пярнусско-наровским и старооскольским горизонтами, в составе которых обнаружены серые, серо-зеленые и красно-бурые известняки, мергели и аргиллиты с редкими прослоями песчаников. Предполагается (Доленко и др., 1975), что среднедевонские отложения на территории рифта распространены не повсеместно, а лишь в наиболее погруженных впадинах. Разрез франского яруса начинается пашийско-кыновским горизонтом, сложенным пестроцветными глинисто-алевролитовыми и карбонатно-глинистыми породами. В составе саргаевского горизонта установлены известняки с подчиненными прослоями серых мергелей. Скорость накопления описанных отложений составляла 0,016–0,030 мм/год.

В семилукское время скорость прогибания кристаллического ложа рифта значительно увеличилась и началось накопление грубообломочных терригенных, а затем и вулканогенных образований, что свидетельствует о контрастных движениях по краевым разломам, которые достигли подкоровых магматических очагов. В это же время возобновляются движения и по поперечным разломам, с которыми, по-видимому, также связан вулканизм. Семилукские слои представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, реже алевролитами темно-зеленой и бурой окраски. Кроме обломков эффузивных пород основного состава встречаются покровы основных эффузивов и пласты известняков. Мощность слоев 250–400 м. Алатырский горизонт, несогласно залегающий на семилукском, сложен глинистыми и песчано-алевролитовыми породами с прослоями известняков. Мощность горизонта 120–300 м.

Воронежские слои и низы евлановских в погруженных участках сложены чередующимися пластами глинисто-карбонатных пород и пачками каменной соли мощностью 20–40 м с прослоями ангидритов. На повышенных участках из разреза выпадают пласты каменной соли, замещаясь терригенным материалом. Мощность толщи на площадях юго-западной краевой зоны (Великобагачанской и Петривцевской) составляет соответственно 430 и 510 м.

Евлановско-ливенские слои, слагающие нижнюю соленосную толщу, в прибортовых участках представлены карбонатно-глинистыми породами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. В погруженных частях Днепровского рифта в разрезе развиты пласты и пачки соли мощностью 1–2 км.

Задонско-елецкие слои – надсолевая толща – представлены терригенно-глинистыми образованиями, мощность которых резко изменяется вкрест простирания и по простиранию впадины. Наибольшие мощности надсолевых отложений установлены в юго-западной прибортовой зоне, на площадях северо-восточной краевой зоны они уменьшаются почти вдвое. Это свидетельствует о разной тектонической активности Украинского щита и Воронежской антеклизы в рассматриваемое время, а также о дифференцированности рельефа Днепровского рифта. Украинский щит испытывал восходящие движения, размывался и служил основным поставщиком терригенного и глинистого материала, накапливающегося в рифтовой зоне. Воронежская антеклиза, перекрывавшаяся морем уже в живетском веке, значительно отставала в подъеме, вследствие чего большая часть ее (в том числе область современного свода) оказалась перекрытой девонскими отложениями. Приподнятой оставалась лишь часть антеклизы, примыкающая к северо-восточному краевому разлому рифта в полосе Белгород-Путивль.

Елецко-лебедянские слои – верхняя соленосная толща – установлены в северо-западной части ДДВ и предполагаются в наиболее погруженных зонах центральной и юго-восточной частей. Соленакопление этого времени приурочено к Припятскому грабену, сообщавшемуся с северо-западной частью впадины по Лоевскому прогибу (северный склон Черниговского выступа). Связь рассматриваемой территории с придонецкой частью рифта возобновилась, по-видимому, лишь к концу девона, когда образовалась небольшая по мощности надсолевая данково-лебединская толща, в составе которой на северо-западе региона и в Донбассе установлены вулканогенные образования.

Скорость накопления осадочно-вулканогенных девонских пород рифтового этапа развития ДДВ 0,25-0,35 мм/год.

В настоящее время нет данных о составе и мощности нижней соленосной толщи в наиболее прогнутых частях Днепровского рифта, поэтому судить о них можно на основании установленных особенностей распространения девонских соляных штоков в различных тектонических зонах впадины.

Наибольшее количество соляных штоков (тридцать пять) приурочено к Полтавской поперечной депрессии и центральной погруженной части Харьковского поперечного поднятия (до меридиана г.Лозовая), что указывает на широкое развитие здесь мощной верхнедевонской соляной толщи.

В полосе Лютенского поперечного поднятия и его склонов установлено всего шесть небольших соляных штоков, что свидетельствует о редуцированной мощности соляной толщи.

Более многочисленны (семнадцать) соляные штоки в Роменской поперечной депрессии и на склонах Гмырянского поднятия. Поскольку они расположены в основном по периферии депрессии, главными зонами соленакопления следует считать прибортовые прогибы рифта. В срединной части депрессии в описываемое время накапливались, вероятно, терригенно-вулканогенные образования.

В общем девонский соленосный комплекс в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого рифтового пояса образовался при быстром и неравномерном погружении блоков кристаллического основания, сопровождавшемся интенсивной вулканической деятельностью и привносом из мантии по разломам большого количества термальных высокоминерализованных вод. Термальные воды, смешиваясь с более холодными водами девонского моря, охлаждались и теряли часть растворенных в них солей. Не выпавшие в осадок соли повышали концентрацию морской воды и осаждались лишь в условиях полной изоляции бассейна осадконакопления. Вследствие такого процесса вблизи разломов осаждалась каменная соль, менее загрязненная терригенными и сульфатно-карбонатными прослоями. Соответственно на этих участках мощность соли больше, ее возрастной диапазон шире.

Все изложенное свидетельствует о том, что в период соленакопления на территории рифта происходили дифференцированные подвижки блоков фундамента, которые привели к образованию ряда грабенообразных впадин и горстообразных выступов фундамента. Наибольшие мощности соленосных толщ приурочены к впадинам фундамента, а на выступах развиты маломощные обедненные солью разрезы, в которых часто встречаются вулканические образования. Так, Кошелевской параметрической скв. 204 девонские отложения не вскрыты. Здесь на кристаллическом фундаменте залегают породы верхнего визе. В скв. 223-Смоляжской, 238-Миргородской, 19-Монастырищенской и других, расположенных на склонах выступов, кристаллический фундамент вскрыт под отложениями нижней соленосной и межсолевой толщ.

Позднедевонский седиментационный бассейн располагался в границах, совпадающих с краевыми разломами рифта, и лишь эпизодически распространялся в пределы наиболее прогнутых участков бортов. Девонские отложения вскрыты скв. 500-Городищенской,

5-Максаковской, 9-Великобубновской, I-Ахтырской, I-Новолиманской, скв. I в северном борту впадины и скв. 220-Калайдинцевской - в южном.

В конце фаменского века значительная часть территории рифта испытывала кратковременный подъем, сопровождавшийся дифференцированными подвижками отдельных блоков по разломам. Большинство исследователей (Проблема ..., 1973 и др.) к этому времени относит начало формирования солянокупольных структур в регионе. Предтурнейское угловое несогласие, фиксирующее бретонскую фазу герцинского тектонического цикла, установлено на Радченковском, Зачепиловском, Сагайдакском, Холмском поднятиях и др. Амплитуда отдельных складок, образовавшихся в докаменноугольное время, и связанная с ней глубина эрозионного среза были различными. На Великобагачанском, Петривцевском, Калайдинцевском, Монастырищенском поднятиях и других денудации подвергалась межсолевая, а на Прилукском, Роменском, Сагайдакском, Радченковском и др. - нижняя соленосная толща.

В турнейский век и ранневизейское время продолжается прогибание и формирование Днепровского рифта, его плечи подвергаются размыву и лишь на юго-востоке перекрываются морем. Следует отметить, что скорость прогибания (и накопление осадков*) уменьшается почти на порядок по сравнению с девонским периодом и составляет 0,01-0,05 мм/год. Это свидетельствует о некоторой стабилизации тектонической обстановки.

Турнейские отложения в нижней части разреза представлены толщей грубообломочных пестроцветных пород зачепиловской свиты мощностью до 600 м, образовавшихся в краевой зоне рифта (Левенцовская, Михайловская, Зачепиловская, Сагайдакская площади и др.) в обстановке активного воздымания по разлому его южного плеча (УЩ). Верхняя часть турнейского яруса сложена карбонатно-глинистой толщей, развитой в юго-восточной части впадины и по ее бортам. На Зачепиловской площади ее мощность составляет 300 м. Сходной по составу терригенно-карбонатной толщей представлены и нижневизейские отложения, мощность которых на площадях юго-западной краевой зоны достигает 250 м. Суммарная вскрытая скважинами мощность описываемых отложений изменяется от 0 до 600 м.

* Здесь и ранее подразумевается осадконакопление, компенсирующее прогибание ложа рифта.

В наиболее погруженных зонах рифта она увеличивается предположительно до 1000 м и более.

На распространение осадочных образований турнейско-ранневизейского времени большое влияние оказали не только новообразованные краевые разломы рифта, но и возрожденные субмеридиональные разломы, обусловившие поперечную тектоническую зональность ДДВ. Поперечные разломы наиболее активно проявились в пределах Днепровского рифта, тогда как на его плечах (современные борта впадины) амплитуда их менее значительна.

В рифейский этап развития региона вследствие проявлений субмеридиональных глубинных разломов на его территории образовалась система поднятий и депрессий фундамента, представляющих собой своего рода тектонопары. Ранее нами (Доленко и др., 1968 и др.) поднятия и депрессии обособливались, однако более целесообразно объединение пар последних в единые тектонические элементы рассматриваемой геоструктуры вследствие сходных условий развития, осадконакопления и особенностей строения.

Попытки выделения подобных элементов предпринимались К.И.Маковым (1946), В.К.Гавришем (1970), И.В.Высочанским (1975) и другими исследователями. В частности, И.В.Высочанский совместно с Н.Ф.Бринзой выделяет в пределах Припятско-Днепровско-Донецкой зоны активизации семь мегаблоков - Припятский, Черниговский, Лохвицкий, Зеньковский, Карловский, Изюмский и Донецкий, разделенных возрожденными глубинными разломами. Последние достаточно активно проявились не только в рифтовый, но и в последующие этапы развития территории. Это выразилось в отличии фаций и мощностей верхнепалеозойско-кайнозойских отложений в соседних тектонопарах, что позволяет проследить их границы на разных стратиграфических уровнях.

К концу ранневизейского времени приурочены складчатые движения, в результате которых были сформированы пологая Михайловская брахиантиклинальная складка, антиклинальный перегиб слоев на Кибинцевской площади, моноклиналь на месте Зачепиловского поднятия и т.д. На многих структурах впадины в подошве верхневизейского яруса зафиксированы угловое и стратиграфическое несогласия. Исследования показывают, что движения конца ранневизейского времени по разлому превосходили предкаменноугольные и, вероятно, связаны с проявлением одной из субфаз бретонской фазы герцинского цикла. С.Н.Бубнов (1960) выделяет даже самостоятель-

ную орогеническую фазу на рубеже раннего и позднего визе – баварскую, или силезскую.

Поздневизейское время знаменует начало нового этапа развития ДДВ – образование обширной впадины, наложенной на девонско-ранневизейский рифт и его плечи, т.е. этап образования Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. По характеру тектонического процесса он сходен с завершающей фазой байкальской тектонической эпохи, когда произошла коренная перестройка регионального тектонического плана и на рифейские грабенообразные прогибы были наложены вендские пологие впадины.

Поздневизейские отложения на всей территории ДДВ трансгрессивно залегают на более древних образованиях, вплоть до кристаллического фундамента, и представлены в основании карбонатной толщей, выше которой залегает морская терригенная толща. В верхней части разреза появляются субконтинентальные отложения с прослоями каменных углей, количество и мощность которых увеличивается по направлению к Донбассу. Сходными по литологическому составу породами представлены намюрские отложения (серпуховский ярус).

Среднекаменноугольные отложения во впадине представлены ритмично чередующимися аргиллитами, алевролитами, известняками и песчаниками башкирского и московского ярусов. Следует отметить, что площадь распространения московского яруса значительно меньше, чем башкирского. В юго-западной краевой зоне Днепровского рифта граница его распространения проходит севернее структур Голубовско-Михайловского вала, что указывает на начало регрессии каменноугольного бассейна.

Верхний карбон представлен терригенными образованиями – глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков и углей. Границы распространения верхнекаменноугольных, как и вышележащих нижнепермских отложений, в составе которых установлены соленосные толщи, примерно совпадают с краевыми разломами Днепровского рифта.

Скорость накопления каменноугольно-нижнепермских отложений во впадине 0,12–0,15 мм/год, в Донбассе – 0,3–0,35 мм/год.

Распространение, состав и мощности каменноугольных отложений свидетельствуют о том, что в середине позднего карбона начался процесс складкообразования и роста Донецкого складчатого сооружения, сопровождавшийся интенсивным размывом. В Бахмутской, Кальмиус-Торецкой котловинах и на Красноосколькой площади в со-

ставе верхнекаменноугольных отложений установлены конгломератовидные известняки и грубозернистые песчаники с включениями галек карбонатных пород. На Славянской, Корульско-Волвенковской, Спиваковской, Сосновско-Беляевской, Ефремовско-Алексеевской, Медведовской, Парасковеевской, Кочубеевско-Староверовской и других складках, расположенных в юго-восточной части впадины, наблюдается уменьшение мощности и увеличение песчанистости отложений в их сводах.

Полная изоляция бассейна осадконакопления, вызванная заальской орогенией области Донбасса, привела к накоплению во впадине достаточно мощной толщи каменной соли в раннепермское время.

В предпозднепермское время территория ДДВ испытывала общее воздымание, сопровождавшееся складчатостью, в результате которой были сформированы основные черты структурного плана региона.

Следующая стадия синеклизного (послерифтового) этапа развития впадины характеризуется прогибанием и накоплением в течение поздней перми и триаса толщи красноцветных континентальных песчано-алевролито-глинистых образований. Формирование юрских и меловых отложений происходило в условиях частой смены палеогеографической обстановки, вызванной изменениями тектонического режима. Чередование морских, континентальных и субконтинентальных отложений характерно для всей мезозойской группы, а также для отдельных систем.

Скорость накопления осадков в рассматриваемую стадию не превышала 0,02 мм/год.

В предпалеогеновое время произошло быстрое и интенсивное воздымание территории и возобновились складкообразовательные процессы, особенно сильно проявившиеся на юго-востоке впадины.

Наступившая после длительного перерыва палеогеновая трансгрессия характеризовалась вначале накоплением песчано-алевролитовых образований бучакской и каменской свит. Максимум трансгрессии совпадал со временем отложения мергелей и известняков киевской свиты. В регрессивную фазу палеогенового седиментационного цикла происходило накопление песчано-глинистой толщи харьковской свиты.

В неогене на территории впадины накапливались пески и рыхлые песчаники полтавской свиты, перекрытые маломощными терригенными образованиями антропогена. Скорость накопления кайнозойских осадков 0,002–0,004 мм/год.

Главными эпохами складкообразования рассмотренного этапа развития ДДВ следует считать предпоздневизейскую, предпозднепермскую и предпалеогеновую, когда осуществлялись региональные подъемы всей территории впадины. В промежутках между ними локальные структуры развивались одновременно с осадконакоплением. Конседиментационный рост некоторых солянокупольных поднятий усилен тектоническими движениями активных соляных масс, что подтверждается исследованиями истории развития локальных структур, проведенными различными авторами (Кривошея, Синичка, Черпак, 1966; Варичев, Галабуда, 1968; Варичев и др., 1971; и др.).

Предпоздневизейский подъем территории сопровождался дифференциацией его кристаллического ложа на блоки и складчатостью, в результате чего центральная зона рифта оказалась приподнятой по отношению к краевым зонам. Затем началось длительное прогибание впадины, сменявшееся кратковременными подъемами территории. Наиболее значительные из них совпадают с предпозднепермской и предпалеогеновой эпохами складчатости.

Максимальное погружение в рассматриваемый этап испытала центральная (приосевая) зона рифта, где установлены наибольшие мощности осадочной толщи. Это свидетельствует об устойчивости во времени регионального тектонического процесса. В то же время следует отметить, что в раннем мезозое (триас) более интенсивно прогибалась юго-западная, а в позднем мезозое (мел) – северо-восточная краевые зоны рифта (Чирвинская, 1963; Баранов, 1965; Варичев, 1971). Соответственно мигрировала осевая линия впадины – в триасе к южному борту, а в мелу – к северному.

Как уже отмечалось, в истории формирования геоструктуры ДДВ, важную роль играли поперечные дислокации. Движения по поперечным разломам проявлялись на послерифтовом этапе развития региона не менее активно, чем по продольным, отличаясь, однако, по характеру тектонического процесса. Вдоль простирания впадины не представляется возможным выделить участки стабильного прогибания на протяжении столь значительного промежутка времени, как в рассмотренном выше случае. Тектонические движения в этом направлении отличаются большей дифференцированностью, частой сменой знака и амплитуды. Так, судя по изменению мощностей отложений, наблюдаемому на профиле Шуровска–Леляки–Озеряны–Гнединцы–Чернухи, в позднекаменноугольное и раннепермское время* наиболее приподнятым оставался район

* Мощности более древних отложений не анализировались.

Чернухинской складки. Затем, в поздней перми, максимум поднятия сместился в район Гнединец, который в триасе испытал наибольшее погружение по сравнению с участками, расположенными к северо-западу и юго-востоку. Реверсивные движения фиксируются и на других участках профиля, в частности по району Шуровского поднятия на протяжении поздней юры и мела.

Примерно такая же картина изменения мощностей отложений устанавливается на продольном профиле Красные Партизаны–Твани–Северная Дорогинка–Монастырище–Малая Девица–Прилуки–Журавки–Чернухи (по простиранию юго-западной краевой зоны рифта). Несмотря на то, что преимущественное прогибание во все эпохи приурочено к центральному участку (на профиле участок Монастырище–Малая Девица), а наиболее приподнятыми остаются Краснопартизанское поднятие и Прилукско-Журавковский блок, отчетливо наблюдается смещение максимумов и минимумов поднятия (или прогибания) при переходе от одной эпохи к другой. В этом явлении отражена не только степень тектонической активности локальных структур осадочного чехла впадины, но и дифференцированные подвижки блоков фундамента вдоль поперечных разломов. Необходимо отметить в основном синхронное и однонаправленное смещение максимумов прогибания и поднятия, что свидетельствует о волновом характере процесса.

Таким образом, формирование складок (и разрывов) осадочного чехла ДДВ на протяжении всех этапов ее развития происходило в основные эпохи складчатости, приуроченные к началу позднего визе и палеогена. Некоторые поднятия, кроме того, испытывали рост, одновременный с осадконакоплением и вызванный продолжающейся активной деятельностью пластичных пород (соли). Наряду с этим отмечаются периоды относительного спокойного развития региона, когда дифференцированные движения блоков почти не проявлялись, а локальные структуры совсем не испытывали роста. Примерами таких периодов стабилизации могут служить келловейский век поздней юры, сеноманский век позднего мела, конец эоцена – время образования киевской свиты.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ, ОСОБЕННОСТИ ИХ СОСТАВА, РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

Для характеристики геотектонического режима впадины чрезвычайно важно оценить роль магматических процессов в ее развитии. Анализ накопившегося к настоящему времени фактического материала позволяет считать, что в начальный период формирования впадина представляла собой активную вулканическую область.

Вулканизм связан с развитием региональных глубинных разломов, выделивших в теле Сарматского щита узкий прогиб субширотного простирания, и относится к франу-позднему фамену, что подтверждается находками эффузивно-пирокластических пород в стратифицированных отложениях верхнего девона.

В северо-западной части впадины, в северной прибортовой зоне Черниговского выступа А.Д.Бритченко и др. (1973, 1975) описаны вулканогенные образования в пярнуско-наровских отложениях эйфеля (скв. 6-Грибоворуднянская, 500-Городищенская). Следовательно, в отдельных участках впадины вулканизм проявился в более раннее время – в среднем девоне.

По стратиграфическому положению выделены две эффузивно-пирокластические толщи, отвечающие двум главным циклам вулканизма: верхнефранская и верхнефаменская.

В центральной и восточной частях ДДВ развита только нижняя эффузивно-пирокластическая толща; верхняя либо размыта, либо вовсе не отлагалась. Все известные разрезы девона этой области заканчиваются колайдинцевской свитой нижнего фамена (Пистрак, Пашкевич, 1972). Нижняя эффузивно-пирокластическая толща Остапьевско-Белоцерковского выступа по времени образования сопоставима с семилукским, возможно, щигровским горизонтами (Волошина и др., 1971; Пистрак и др., 1973). Основное накопление эффузивно-пирокластических толщ произошло до отложения нижней соленосной толщи ($D_3 fr$), однако полностью магматизм впадины не затухает, и в евлано-ливенской соли, а также в колайдинцевской свите встречаются прослои базальтовых туфов и дайки диабазов.

В северо-западной части впадины вулканизм проявился с особой интенсивностью, обусловив в ряде мест непрерывное накопление мощных вулканогенных толщ в течение франа-фамена (скв. 231-Ладинская, 207-Анисовская). Именно в районе Черниговско-Брагинского выступа удалось по фаунистически датированным осадочным породам, входящим в состав вулканогенных разрезов, достоверно выделить два цикла активного вулканизма: позднефранский и позднефаменский (Бритченко и др., 1968).

Нужно отметить, что при детальном изучении отдельных разрезов скважин выявляется некоторое смещение во времени главных циклов вулканизма, а подчас и более дробное их деление. Так, по материалам скв. 500-Леляковская, 100-Леляковская удалось верхнефаменский цикл подразделить на две фазы. Однако это частные примеры и их особенности нельзя отнести к особенностям вулканизма всей впадины.

Данные абсолютного возраста, широко применяемые для расчленения вулканогенных комплексов в областях современного вулканизма, в нашем случае, к сожалению, мало пригодны для детализации времени магматических излияний, так как подчас ошибка определений достигает 40-50 млн. лет, т.е. продолжительности всего девона. Разброс цифр велик, согласно их значениям вулканизм отвечает периоду от ордовика до перми включительно, характеризуясь крайними цифрами 497±23 млн. лет и 280±40 млн. лет. Тем не менее наиболее часты значения 350-360 млн. лет, что отвечает позднему девону. Из этого следует, что к данным абсолютного возраста надо относиться с осторожностью, дополняя их геологическими сведениями и петрографическими исследованиями.

Распространенными формами вулканических пород, которые возможно распознать в стратифицированных разрезах девона, являются потоки лав, туфовые слои, пирокластические агломератовые потоки, трубки взрыва, штоки, дайки, силлы, т.е. формы проявления наземного вулканизма.

По петрохимическим и минералогическим критериям выделены две вулканические формации: щелочных оливиновых базальтов и щелочно-ультраосновных – щелочно-базальтоидных пород (Ляшкевич, Завьялова, 1977). К первой относятся базальты, мелафиры, анкарамиты, анальцимовые базальты, трахиандезито-базальты, трахиандезиты, ортофиры, кварцевые порфиры и их туфы. Ко второй – базальты, анальцимовые базальты, кератофиры, авгититы, пикриты, мейме-

читы, фонолиты, нефелиниты, лейцититы, пироксениты, тефриты и их туфы. Жильная серия, кроме широко известных и наиболее распространенных диабазов, содержит сиениты, щелочные сиениты, спессартиты, камптониты, мончикиты, эссекситы.

К наиболее распространенному и определяющему девонский вулканизм типу пород относятся базальты. Это достаточно однообразные по составу и структурам породы, темно-серого до черного цвета, нередко миндалекаменной текстуры. Во вкрапленниках развиты клинопироксен, псевдоморфнозамещенный оливин, реже плагиоклаз (лабрадор). Основная масса микрофитовая или интерсертальная, сложенная клинопироксеном, плагиоклазом, магнетитом, иногда биотитом, оливином.

Увеличение количества мафических минералов в базальтах приводит к появлению меланократовых разновидностей: мелафиров или анкарамитов, в которых среди вкрапленников появляется магнетит вместо плагиоклазов. В анальцимовых базальтах анальцим не только выполняет миндалины, но и замещает основную массу.

Трахиандезито-базальты и трахиандезиты характеризуются повышенным количеством вкрапленников плагиоклаза. Следует отметить, что щелочной характер пород улавливается лишь химическим путем и не выражен в минералогическом составе. В андезитах обычны невадитовые структуры, иногда гломеропорфировые скопления вкрапленников, имеющих размеры 2-10 мм. Основная масса имеет андезитовую структуру и сложена лейстами плагиоклаза, зернами пироксена, рудной пылью, стеклом.

Ортофиры представлены хорошо раскристаллизованными породами, окрашенными в розовые цвета, с порфировой структурой. Число вкрапленников невелико, среди них встречаются калишпат, плагиоклаз, реже разложенные мафические минералы. Основная масса трахитовая, либо бостонитовая, сложенная преимущественно калишпатом. В кварцевых порфирах наряду с полевыми шпатами заметную роль играет кварц.

Широкое развитие пирокластических продуктов - одна из особенностей девонского вулканизма впадины. Размер обломков варьирует от 0,1 до 200 мм, образуя псефитовые и агломератовые туфы, причем грубообломочные разности наиболее распространены. По составу они отвечают главным типам названных пород: базальтовым, андезитовым, ортофировым туфам, туфам кварцевых порфиров. Базальтовые туфы в основном литокластические, изредка литовитрокласти-

ческие, ортофировые - кристалловитрокластические, туфы андезитов и кварцевых порфиров встречаются редко.

Формация щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород выделена В.И.Гоньшаковой в юго-западной части Донбасса, В.П.Корзуном в Припяти и З.Г.Волошиной на Остапьевско-Белоцерковском выступе. В последние годы появляются новые сведения о развитии формации в пределах Припятско-Днепровско-Донецкой впадины (Егоров, Кармазин, 1972; Пятенко и др., 1967), нами зафиксировано ее развитие в пределах северной краевой зоны ДДВ (скв. 222-Берестовецкая, 310-Седневская, 2-Брусиловская), южной бортовой зоны (скв. 5-Петривцевская, 238-Миргородская). Одни исследователи считают ее генетически связанной с формацией щелочных оливиновых базальтов (Кузнецов, 1964; Гладких, 1973), другие предполагают независимое происхождение формации из наиболее глубинных очагов мантии (Гоньшакова, Егоров, 1968; Шейнманн, 1968).

Эта формация представлена главным образом обломочными образованиями, реже лавами авгититов, нефелинитов, фонолитов. На юго-западе Донбасса известны интрузивные тела ийолитов - мельтейгитов, щелочных пироксенитов, широко представлена жильная фация пикрит-базальтов, авгититов, меймечитов. Породы данной формации чрезвычайно разнообразны по составу и главной отличительной их особенностью является наличие фельдшпатидов в модальном или нормативном составе. В грубообломочных кластолавах как обломки, так и цементирующая масса сложены лавами щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного состава. Породы всегда в той или иной мере замещены вторичными продуктами. Среди обломков определены авгититы, меймечиты, нефелиниты, лейцититы, фонолиты, слюдяные пикриты, глубинные полнокристаллические ювиты, ийолиты, мельтейгиты, карбонатиты, метаморфические породы типа эклогитов, гнейсов. В виде отдельных осколков минералов развиты клинопироксен, титаномагнетит, кальцит, редко апатит, сфен, гранат, адуляр.

Для выяснения петрохимических особенностей вулканогенных пород были выполнены 280 силикатных анализов. Они были распределены в восемь групп с учетом петрохимических признаков пород и сходства их химического состава (табл. 1).

Для групп, входящих в состав щелочной оливин-базальтовой формации - оливиновых базальтов, щелочных базальтов, трахиандезитов, ортофиров, кварцевых порфиров - характерно обогащение титаном, железом, причем, преобладающая форма железа окисная.

Таблица I. Химический состав (в %) вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины (данные статистической обработки)

Компонент	Оливин-базальтовая формация							
	Оливиновые базальты		Трахиандезиты		Ортофиры, трахиты		Кварцевые порфиры	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO_2	44,94	2,62	51,92	4,63	55,69*	0,65	71,53	4,64
TiO_2	2,45	0,77	1,43	0,71	1,05	0,40	0,28	0,22
Al_2O_3	13,81	2,73	17,33	2,51	16,88	1,55	13,10	1,63
Fe_2O_3	7,23	2,73	5,65*	2,38	4,20	1,63	1,81*	1,44
FeO	6,19	1,90	2,18	1,23	1,69*	1,72	1,78	1,19
MgO	6,04	1,87	3,23	1,65	2,77	1,44	4,71	0,35
CaO	8,33	2,43	3,43	1,74	2,78	1,60	0,85*	0,71
K_2O	1,61	0,73	5,39	2,01	5,87	1,59	4,30	1,39
Na_2O	2,81	0,92	3,85	1,81	3,38	1,41	2,22	1,93
n =	38		31		23		29	
Нормативный состав, %								
il	4,7		2,7		2,1		0,6	
or	9,5		31,7		35,1		25,6	
ab	23,6		31,5		28,8		18,4	
ne	–		0,6		–		–	
qz	–		–		–		–	
an	20,3		14,3		13,4		4,2	
mt	10,4		3,0		2,3		2,6	
hin	–		3,7		2,6		–	
di	16,4		2,2		3,9		–	
hy	7,6		–		5,0		11,8	
ol	0,8		4,9		–		–	
Q	–		–		2,2		32,9	
C	–		–		–		3,3	

* Распределение окислов не подчиняется нормальному закону

Щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная формация							
Авгититы, меймечиты, анкаратриты		Щелочные базальты		Нефелиниты, фонолиты		Кератофиры, альбитофиры	
$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
38,10*	4,13	44,65	3,66	43,54	3,65	54,90	2,61
3,53	1,39	1,89	1,05	2,38	1,22	1,41	0,38
7,63	3,49	13,85	2,94	13,59	3,82	16,68	0,87
11,26	3,33	8,70	2,90	8,23*	3,25	4,50	2,07
3,66*	2,58	4,15	1,40	3,59	2,04	2,20	1,24
9,56	3,80	5,70	2,35	5,79	2,68	2,24	1,11
12,06	4,18	6,63	2,74	6,95	3,45	2,53	1,29
1,75	1,29	3,42	2,03	2,88	1,29	2,39	2,11
1,69	0,94	3,66	1,42	3,89	2,03	8,82	2,39
47		30		25		16	
6,7		3,6		4,6		2,7	
10,6		20,0		17,3		13,9	
–		19,4		19,9		48,8	
7,7		4,8		7,1		13,9	
–		–		–		1,4	
8,1		12,8		10,9		–	
1,6		7,9		4,6		3,0	
10,2		3,2		5,0		1,9	
40,3		15,6		18,4		9,7	
–		–		–		–	
3,7		4,9		2,7		0,8	
–		–		–		–	
–		–		–		–	

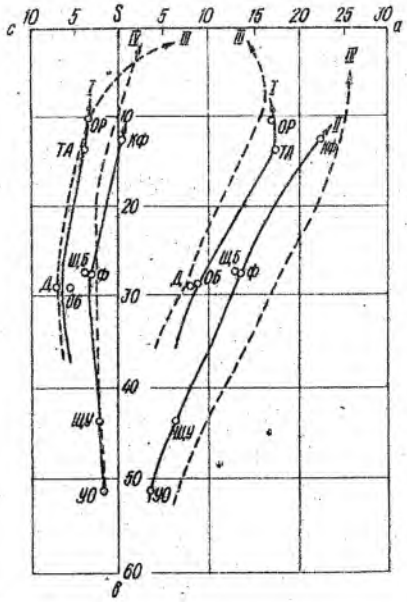


Рис. 6. Вариационные линии составов вулканических пород рифтовых зон континентов: I – формация щелочных оливиновых базальтов ДДВ; II – формация щелочно-ультраосновных – щелочно-базальтоидных пород ДДВ; III – серия пород умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны; IУ – натриевая щелочная серия той же зоны.

Точки средних значений числовых характеристик пород ДДВ: ОР – ортофиры, КФ – кератофиры, альбитофиры, ТА – трахиандезиты, Д – диабазы, ОБ – оливиновые базальты, ЩБ – щелочные базальты, Ф – фельдшпатидсодержащие породы, УО – ультраосновные породы, ЩУ – щелочно-ультраосновные породы

От оливиновых базальтов к кварцевым порфирам уменьшается содержание TiO_2, $Fe_2O_3 + FeO$, MgO и CaO. В этом же порядке закономерно возрастает количество SiO_2 и с некоторыми отклонениями Al_2O_3. Наиболее обогащены щелочами ортофиры.

В состав щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации входят четыре группы: авгититов-меймечитов, щелочных базальтов, нефелинитов-фонолитов, кератофиров-альбитофиров. Здесь встречаются также пикриты, фонолиты, тефриты, но химически охарактеризовать их не удалось, так как они развиты в виде обломков туфов и при этом сильно замещены.

Указанные группы пород обогащены титаном, щелочами, алюминием и железом при пониженном значении магния.

При пересчете данных химических анализов на числовые характеристики методом А.Н.Заварицкого и нанесении их на диаграмму (рис. 6) получены две вариационные линии: одна отвечает формации щелочных оливиновых базальтов (I), другая – щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной (II). По своей конфигурации они чрезвычайно похожи на вариационные линии вулканических пород рифтовых

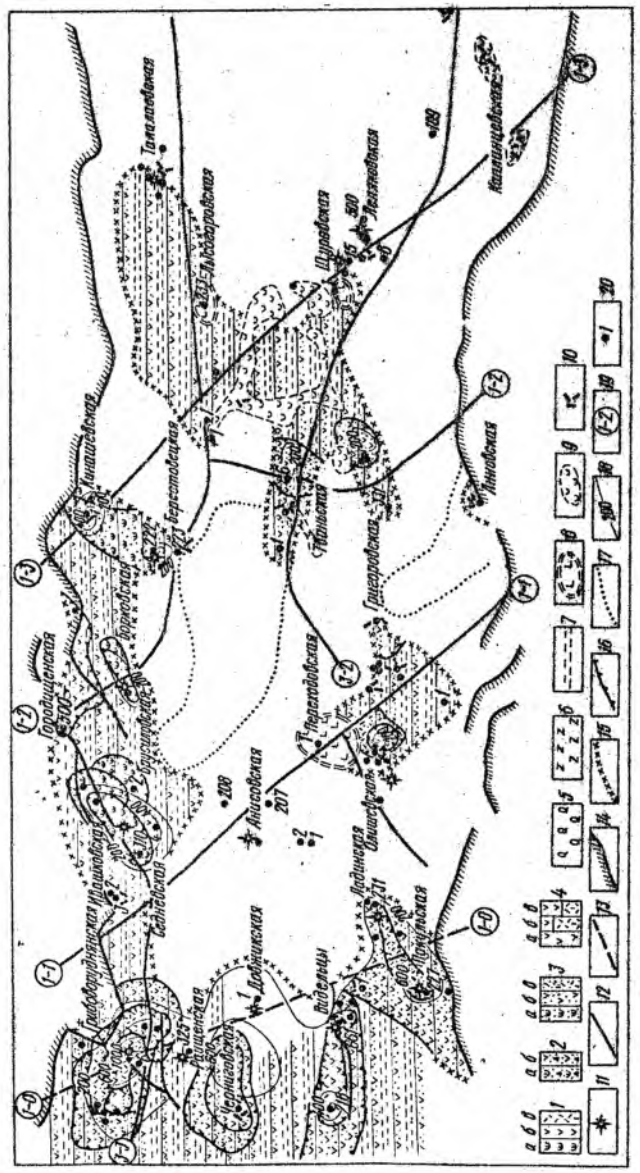
зон Восточной Африки. В частности, вариационная кривая I практически повторяет линию III, характеризующую серию пород умеренной щелочности Восточно-Африканской рифтовой зоны, линия II – в правой части диаграммы идет параллельно, а в левой почти совпадает с линией IУ, отвечающей натриевой щелочной серии той же зоны.

Таким образом, петрохимические исследования подтверждают существование в пределах ДДВ двух формаций, которые близки в пространственном и возрастном отношении. Очевидно, они являются сопряженными: на фоне широко развитой формации щелочных оливиновых базальтов в узлах пересечения глубинных разломов проявилась более щелочная и более глубинная формация щелочно-ультраосновных – щелочно-базальтоидных пород.

Девонские отложения северо-западной части впадины наиболее изучены. Нами сделана попытка, хотя бы в общих чертах, реконструировать особенности палеовулканизма: его масштаб, геодинамику, характер накопления отдельных фаций. Это имеет значение не только для изучения магматической деятельности прошлых геологических эпох, но и для познания тектонической природы впадины и возможных прогнозов полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа.

Развиваемый в настоящее время метод палеовулканических реконструкций (Лучинский, 1971; Фремд, 1979; Малеев, 1975) применяется при изучении древних магматических областей, которые достаточно обнажены и геологически картируются с поверхностью, например Алтай, Урал, Карпаты. В нашем случае задача осложнена тем, что вулканогенные толщи погружены на глубину 3000–10 000 м и в значительной мере стратифицированы. В то же время им присуща крайняя неравномерность развития, быстрое выклинивание мощностей и пестрота состава. Поэтому при построении палеовулканологических карт нам пришлось учитывать не только методы палеовулканологических реконструкций, но и методы составления литофациальных карт (Михайлова, 1973; Лучицкий и др., 1964). Последние позволяют читать особенности состава вулканогенных толщ во всем объеме вскрытого скважинами разреза, что имеет особое значение при оценке перспектив нефтегазоносности.

Выделенная в пределах впадины формация щелочных оливиновых базальтов с подчиненным развитием щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации характерна для континентальных рифтовых структур. Поэтому при применении главного метода палеовулканологического анализа – метода актуализма – вулканизм впадины сопо-



ставлялся с вулканическими процессами Восточно-Африканского, Байкальского, Рейнского рифтов и др. (Белоусов, Герасимовский и др., 1974; Милановский, 1976; Логачев, 1977).

Предварительно были построены карты равных мощностей (изопахит) вулканогенных толщ девона, на которых по преимущественному развитию выделены главные фациальные разновидности пород: лавы, жерловые образования, пирокластика (грубая, крупнозернистая), пепловые туфы, гипабиссальные тела, вулканогенно-терригенные толщи, гидротермально измененные породы. Эти схематические карты позволили примерно оценить распространение различных типов вулканических пород в пространстве и наметить центры извержения согласно генетическим признакам отдельных фаций (Малеев, 1975). Однако на них каждая скважина оказалась в поле какой-либо одной фации и вскрытый ею разрез не читался в полном объеме.

Обилие разновидностей вулканических пород, быстрое выклинивание их мощностей заставили в значительной мере обобщить материал и свести построение карт к двухкомпонентной системе по принципу литофациальных карт (Условные ..., 1962) с учетом данных палеовулканологического анализа.

На картах (рис. 7,8) отдельные фации вулканических пород разделены изолиниями процентного содержания компонентов, и в этом допущена некоторая условность, так как при накоплении эффузивно-

Рис. 7. Палеовулканологическая карта позднефранской эпохи северо-западной части ДДВ (составили З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьялова, М.А.Алехина).
I – Л а в ы : а – щелочно-ультраосновные, б – основные, в – средние и кислые; 2 – агломератовые лавы: а – щелочно-ультраосновные, б – основные; 3 – т у ф ы : а – щелочно-ультраосновные, б – основные, в – средние и кислые; 4 – количественное соотношение (в %) различных пород в разрезе (двухкомпонентная система): а – более 90, б – одного из компонентов более 60, в – примерно равное (40-60%); 5 – вторичные кварциты; 6 – приконтактовоизмененные породы; 7 – осадочные породы (терригенные и хемогенные); 8 – гипабиссальные тела габбро-диабазов, сиенитов; 9 – соляно-купольные структуры; I0 – жилы диабазов, лампрофиров; II – предполагаемые палеовулканы; I2 – г л у б и н н ы е р а з л о м ы : Смелянско-Мринский (I-I), Кировоградско-Драбовский (I-2), Знаменско-Пирятинский (I-3), Криворожско-Комаричский (I-4), Олишевско-Радченковский (3-2), Лоевско-Глинский (3-3); I3 – предполагаемый Довжикский глубинный разлом (I-0); I4 – краевые глубинные разломы; г р а н и ц ы : I5 – распространения эффузивно-пирокластических пород, I6 – развития различных типов вулканогенных разрезов, I7 – выступов фундамента; I8 – изопахиты эффузивно-пирокластических толщ; I9 – скважины, вскрывшие вулканогенный и вулканогенно-осадочный разрезы девона

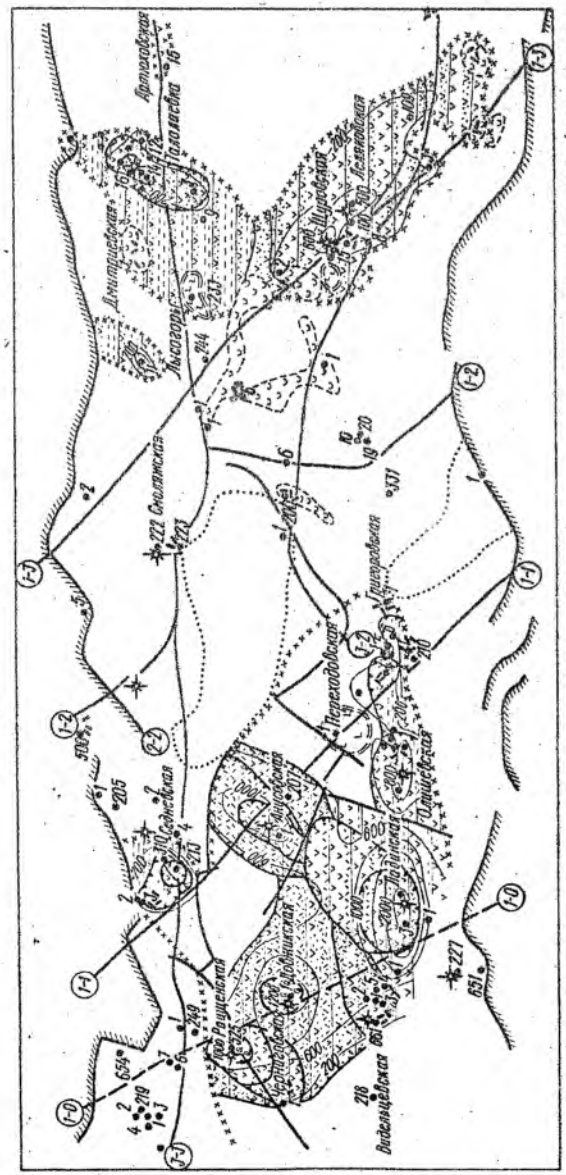


Рис. 8. Палеовулканологическая карта позднефаменской эпохи северо-западной части ДДВ (составили З.М.Ляшкевич, Т.В.Заньялова, М.А.Алехина). Условные обозначения те же, что и на рис. 7

пирокластических фаций нет закономерного и непрерывного перехода, как в случае литологических групп пород.

Фактический материал более чем по сотне скважин, на основе которого построены карты, довольно разрознен и неравноценен. Главная информация была получена по керновому материалу, описанному нами и геологами группы девона Черниговской комплексной тематической партии. В случае отсутствия керна учитывались разрезы скважин, построенные по геофизическим данным. В качестве опорных взяты разрезы скважин, для которых проведено детальное петрографическое исследование и подсчитан состав в виде формул (табл. 2).

Таблица 2. Состав (в %) главных типов вулканогенных разрезов северо-западной части ДДВ

Скважина	Формула	Стратиграфическое положение
2-Брусиловская	$\frac{УОЭ_{7}П_{38}}{СКЭ_{6}П_{21}}\ О_{28}Е_{82}$	Нижняя эффузивно-пирокластическая толща ($D_3\,fr$)
10-Борковская	$УОЭ_{23}П_{53}О_{24}Е_{70}$	То же
222-Берестовецкая	$УОЭ_{5}П_{95}Е_{95}$	" "
227-Пакульская	$\frac{ОЭ_{12}П_{5}}{СКЭ_{71}П_{12}}\ Е_{17}$	" "
1-Черниговская опорная	$\frac{ОЭ_{53}П_{31}}{СКЭ_{2}П_{0}}\ О_{14}Е_{46}$	" "
217-Грибоворуднянская	$СКЭ_{76}П_{12}О_{12}Е_{85}$	" "
7-Грибоворуднянская	$\frac{ОЭ_{30}П_{4}}{СКЭ_{12}П_{54}}\ Е_{58}$	" "
1-Ладинская	$\frac{ОЭ_{33}П_{14}}{СКЭ_{13}П_{10}}\ О_{30}Е_{40}$	Верхняя эффузивно-пирокластическая толща ($D_3\,fm$)
231-Ладинская	$\frac{ОЭ_{25}П_{10}}{СКЭ_{45}П_{13}}\ О_{7}Е_{25}$.	То же
207-Анисовская	$\frac{ОЭ_{36}П_{38}}{СКЭ_{16}П_{10}}\ Е_{48}$	" "

Окончание табл. 2

Скважина	Формула	Стратиграфическое положение
208-Горбовская	$\frac{ОЭ_5П_0}{СКЭ_{60}П_{20}}\ 0_{15}E_{24}$	Верхняя эффузивно-пирокластическая толща ($D_3\ fm$)
I-Ивановская	$\frac{ОЭ_{70}П_{10}}{СКЭ_{20}П_0}\ E_{10}$	То же
I-Черниговская опорная*	$\frac{ОЭ_{55}П_{18}}{СКЭ_0П_{12}}\ 0_{15}E_{35}$	" "
500-Леляковская	$ОЭ_{50}П_{40}0_{10}E_{40}$	" "

Примечания: УОЭ – щелочно-ультраосновные лавы; ОЭ – основные лавы; СКЭ – средние и кислые лавы; П – пирокластика соответствующего состава; О – осадочные породы, Е – коэффициент эксплозионности; * по данным Л.Г.Бернадской (1961)

Нижняя эффузивно-пирокластическая толща франского времени занимает около 6,5 тыс. км^2, что составляет третью часть площади северо-западной части впадины. Она развита в районе Черниговского выступа, вдоль северного и южного бортов, в районе Прилукско-Ичнянского блока. Мощность толщи колеблется от 100 до 900 м, в среднем составляет 300 м. Сложена толща различными производными основной и щелочно-ультраосновной магм с явным преобладанием среди пород агломератовых лав, кластолав и туфов. Коэффициент эксплозионности достигает почти 90%, что свидетельствует о преимущественно взрывном характере вулканической деятельности. Центры извержений предполагаются в районах следующих скважин: 7-Грибоворуднянской, 6-Ведильцевской, 231-Ладинской, между 310-Седневской и 205-Березнянской, 10-Борковской, вблизи I-Довжикской, где значительная по мощности и интенсивности поствулканического замещения верхняя эффузивная толща, очевидно, непрерывно переходит в нижнюю. На юге выделен Переходовский шток габбро-сиенитов как плутоническое тело малых глубин.

Вокруг центров извержений образовались своего рода "шлейфы" различных вулканических фаций: 1) поля собственно лав, перемежающихся с агломератовыми туфами основного и среднего состава, которые слагают вулканическую постройку и относятся к зонам малой перспективности на нефть и газ; 2) поля преимущественно средне-

обломочных туфов основного и щелочно-ультраосновного состава средней перспективности; 3) поля преимущественного развития терригенно-вулканогенных толщ, которые в отношении коллекторских свойств ничем не отличаются от обычных осадочных пород. Терригенно-вулканогенные толщи распространены на некотором удалении от центров извержения и слагают большую часть площади развития нижней вулканогенной толщи. В средней и восточной частях впадины, которые не изображены на карте (см. рис. 7), нижняя эффузивно-пирокластическая толща вскрыта главным образом на юге в Остапьевско-Белоцерковском выступе и в северной прибортовой зоне (Талалаевская, Березовская, Новотроицкая площади и др.). О наличии вулканических пород в осевой части этого района позволяют судить геофизические данные и находки диабазов в кепроках солянокупольных структур. Судя по этим косвенным данным, восточная часть впадины не была стерильной в отношении вулканизма.

Верхняя эффузивно-пирокластическая (верхнефаменская) толща развита в центральной части Черниговского блока и в Прилукско-Ичнянском блоке, занимая площадь около 6 тыс. км^2 (см. рис. 8). В течение фаменского времени масштабы вулканизма не сократились, переместились лишь центры извержения и практически угасла вулканическая деятельность вдоль северного борта впадины. Для этого периода характерно формирование ряда крупных стратовулканов с мощными вулканическими постройками. Центры извержения с некоторой долей условности установлены на Ладинской, Анисовской, Довжикской, Олишевской, Шуровской и Талалаевской площадях. В них отмечаются максимальные мощности (1500-2700 м) эффузивно-пирокластических толщ, причем в их сложении большую роль играют лавы андезитов, трахитов, ортофиров, кварцевых порфиров, объединенные нами в среднекислые породы (СК) (см. табл. 2); коэффициент эксплозионности равен 25-35%.

Перспективы площадей, сложенных породами верхней эффузивно-пирокластической толщи, менее оптимистичны. Практически вся центральная часть Черниговского блока бесперспективна на нефть и газ, так как сложена преимущественно лавами основного и кислого состава, перемежающимися туфами в подчиненном количестве. Северный борт впадины и Прилукско-Ичнянский блок относятся к зонам хорошей и средней перспективности, о чем свидетельствует основной состав вулканических пород, обилие туфов и переслаивание с осадочными образованиями.

На палеовулканологических картах кроме вулканических центров, выделенных нами, нанесены гравитационные и магнитные максимумы, предположительно отвечающие очагам девонского вулканизма (Харитонов, Биланов и др., 1976). В ряде случаев отмечается прямое их совпадение (скв. 6-Грибоворудненская, 6-Ведильцевская, 251-Ладинская). Для нижней эффузивно-пирокластической толщи максимумы легли в области распространения сравнительно мощных эффузивно-пирокластических толщ. Для верхней нет столь четкого совпадения: обозначенные нами центры извержения не всегда фиксируются геофизическими методами (например, скв. 231-Анисовская, 1-Довжикская, 500-Леляковская). Это может быть связано с кислым составом пород, которые плохо улавливаются грави- и магниторазведкой, а также с глубоким погружением вулканогенных толщ основного состава (скв. 500-Леляковская).

Кроме эффузивно-пирокластических пород, связанных с эксплозивной деятельностью вулканов, во впадине встречаются многочисленные гипабиссальные и жильные образования в виде даек, пластовых тел диабазов, иногда лампрофиров, сиенитов. Мощность тел варьирует в широких пределах от 0,5 до 250 м, чаще встречаются дайки мощностью 10-25 м. Они залегают либо в вулканогенных толщах, либо в соленосных и терригенных, особенно характерна приуроченность тел к евлано-ливенской соли. Они встречаются сериями, образуя по четыре-семь пластовых тел и более в разрезе одной скважины. Ими пронизаны породы от франа до верхнего фамена. Так, в скв. 7-Исачковской встречены четыре пластовых тела диабазов среди алатырской соли, в скв. 222-Североколайдинцевской - тела диабазов мощностью 75 м в евлановском горизонте, в скв. 4-Новотроицкой - в семилукско-щигровских солях, в скв. 213-Седневской - в нижней соленосной толще, в скв. 1-Ведильцевской - в верхней соленосной, в скв. 1-Ладинской - в верхней эффузивно-пирокластической толще, в скв. 1-Григоровской - пятнадцать тел щелочных базальтоидов в евлано-ливенской соли и т.д.

В центральной и восточной частях впадины, где развиты соляно-купольные структуры, встречаются обломки диабазов в кепроках отдельных структур. Здесь они находятся во вторичном залегании, в значительной мере брекчированы и замещены вторичными продуктами. Эти обломки служат косвенным свидетельством развития на глубине аналогичных по составу жильных тел.

Широкое развитие в верхнедевонских соленосных отложениях пластовых тел диабазов, образующих целые серии или рои застывших гипабиссальных и жильных тел, предполагает их внедрение в уже сформированные толщи осадков, т.е. по возрасту они моложе, чем вмещающие осадочные породы. Так, приуроченность значительной части диабазов к евлано-ливенской соли указывает на их внедрение в более ранний период, возможно, в связи с позднефаменским циклом вулканизма. Поэтому, несмотря на отсутствие в центральной и юго-восточной частях впадины верхней эффузивно-пирокластической толщи, по косвенному, но достаточно объективному признаку - развитию диабазов в соленосных толщах - можно говорить о проявлении здесь позднефаменского вулканизма.

К гипабиссальным образованиям, сопровождающим девонский вулканизм, кроме диабазовых даек относятся штокообразные тела, сложенные преимущественно габбро-диабазами и габбро-сиенитами. Они выделены геофизическими работами (скв. 1-Переходовская, 8-Ушнянская, 3-Лесковская и др.) по повышенным магнитным аномалиям и лишь частично охарактеризованы керном. В скв. 1-Переходовской габбро-диабазы непосредственно перекрыты девонскими эффузивами. Можно предполагать, что шток, сложенный габбро-диабазами, является бывшим некком вулкана.

Принимая во внимание то, что девонские отложения составляют свыше половины мощности всего осадочного чехла впадины, интересно установить объем вулканических продуктов среди них. Это имеет не только научное, но и практическое значение в связи с поиском газонефтяных месторождений в этих отложениях. Нами подсчитан общий объем девонских отложений для наиболее изученной северо-западной части ДДВ, где магматическая деятельность проявилась с наибольшей интенсивностью.

Для этого была использована схематическая карта равных мощностей девонских отложений масштаба 1:500 000, составленная Ю.А.Арсирием и Л.А.Труханом в 1974 г. Объем толщ подсчитывался по отдельным участкам, при этом в случае густой сети изопахит мощность усреднялась. Полученный объем (20 874 км^3) в значительной мере приблизителен, но все-таки дает представление о количественном содержании девонских пород на территории от границы УССР с БССР на северо-западе до линии Леляки-Великие Бубны на юго-востоке.

Объем вулканических продуктов подсчитывался по картам, составленным нами с учетом их площади развития и мощности. Определено, что их объем составляет 4102 км^3, т.е. одну пятую часть общего объема девонских пород. Это отвечает объему магматических продуктов Байкальского рифта (4-5 тыс. км^3) и в 20 раз меньше такового Кенийской зоны (100-150 тыс. км^3) (Логачев, 1974). Объем нижней вулканогенной толщи 1240 км^3, верхней - 2862 км^3, хотя площадь накопления эффузивно-пирокластических продуктов заметно сокращается от 6,5 тыс. км^2 для нижней толщи до 5,3 тыс. км^2 - для верхней. Следовательно, во вторую фазу вулканизма, проявленную в верхнем фамене, вулканогенный материал сосредоточивался вокруг крупных вулканических очагов - стратовулканов, которые фиксируются в скв. 231-Ладинская, 207-Анисовская и в др., где мощность разреза вулканогенных толщ достигает 2,5 км.

Следует отметить своеобразное распределение вулканогенного материала. Для нижней толщи объем существенно пирокластических пород (туфов, лав), распределенных на площади в 2675 км^2, составляет 902 км^3. Пирокластический материал, входящий в состав вулканогенно-терригенных разрезов (при заданной средней мощности туфов в 100 м), занимает объем всего в 338 км^3 и распределен на площади в 3825 км^2. Таким образом, более чем половина площади нижней вулканогенной толщи относится к числу перспективных на коллекторы зон, так как это практически терригенные толщи с небольшой примесью туфов.

Для верхней толщи положение меняется: для нее характерно накопление главным образом лав и туфов большой мощности, объемом 2782 км^3 на площади (села Ладинка, Анисово, Довжик), составляющей 3703 км^2. Этот блок вряд ли может содержать хорошие коллекторы в фаменской части разреза - слишком велика его насыщенность кислыми плотными породами с низкими коллекторскими свойствами.

Распределение вулканогенного материала вокруг очагов извержения неравномерно. Вокруг очага Ладинской площади в течение двух фаз вулканизма на площади примерно в 400 км^2 накопилось свыше 740 км^3 пирокластических продуктов. Современные вулканы-гиганты Килиманджаро, Кения излили до 4 тыс. км^3 магмы каждый. Однако, учитывая, что значительная часть постройки палеовулканов размывается и переходит в осадки, можно считать вулкан Ладинка крупным сооружением. Относительно крупные вулканы франского периода выделяются в районах: Черниговской опорной скважины - объем пирокластики 263 км^3 на площади 525 км^2; Седнев-Березном - 90 км^3 на площади 290 км^2; Гуньковском - 52 км^3 на площади 350 км^2; Берестовецком - 51 км^3 на площади 170 км^2. Нередко объем вулканических продуктов меньше: Брусиловский район - 12 км^3 на площади 31 км^2; Городищенский - 14 км^3 на площади 116 км^2; Шуровский - 25 км^3 на площади 173 км^2. Вулканические процессы в фамене кроме блока Ладинка-Анисово-Довжик продолжались в Седневском районе с накоплением 28 км^3 пирокластики на площади 115 км^2, а также в Шуровском и Лелляковском - 65 км^3 на площади 400 км^2.

Таким образом, для одних центров отмечается перманентная вулканическая деятельность от франа до фамена (Ладинская, Седневская, Шуровская площади и др.), другие действовали только во фране (Берестовецкая, Брусиловская, Гуньковская площади и др.), третьи проявили себя лишь в фамене (Анисовская, Довжикская, Лелляковская площади).

Оценить объем вулканогенных продуктов для всей впадины с такой степенью точности, как для северо-западной части ДДВ, пока не представляется возможным вследствие глубокого погружения девонских отложений в средней и восточной частях впадины и плохой их изученности. Если принять во внимание магматические породы, выделенные по магнитным аномалиям (Харитонов и др., 1976; Андреева, 1964), и солянокупольные структуры, содержащие диабазы, то общий объем вулканических пород впадины составит 7-10 тыс. км^3. Все это свидетельствует о высокой тектоно-магматической активности впадины в течение позднего девона.

Разнообразный состав, локальное накопление мощных вулканических толщ, явно щелочной характер всех магматических образований впадины, отчетливая их обогащенность титаном, обилие пирокластических продуктов, наличие карбонатитов указывают на то, что вулканогенные породы впадины относятся к образованиям рифтовых зон. Представление о ДДВ как древнем рифте было высказано в работах В.К.Гавриша (1970, 1974), В.Н.Макаревича (1971) на основе геофизических и общегеологических построений. Магматические комплексы - наилучшие индикаторы прошлых тектонических структур, их исследования подтверждают рифтовую природу впадины.

Еще недавно считалось, что рифты являются исключительно позднекайнозойскими структурами, однако уже сейчас выделяется по крайней мере три периода рифтообразования в истории развития Земли: раннепротерозойский, рифейско-палеозойский и мезокайнозойский.

По времени образования ДДВ отвечает рифейско-палеозойской рифтовой системе, в частности заложению грабенов Осло в Норвегии, Верхнеангарскому, Холоднинскому в Байкальской горной системе (Архангельская, 1977). Простирающийся более чем на 1000 км Днепровско-Донецкий прогиб выполнен морскими и лагунно-морскими терригенно-карбонатными и соленосными толщами среднего – верхнего девона мощностью в несколько километров, которые в восточной части впадины перекрыты еще более мощными отложениями карбона и нижней перми. Прогиб имеет структуру глубокого ступенчатого грабена, ограниченного глубинными разломами и пересеченного поперечными, продольными и диагональными нормальными сбросами и, подобно современным континентальным рифтовым зонам, характеризуется значительным (на 10–20 км) утонением консолидированной коры и подъемом поверхности Мохо под своей осевой зоной (Чекунов, 1972).

Рифты, являющиеся линейными структурами растяжения, могут быть в различной мере раскрыты. Среди внутриконтинентальных рифтов по степени раскрытия выделяются Байкальский, Восточно-Африканский, рифт Красного моря (Зоненшайн и др., 1977). При этом установлено, что в слабо раскрытых рифтах преобладают щелочно-базальтовые и щелочные магматические серии пород, часто в ассоциации с бимодальным магматизмом, в сильно раскрытых – развита толеитовая серия. Магматизм и образование самих рифтовых структур, по-видимому, связаны с подъемом расплавленных мантийных масс.

Большое петрохимическое сходство изученных вулканических пород ДДВ с породами Восточно-Африканской рифтовой зоны (Williams, 1971; King, Chapman, 1972) свидетельствует об их аналогии и, следовательно, об относительно небольшом раскрытии древнего Днепровско-Донецкого рифта. По интенсивности магматизма ДДВ, скорее всего, относится к рифтовым зонам щелевого типа, для которого характерны щелочные серии пород и более умеренный по силе вулканизм, чем в рифтах сводово-вулканического типа (Милановский, 1976).

По представлениям А.А.Борисова (1967), Р.Е.Айзберга и др. (1971), Б.С.Панова (1973) и др., ДДВ является частью протяженного Сарматско-Туранского линеамента, или линеамента Карпинского. Это крупнейший пояс разломов субширотного простирания, протягивающийся на 4000 км от Подлясско-Брестского прогиба на западе до юго-западных отрогов Гиссарского хребта на востоке. В нем различаются восемь звеньев: Подлясско-Брестский прогиб, Припятский грабен, ДДВ, Донбасско-Промысловская миогеосинклинальная складчатая зона

(Донбасс и погребенный кряж Карпинского), Манычский грабен, Мангышлакская складчатая зона и Бухаро-Хивинская зона ступеней.

Некоторые исследователи продолжают этот линеамент на северо-запад, захватывая Польско-Датский авлакоген, и далее через Северное море в сторону Исландии. Другие протягивают его к южному Тянь-Шаню. Б.С.Пановым (1973) установлена общность Южно-Тяньшанского и Донбасского звена по минералогеническим особенностям, в частности характеру сурьмяно-ртутных, флюоритовых месторождений.

Каждое звено имеет несколько отличную историю развития, выполнено различными осадками и характеризуется своими магматическими особенностями. В целом развитие структур шло с северо-запада на юго-восток. Подлясско-Брестский прогиб заложился в рифее-венде, здесь отмечаются базальты, отчасти андезиты, дациты. Припятская впадина, ДДВ и Донбасс проявились как прогибы в позднем девоне, возможно на границе $Д_2$–$Д_3$. К этому времени приурочены излияние щелочных оливиновых базальтов и формирование щелочно-ультраосновных комплексов. В перми-триасе образовался Манычский грабен, в триасе – Мангышлакское складчатое сооружение, в триасе-юре – Бухаро-Хивинская зона ступеней. Возраст проявленных здесь эффузивов пермотриасовый и юрский.

На всем протяжении линеамента преобладает эффузивный магматизм в виде основных лав, в подчиненном значении – в виде ультраосновных, реже – в виде кислых. Лавы имеют глубинное, мантийное происхождение, причем выплавление происходило на глубинах свыше 100–150 км, о чем свидетельствуют находки муассанита, самородного железа – минералов мантийного происхождения. Важно отметить, что с Сарматско-Туранским линеаментом связаны многочисленные месторождения нефти и газа, среди которых известны уникальные (Шебелинка, Газлинское, Речицкое и др.).

Выяснение связи вулканизма с внутренним строением впадины – задача большой сложности. Сделать это затруднительно даже в современных рифтах, хорошо обнаженных и достаточно доступных для непосредственных геологических наблюдений ввиду густой сети разломов. Тем более это трудно для глубоко погруженных древних отложений ДДВ. На имеющихся схемах поверхности фундамента (составленных М.В.Чирвинской, О.М.Харитоновым, В.К.Гавришем и др.), в общих чертах отображающих рельеф поверхности фундамента и его блоковую структуру, улавливается приуроченность вулканизма к приподнятым блокам внутри рифта: Черниговско-Пакульскому, Прилукско-

Ичнянскому, а также к краевым поднятиям вдоль северной и южной прибортовых зон. Достаточно четко выражена связь комплекса щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации с пересечением поперечных и продольных глубинных разломов: Покрово-Киреевский щелочно-ультраосновной комплекс развит на пересечении древнего Кальмиусского разлома с ограничивающим впадину субширотным глубинным разломом; Белоцерковский – на пересечении последнего с Криворожско-Комаричским субмеридиональным разломом; Припятский – на пересечении продольного ограничивающего впадину разлома и поперечного Брусиловского, являющегося северным продолжением Одесского трансрегионального раннепротерозойского разлома.

Таким образом, хотя практически вся территория впадины от Донбасса до Припятской впадины была охвачена в девоне вулканизмом, последний сосредоточивался вблизи краевых зон глубинных разломов, ограничивающих рифт, и в приподнятых блоках фундамента. Подобная закономерность приуроченности вулканизма к приподнятым участкам рифта – поперечным антиклинальным перегибам, сводам краевым поднятиям, обрамляющим осевые грабены, – прослеживается в современных рифтах, в частности в Танганьикской и Руква-Ньясской ветвях (Милановский, 1976). К числу общих особенностей внутреннего строения рифтов можно отнести наличие выступов фундамента типа Кошелевского, Старохуторского, на которых нет следов девонского вулканизма или осадконакопления. Аналогичные блоки докембрийского фундамента наблюдаются в современных рифтах, в частности в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны, где блок Рувензори вытолкнут на высоту до 5 км, а соседний опущенный блок заполнен оз.Ньяса (Белоусов и др., 1974).

Переходя к характеристике эволюции магматических процессов впадины, прежде всего отметим возможность наличия рифейских траппов в пределах региона. Как известно, по данным абсолютного возраста – 550–570 млн. лет, 497±23 млн. лет (Бернадская, 1961), часть диабазов относится к рифею – раннему кембрию. К тому же геофизическими работами в фундаменте выделяются отдельные изометричные тела, сложенные преимущественно габбро-диабазами (Переходовская, Ушнянская площади и др.), которые по минералого-петрографическим особенностям близки к траппам.

Можно предположить, что в рифее–венде массовые излияния траппов охватили не только территорию Волыно-Подолии, Белоруссии, Воронежской антеклизы, но и будущего прогиба ДДВ. В момент формирования сводового поднятия Сарматского щита они большей частью были размыты, однако некоторые сохранились среди пород фундамента. Когда в среднем – позднем девоне произошло общее проседание сводовой части структуры вдоль ограничивающих глубинных разломов, возобновилась магматическая деятельность, но в ином проявлении. Трещинные излияния траппов сменились вулканическими извержениями центрального типа. Кроме внутренней части рифтовой впадины позднедевонский вулканизм захватил отчасти и плечи рифта – Воронежскую антеклизу (Быков, 1975; Гоньшакова и др., 1973), однако общий объем магматических процессов заметно сократился и четче определилась его связь с региональными глубинными разломами. Схематически этапы тектоно-магматического развития изображены на рис. 9, где II стадия отвечает трапповому излиянию, а IУ стадия – позднедевонскому вулканизму. После извержений IУ стадии энергетический запас данной тектоно-магматической структуры, по-видимому, иссяк. Глубинная активность постепенно угасла, магматические очаги раскристаллизовались, уплотнились, слились с веществом коры и астеносферы. Дальнейшее развитие впадины шло по пути накопления осадков и прогибания под их тяжестью осевой части структуры.

Некоторые исследователи (Махнач, Корзун, 1977)доказывают разнотипность вулканизма Припятской впадины и ДДВ. Ошибка их заключается в том, что сравниваются заведомо разные формации: щелочно-ультраосновная – щелочно-базальтоидная Припятской впадины и трахибазальтовая северо-западной части ДДВ. При тщательном сравнении комплексов щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации, известной в Припятской впадине, ДДВ и Донбассе, становится очевидной однотипность вулканизма этих областей. Так, в зоне сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива В.И.Гоньшаковой и др. (1968) описан щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидный магматизм, проявившийся на границе среднего – позднего девона. Наряду с интрузивными и жильными образованиями широко развиты вулканогенные породы, выделенные в антонтарамскую свиту мощностью 200–300 м. Последняя сложена пикрит-базальтами, лимбургитами, щелочными базальтами, эпилейцитовыми породами, трахитами с преобладанием пирокластических разновидностей.

Аналогичные породы встречены в Припятской впадине, где описаны щелочно-ультраосновные, щелочные базальтоиды, нефелиниты,

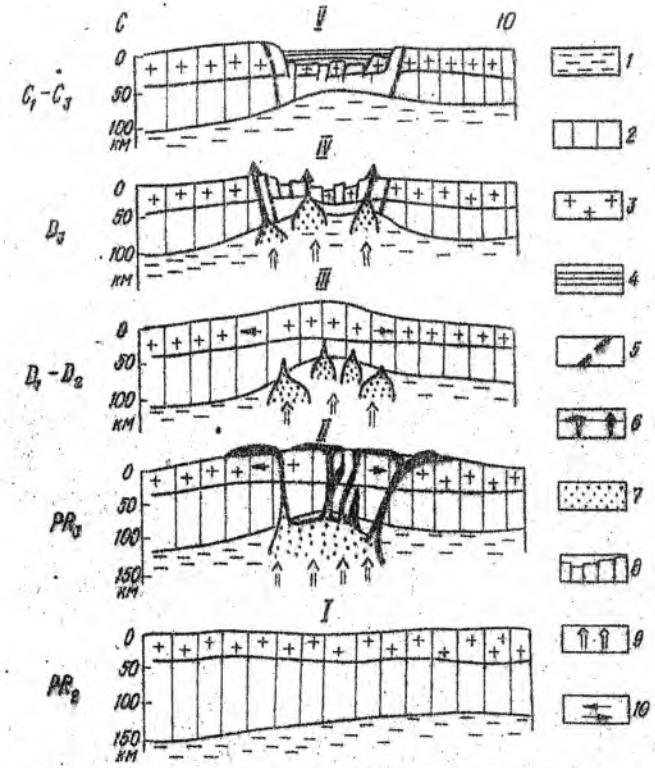


Рис. 9. Схема развития глубинной структуры и вулканизма ДДВ:
I – астеносфера; 2 – литосфера; 3 – земная кора; 4 – осадки, выполняющие впадину; 5 – глубинные разломы; 6 – вулканы и подводящие каналы; 7 – очаги зарождения магматического расплава; 8 – сбросы внутренней части впадины; 9 – тепловые потоки; 10 – направление растягивающих усилий; I-У – стадии развития впадины

трахиты (Корзун, 1976). Для них так же характерны массовое развитие пирокластических образований и широкое проявление метасоматоза с образованием ортоклазитовых пород. В ДДВ, на Белоцерковском выступе скважинами вскрыта эффузивная толща верхнего девона, сложенная обломочными вулканогенными породами, представленными пикрит-базальтами, анкаратритами, лимбургитами, нефелинитами, лейцититами и др. (Волошина и др., 1971). Близкие по петрографическим особенностям анальцимовые и псевдолейцитовые кластолавы обнаружены на Черниговско-Пакульском выступе (скв. 222-Берестовецкая, 2-Брусиловская и др.). Одновременное проявление щелочной оливин-базальтовой и сопряженной с ней щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации характерно для современных рифтовых зон (Милановский, 1970). Мы предполагаем, что в девоне Припятская впадина, ДДВ, Донбасс развивались по единому структурному плану и имели сходный вулканизм.

Итак, вулканизм ДДВ имеет мантийное происхождение и его проявление вызвано или сопряжено с заложением крупного древнего рифта. Магмы, давшие все разнообразие пород двух установленных формаций, очевидно, формировались за счет самостоятельных первичных выплавок, возникающих в верхней мантии в процессе рифтогенеза. При этом родоначальная магма щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидной формации поступала с больших глубин, чем магма, сформировавшая щелочную оливин-базальтовую формацию. Основным процессом, приведшим к образованию различных пород обеих формаций, очевидно, являлась кристаллизационная дифференциация.

Ряд особенностей вулканизма впадины позволяет считать, что девонский вулканизм не мог иметь существенного отрицательного влияния на формирование газонефтяных месторождений. К этим особенностям относятся: основной и щелочно-ультраосновной состав исходных магматических расплавов, с которыми генетически возможна углеводородная ветвь флюидов; центральновулканический тип извержений, обусловливавший локальное накопление эффузивно-пирокластических толщ в пределах вулканических построек; неоднородность состава вулканических продуктов с явным преобладанием туфов, которые в ряде месторождений мира являются вмещающими породами газонефтяных залежей (Припятская впадина, Ниигата в Японии, Мендоза и Комодора Ривадия в Аргентине, Коньехо в Южной Калифорнии).

В то же время собственно вулканогенные толщи при благоприятных условиях могли служить вместилищем глубинных углеводородов. К такому выводу приводит изучение вещественного состава и коллекторских свойств вулканических пород. Разнообразие петрографических типов пород заставляет дифференцированно оценивать их емкостные и фильтрационные свойства. Сами вулканические постройки если и содержат подчас нефть, битумы в небольших количествах,

указывающих на возможность неорганического синтеза нефтяных углеводородов, промышленных месторождений включать не могут. Особенно это касается вулканических центров, где в течение длительного периода формировались мощные вулканогенные разрезы, содержащие кислые дифференциаты магм: ортофиры, кварцевые порфиры. Такие площади, как Ладинская, Анисовская, Довжикская, следует относить к числу бесперспективных на нефть и газ.

Оценивая в целом особенности развития вулканических пород, их состав, мощность, фациальную принадлежность, коллекторские свойства, к наиболее перспективным зонам для поисков газонефтяных месторождений в девонских отложениях можно отнести Нежинско-Монастырищенский поперечный опущенный блок впадины и северную прибортовую зону. В силу значительности вулканических процессов в позднем девоне представляется малоперспективным Черниговско-Пакульский блок, особенно его центральная часть. В то же время Придукско-Ичнянский блок, несмотря на его приподнятость и активный вулканизм, следует изучать с точки зрения возможных девонских газонефтяных месторождений, так как здесь был иной характер вулканизма: накапливались главным образом туфовые толщи основного состава, вулканы имели взрывной характер, кислые дифференциаты магм не образовывались, число вулканических центров, по всей видимости, было невелико. Очевидно, что перспективы девонских отложений на нефть и газ должны всесторонне изучаться, несмотря на значительное развитие вулканических процессов.

Изучение взаимосвязи тектоники и седиментации имеет как теоретическое, так и прикладное значение. В первом случае оно помогает объяснить и детализировать формирование крупных структурных элементов земной коры, а во втором – образование и развитие локальных структурных форм, которые могут быть ловушками углеводородов.

Проблема взаимосвязи тектоники и седиментации возникла сравнительно недавно и отражает общую тенденцию в развитии геологических наук. В период господства контракционной теории Э.Зюсса эта проблема вообще не ставилась. Тогда считалось, что объем земного шара постепенно уменьшается, в связи с чем на его поверхности образуются складки, выступающие части которых представляют собой горные сооружения.

Геосинклинальная теория, родоначальником которой являлся Э.Ог, господствовавшая до недавних пор, предполагала существование на поверхности Земли жестких участков – платформ и подвижных – геосинклиналей. Активные тектонические процессы приурочены к геосинклиналям, которые в ходе развития превращаются в горные сооружения и в итоге становятся жесткими, наращивая, таким образом, примыкающие к ним платформы.

В последнее десятилетие возникли и сейчас всесторонне развиваются представления, согласно которым оболочка земного шара состоит из нескольких плит, разделенных разломами. Плиты находятся в постоянном движении, которое происходит от осевых частей хребтов, опоясывающих земной шар по дну Атлантического, Индийского и Тихого океанов, где "зарождается новая земная кора", в сторону глубоководных впадин, где расположены фронтальные части плит, погружающиеся на глубину вдоль окраины Тихого океана и отчасти Индийского.

Было известно, что движения земной коры влияют на формирование как рельефа суши, так и морского дна, определяют появление и исчезновение морских бассейнов (и бассейнов седиментации вооб-

ще), их связь между собой и с Мировым океаном и даже влияют на климат того или иного региона земного шара. Однако лишь недавние успехи поисков и разведки в газонефтеносных провинциях, достигнутые в значительной степени благодаря существенному увеличению глубин бурения, позволили получить много ценного фактического материала, освещающего по-новому тесную связь между осадконакоплением и тектоническим развитием земной коры (Доленко, 1975). В настоящее время вполне доказано, что тектонический фактор является главным, определяющим для процессов седиментологии. Крупные, зачастую продолжительные тектонические движения определяют и перераспределяют области денудации и аккумуляции кластического материала, обусловливают региональные трансгрессии и регрессии бассейнов осадкообразования. Разумеется, от их характера, масштабов и стабильности в полной мере зависит количество материала, вовлекаемого в перенос и осадконакопление, соотношение терригенных и хемогенных компонентов осадков, гранулометрия (размерность) и сортированность материала, степень постседиментационных (диагенетических и эпигенетических) изменений осадков и пород. Следует подчеркнуть, что влияние тектонического фактора на литогенез проявляет себя столь всесторонне как в локальном, так и в региональном и планетарном масштабах.

Изучение взаимосвязи тектоники и седиментации особенно сложно для больших территорий и земного шара в целом. Подобная задача может быть решена только путем обобщения данных, полученных по отдельным геоструктурным элементам, ибо проявление тектонических процессов в каждом из них как бы смещено во времени по отношению к другому и даже неодинаково в пределах одного структурного элемента. Все это привело к тому, что даже основные тектонические циклы в пределах крупных территорий устанавливаются и синхронизируются со значительной степенью условности.

Днепровско-Донецкая впадина, являющаяся одним из звеньев крупного авлакогена, протягивающегося от Белоруссии до Казахстана, с позиций плитовой тектоники представляет собой древний рифт, возникший в основании Восточно-Европейской плиты в рифее и получивший дальнейшее развитие в девоне. В своем геотектоническом развитии впадина тесно связана с Припятским прогибом и Донбассом, входящими в единую систему авлакогена. Осадконакопление в палеозойскую эру было обусловлено взаимодействием тектонических процессов в упомянутой системе с процессами, происходящими в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива.

Днепровско-Донецкая впадина возникла на гетерогенном кристаллическом основании древнего Сарматского щита, основными тектоническими элементами которого были "срединные массивы", представляющие собой крупные куполовидные складки, сложенные архейскими образованиями. Эти складки разделяют складчатые сооружения раннепротерозойских геосинклинальных трогов – наложенных структур субмеридионального простирания в теле архейской протоплатформы.

В результате сформировались продольные и поперечные тектонические элементы, относительные перемещения которых обусловливали распределение областей денудации и аккумуляции, количество, состояние и размерность транспортируемого материала и, наконец, контролировали условия и процессы самого осадконакопления, а также последующего преобразования осадков и пород. Все это вызвало многократное изменение фациальной обстановки и образование различных формаций в разных геотектонических зонах.

Поперечные тектонические элементы – поднятия и депрессии на протяжении всего геологического развития региона были в общем унаследованными и не испытывали коренного изменения (обращения) геотектонического режима.

В периоды общего погружения впадины депрессионные участки были более подвижными. Скорость погружения поднятий была сравнительно меньшей, в результате чего они являлись отстающими. Этот эффект усугублялся тем, что осадконакопление в депрессиях происходило соответственно быстрее, а тем самым увеличивался вес осадочного покрова.

Во время общего воздымания территории более активны поднятия, т.е. участки, расположенные над приподнятыми блоками фундамента. При регрессиях морского бассейна они первыми поднимались над уровнем моря и зачастую служили дополнительными источниками сноса. Таким образом, благодаря подобным многократным колебаниям, в разрезах поднятий имеется больше внутриформационных перерывов, а сами размывы более глубокие. В результате происходит перераспределение материала, что приводит к дальнейшему сокращению разреза поднятий и увеличению мощностей осадочных комплексов поперечных погружений (депрессий).

Поперечные депрессии первыми охватывались морскими трансгрессиями и последними освобождались от них. Поднятия последними покрывались морскими водами и служили нередко добавочными отправными территориями начинающихся регрессий. В течение среднего

(живет) – позднего девона многие из них представляли собой острова или подводные возвышения и гряды.

Указанные закономерности отразились на распределении фаций и мощностей отложений. Поперечные депрессии обычно характеризуются максимальными мощностями осадков, среди которых много глинистых и карбонатных, а также относительной стратиграфической полнотой разреза. Поперечные поднятия, наоборот, отличаются меньшими мощностями, выпадением отдельных пачек и толщ и широким распространением обломочных пород более крупной размерности.

Региональный анализ размещения фаций и их перемещения во времени приводит к закономерному заключению, что наиболее благоприятными условиями для образования пород-коллекторов, потенциальных вместителей нефти и газа, обладали промежуточные участки между депрессиями и поднятиями, т.е. склоны поперечных приподнятых участков. Кроме приведенных тектонических и фациальных предпосылок предполагается (Доленко, 1975), что именно на таких участках резко изменялись скорости морских течений, а это в свою очередь способствовало отложению более крупных фракций транспортируемого материала.

Значительное влияние на распределение литофаций оказывали глубинные разломы, особенно в начальные этапы развития ДДВ. Они часто служили ограничениями седиментационных бассейнов и в течение длительных отрезков геологического времени к ним приурочивались береговые линии морей. Живетско-девонский морской бассейн впадины был постоянно ограничен с северо-востока и юго-запада крупными продольными разломами, которые и в дальнейшем развитии играли существенную роль, определяя форму и в общем размеры бассейна осадконакопления. В современном тектоническом плане продольные разрывы обычно сопровождаются присбросовыми синклинальными прогибами, поперечные разрывы в большинстве случаев разграничивают депрессии и поднятия. Вдоль их распространения зачастую значительно изменяются мощность и состав отложений, а иногда развиваются барьерные рифы.

Строение фундамента весьма активно влияет на распределение литофаций и их мощностей при развитии так называемых конседиментационных складок. К числу таковых относится большинство нефтегазоносных локальных поднятий ДДВ. Наличие даже незначительных подводных возвышенностей приводило к развитию конседиментационных складок и к увеличению в их пределах доли обломочного материала и его размерности. Последнее объясняется возросшей гидродинамической активностью среды при уменьшении глубины бассейна.

Накопившийся в последнее время материал, как по ДДВ, так и по другим нефтегазоносным провинциям, в общем подтверждает представление об укрупнении терригенного материала и уменьшении мощности отложений к сводам поднятий. Однако поднятия фундамента и связанные с ними конседиментационные локальные структуры чаще всего характеризуются накоплением более крупнозернистых обломочных пород не на самих сводах, а на их склонах (крыльях). В подобных отложениях, как правило, весьма низкое содержание глинистого материала. Это явление связано с тем, что подводные возвышенности во многих случаях обусловливают резкое изменение скоростей морских течений на склонах поднятий, что сопровождается выпадением в осадок только более крупного обломочного материала. К тому же на сводах поднятий уже осажденный материал может подвергаться последующему размыву, что в свою очередь ведет к сокращению разреза.

Основная связь между тектоникой и седиментацией сводится к тому, что тектонические особенности фундамента нефтегазоносных провинций значительно влияли на условия седиментации осадков и закономерности в изменении их литофаций. Существует также и обратная связь – литологические особенности и мощности осадков влияли в свою очередь на характер тектонических деформаций. В частности, увеличение интенсивности складчатости происходит на участках резкого изменения (увеличения) градиента мощности осадков при одновременном содержании в них высокопластичных пород – глин и солей (Доленко, 1975, 1977).

Согласно интерпретации материалов сейсмического зондирования, в основании осадочной толщи находятся осадочно-метаморфические образования предположительно рифейского возраста (Левенштейн и др., 1971). Никаких данных об их вещественном составе и формах залегания пока не имеется, в связи с чем в своих построениях мы исходим из того, что их поверхность представляет собой пенеплен, сходный с другими участками Сарматского щита, поскольку в течение всего раннего палеозоя эти образования находились в сводовой части щита и усиленно размывались.

Активизация тектонического режима Восточно-Европейской платформы в среднем девоне привела к проседанию сводовой части Сарматского щита и формированию рифта, ограниченного глубинными разломами. В приразломных зонах, вблизи северного и в меньшей степени

южного бортов, начали формироваться локальные впадины, чередующиеся с выступами-седловинами. Эти приразломные впадины и стали участками накопления наибольших мощностей среднего девона и нижнефранского подъяруса верхнего девона. В сторону выступов и к бортам мощности большинства горизонтов сокращаются иногда до полного выклинивания.

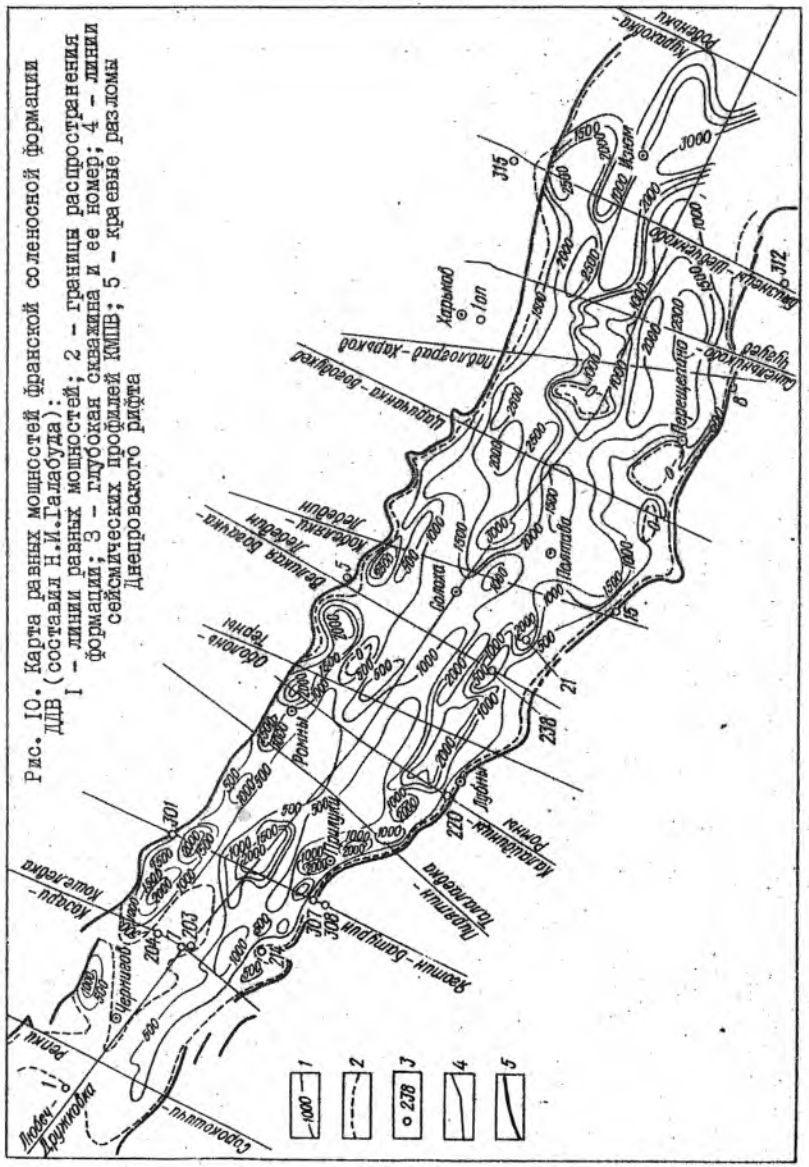
Начало осадкообразования во впадине приурочено к живетскому ярусу среднего девона (пярнуско-наровский и старооскольский горизонты). В это время на дифференцированную территорию Днепровского грабена, в связи с общим ее погружением по продольным краевым разломам, вторглись с юго-востока воды трансгрессирующего морского бассейна. Отложения всей терригенной подсолевой толщи, формирование которой продолжалось и в начале верхнего девона (пашийско-кыновский горизонт), отличаются пестротой состава, т.е. резкими изменениями фациальных условий осадкообразования. В нижней части разреза, как указывалось ранее (Галабуда и др., 1974), преобладают фации аллювиальных равнин, полузамкнутых заливов и прибрежные. Кверху они сменяются мелководно-морскими и морскими фациями с одновременным увеличением глинистости разреза.

Трансгрессия захватывает в первую очередь депрессионные участки территории, причем некоторые выступы фундамента (Кошелевский, Старохуторский и др.) все это время или большую его часть оставались островами (см. рис. 21). На склонах других выступов, периодически перекрывающихся водами бассейна, наблюдается выклинивание песчаных пластов, обладающих повышенными коллекторскими свойствами (Брагинский, Брусиловский, Монастырищенский, Белоцерковский выступы).

Во время образования подсолевой карбонатной толщи (нижнефранские саргаевский и семилукский, верхнефранские алатырский и воронежский горизонты) режим осадкообразования был более спокойным. Активно проявлялись Кошелевский и Старохуторский выступы, на которых отложения отсутствуют. Вдоль бортов впадины на фоне общей глинисто-карбонатной седиментации развиты прибрежно-морские глинисто-алеврито-песчаные образования.

Исключительной пестротой фаций отличается эффузивно-терригенно-карбонатная формация, образовавшаяся в позднефранское время и предшествовавшая региональному соленакоплению.

В позднефранское время тенденция к прогибанию приразломных впадин сохранилась, в результате чего они стали районами повышен-


Харьков
Полтава
Ромны
Лубны
Ахтырка
Сумы
Конотоп
Ворожба
Путивль
Ямполь
Ахтырка
Лубны
Ромны
Полтава
Харьков
Сумы
Ворожба
Путивль
Ямполь
Конотоп

ных мощностей солевых толщ (рис. 10), ставших впоследствии одним из основных структурообразующих факторов при формировании локальных поднятий. В настоящее время эти локальные впадины отображаются минимальными значениями гравитационного поля.

Для ряда прибортовых впадин (Роменской, Дмитриевской, Синевской и др.) отмечена определенная закономерность в группировке локальных поднятий. В центральной части впадины располагается обычно крупное соляное поднятие, а по ее периферии – небольшие малоамплитудные поднятия, формирование которых могло быть связано как со слабыми проявлениями соляной тектоники в окраинных частях впадины, так и с восходящими движениями по разломам, обрамляющим эти впадины. Поскольку размеры и форма прибортовых впадин различны, то и группирование структур по их периферии подчинено этой форме. При этом надо иметь в виду, что большинство поднятий, обрамляющих прибортовые впадины, закончили свой рост в девоне – раннем карбоне и лишь некоторые продолжали расти до поздней перми.

Первая причина указанного явления заключалась в том, что в начале каменноугольной эпохи произошла общая стабилизация кристаллического основания впадины, в результате которой прекратились дифференцированные перемещения относительно небольших блоков фундамента, а преобладающее значение приобрели движения крупных блоков и региона в целом, т.е. после бретонской фазы диастрофизма преимущественно диктиогенические движения сменились эпейрогеническими. Вторая причина связана с тем, что в центральных частях многих прибортовых впадин к началу карбона уже сформировались хорошо выраженные соляные поднятия, часто с открытыми ядрами протыкания, куда при увеличении нагрузки могла перемещаться соль. Для роста периферийных поднятий оставалось, таким образом, мало "энергетических ресурсов", вследствие чего они оказались погребенными или росли очень слабо и остались малоамплитудными.

Вопрос о взаимоотношении соленосных и вулканических образований, еще недостаточно выясненный для большинства геотектонических структур Земли, приобрел особую остроту для ДДВ, где имеются участки развития почти исключительно соляных, только вулканических или преимущественно карбонатно-терригенных пород.

В последнее десятилетие на территории ДДВ пройден ряд разрезов девона, где соленосные и эффузивные образования находятся среди карбонатно-терригенных слоев. Сходные разрезы ранее были установлены на территории Припятского грабена (села Борщевка,

Васильевка). Все это дало возможность выяснить стратиграфическое положение вулканических образований и их соотношение с соляными.

В начальный период изучения региона предполагалось (Китык, 1970), что процесс соленакопления шел параллельно с эффузивной деятельностью, поскольку окорость седиментации соленосных толщ сопоставима только с темпами накопления вулканических образований. Высказывались взгляды об асинхронности этих процессов (Бритченко, 1967; Волошина и др., 1971) и об их взаимосвязи (Китык, Галабуда, 1971; Созанский, 1973). Выполненное нами детальное сопоставление разрезов скважин, вскрывших как соленосные, так и эффузивные образования, показало, что вулканические породы приурочены преимущественно к основанию соленосной толщи, однако на ряде участков имеются и в самой толще. На Грибоворуднянской, Олишевской и Мринской площадях значительную часть разреза третьей и шестой циклопачек составляют эффузивные образования (Галабуда, 1978). Встречаются они и в других циклопачках на иных площадях, однако вследствие незначительного отбора керна из соленосной толщи сведений об этом почти нет.

Таким образом, наиболее интенсивной и широко распространенной эффузивная деятельность была в период, непосредственно предшествовавший соленакоплению. Во время отложения соли она продолжалась, но со значительно меньшей интенсивностью – исчезли многие очаги, а возможно несколько изменился и характер извержений. В эпоху соленакопления наряду с циклами относительно спокойного развития (второго, четвертого) были циклы, сопровождавшиеся вулканизмом.

Изучение распределения мощностей франской соленосной толщи (рис. 10) показало, что наибольшие ее мощности приурочены к прогнутым участкам, наименьшие – к выступам. Одновременно над прогибами развиты соляные купола или штоки, образующие с подсолевой толщей дисгармоничные складки.

В распределении мощности франской соленосной толщи по площади четко вырисовывается линейность, связанная с продольными тектоническими элементами. Соленосная толща распространена только в пределах грабена и ее границы в большинстве случаев совпадают с краевыми нарушениями. В грабене уверенно выделяются зоны приосевых впадин и продольных выступов (Доленко и др., 1973). Поперечная тектоническая дифференциация прослеживается нечетко. Максимальная мощность толщи в приосевых и прибортовых впадинах достигает

3000 м, средняя не превышает 1500 м. Имеются участки, где она отсутствует полностью (см. рис. 10). Два таких участка (Кошелевский и Старохуторский выступы) изучены бурением, в результате которого установлено, что в период седиментации соли эти выступы были приподняты и соль там не накапливалась (Бритченко и др., 1974). Допускается, что отсутствие соли на неизученных участках обусловлено как седиментационными, так и тектоническими причинами.

Анализ строения соленосной формации и распространения ее по площади показывает, что седиментация пород, входящих в ее состав, происходила согласно с теорией баров в условиях крупного сильно расчлененного мелководного бассейна (пролива), сообщающегося как с восточным, так и с западным морями. На возможность накопления соленосных пород в таких условиях указывали Н.М.Страхов (1961) на примере перми Западной Европы и Н.А.Архангельская, Н.В.Григорьев (1960) на примере кембрия Сибирской платформы. Они установили, что крупные эпиконтинентальные моря, свободно сообщающиеся с океаном, могут осолоняться. При испарении воды в условиях аридного климата увеличивается соленость приповерхностного слоя, но благодаря волнению вода перемешивается и соленость осредняется, постепенно возрастая. Испарение вызывает компенсационный подток вод с новыми порциями солей. Отток соленых вод в океан при больших размерах моря незначителен, а в случае дифференцированного рельефа дна – ничтожен. Течения в этом случае также не играют существенной роли. Происходит постепенное засоление сначала наиболее изолированных от океана участков, а затем и остальных частей седиментационного бассейна.

Днепровско-Донецкая впадина в конце франского века также представляла собой крупный эпиконтинентальный бассейн с дном, расчлененным выступами и вулканическими постройками на ряд полуизолированных участков, в которых при продолжавшемся вулканизме происходила седиментация соленосных пород.

Проведенный анализ строения и условий распространения франской соленосной толщи показал, что солеродный бассейн позднефранского времени ДДВ значительно отличался от других бассейнов подобного типа. Основное отличие заключалось в том, что в процессе седиментации соли весьма важная роль принадлежала эндогенному источнику вещества, которое поступало при вулканической и фумарольной деятельности в виде лав, рыхлых продуктов, эксгаляций и гидротерм. Поступление экзогенного материала (продуктов механической и

химической денудации) было неравномерным во времени и относительно невелико, что свидетельствует о невысокой расчлененности окружающей суши и отсутствии крупных речных систем – основных переносчиков механических обломков.

По динамической направленности солеродный бассейн был регрессивным. Его прогибание периодически перекомпенсировалось осадконакоплением. При одном цикле прогибания и перекомпенсации формировалась последовательность пород, образующих отдельную циклопачку. Достаточно длительное сохранение условий постоянными привело к образованию ряда циклопачек соленосной формации.

Развитие формации в пределах относительно узкого грабена, большие ее средние мощности (превышающие 1000 м), накопившиеся в течение небольшого промежутка времени, характерны для таких относительно подвижных зон, как ДДВ в позднем девоне.

В отложениях фаменского яруса концентрация обломочного материала происходила кроме прибортовых зон на склонах приподнятых соляных валов. Это подтверждается анализом песчанистости терригенных отложений межсолевого и надсолевого комплексов. На крыльях ряда структур (Малодевицкой, Богдановской и др.) в надсолевых отложениях увеличивается количество пластов песчано-алевритовых пород.

Краевые разломы определяли область седиментации на протяжении позднего девона. В прибортовых зонах евлановско-ливенские соленосные отложения резко уменьшаются в мощности и фациально замещаются сульфатно-карбонатными (северная зона) или терригенными (южная зона) отложениями. На склонах поперечных поднятий, на участках разломов, разграничивающих поднятия от депрессий, соленосные образования зачастую выклиниваются и замещаются карбонатными, возможно рифогенными образованиями. На склонах ряда выступов южной прибортовой зоны выделяются фации песчаных баров. Задонско-елецкие терригенные отложения в зонах продольных разломов характеризуются выклиниванием песчаных пластов на крыльях протяженных соляных валов, также приуроченных к этим зонам.

Как отмечено выше, с завершением бретонской фазы складчатости в ДДВ общий характер тектонических движений изменился: дифференцированные подвижки отдельных блоков в пределах относительно узкого рифта сменились общим прогибанием обширной территории, охватывающей не только сам рифт, но и прилегающие части древнего Сарматского щита, в результате чего последний окончательно разде-

лился на две самостоятельные структуры: Украинский щит и Воронежский кристаллический массив.

В карбоне формирующаяся впадина приобрела тенденцию к более интенсивному погружению в юго-восточной части и постепенному уменьшению прогибания к северо-западу, вследствие чего регион представлял собой как бы ступенчатую "клавишу", закрепленную на западной центриклинали Припятского прогиба и свободно перемещающуюся вверх-вниз в районе Донбасса. Все это не только обусловило общее изменение мощности отложений, но и определило их вещественный состав и распределение фаций в ту или иную эпоху.

В каменноугольном осадконакоплении важную роль продолжала играть поперечная дифференциация впадины. Восточные склоны таких поперечных поднятий, как Черниговское, Лютенское и Харьковское, представляли собой как бы уступы в предкаменноугольной поверхности, препятствовавшие в определенные эпохи проникновению морского бассейна к западу и способствовавшие тем самым созданию различных фациальных обстановок и формированию в окраинных частях бассейнов мощных толщ аллювиально-дельтовых образований. У нас пока нет возможности восстановить палеогеографическую обстановку позднего карбона для всей исследуемой территории, но имеющиеся общегеологические предпосылки уже сейчас позволяют допускать широкое развитие мощных толщ дельтовых и авандельтовых образований, особенно турнейского и серпуховского веков, на восточном склоне Лютенского поднятия (район Восточно-Полтавской структуры) и на многих участках прибортовых зон.

В среднем карбоне общая тенденция каменноугольного осадконакопления сохранилась. Максимум осадконакопления (а стало быть и прогибания) был приурочен к приосевой части впадины, т.е. несколько сместился по сравнению с ранним карбоном, когда он тяготел к южной краевой зоне. Отмечается значительный градиент мощностей этих отложений в районе Полтавы, что связано, как отмечалось, с восточным склоном Лютенского поперечного поднятия. В районе Харьковского поднятия вырисовывается только некоторое смещение изолиний мощностей к оси впадины в районах Харьковского и Самаринско-Волчанского выступов на бортах.

На восточном склоне Харьковского поднятия отмечается расширение изопахит и увеличение мощности отложений в районе Бригадировской впадины.

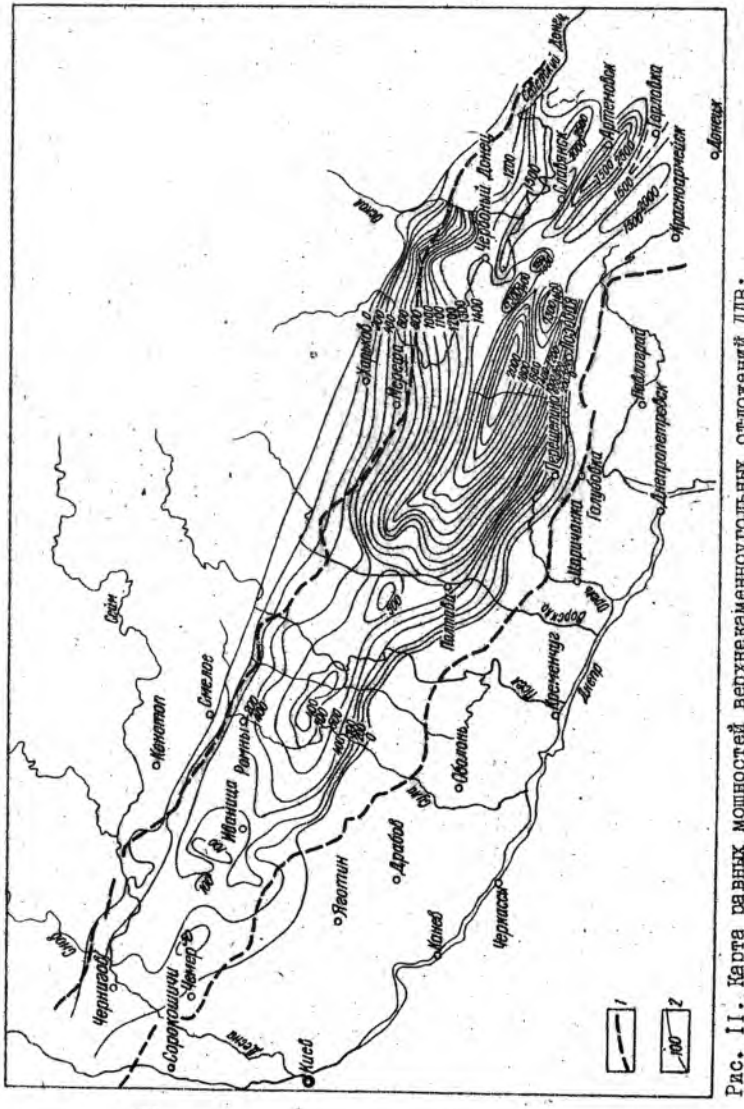


Рис. II. Карта равных мощностей верхнекаменноугольных отложений ДДВ:
1 - краевые разломы Днепровского рифта; 2 - линии равных мощностей

В южной краевой зоне грабена отмечается значительное сгущение изопахит отложений среднего карбона. Обусловлено это не только выклиниванием отложений в сторону южного борта, но и размывом верхней части башкирских и московских отложений в позднем карбоне – ранней перми.

В позднекаменноугольную эпоху общая тенденция в осадконакоплении сохранилась (рис. II), однако здесь еще более заметно влияние поперечных тектонических элементов, особенно Лютенского поперечного поднятия. Максимум осадконакопления приурочен к приосевой части Полтавской депрессии (Карловскому блоку). В это время происходил усиленный рост локальных поднятий, связанный с началом заальской фазы герцинского орогенеза, вследствие чего к сводам многих локальных поднятий мощность отдельных горизонтов верхнего карбона сокращалась и происходил размыв верхней части отдела. Особенно это характерно для южной краевой зоны и таких крупных поднятий, как Солоховское, Новомечебиловское и др.

Завершающий этап развития региона в карбоне (араукаритовое и картамышское время позднего карбона) характеризуется общей тенденцией к постепенному сокращению площади седиментационного бассейна и увеличению площадей денудации. К концу каменноугольной эпохи область осадконакопления сосредоточилась в пределах узкой полосы в приосевой части юго-востока впадины, поскольку складчатые движения заальской фазы герцинского орогенеза обусловили общее воздымание Донбасса и полную изоляцию ДДВ от восточного морского бассейна. Все это вызвало формирование здесь пестроцветных песчано-глинистых озерно-аллювиальных отложений.

К началу ранней перми тектонические движения заальской фазы герцинского орогенеза, очевидно, достигли наивысшей интенсивности. К этому времени были выведены на дневную поверхность и размывались соляные тела большинства соляных штоков юго-восточной части региона, начался размыв и переотложение верхней части каменноугольных отложений Донбасса и формирование "белбасовского горизонта" в Бахмутской котловине. Область осадконакопления в начальный период ранней перми была ограничена приосевой и отчасти северной краевой зонами юго-восточной части впадины. В это время юго-восточная прибортовая зона воздымалась (рис. I2).

В ассельский век вследствие продолжающейся дифференциации территории и недокомпенсации прогибания юго-восточной части региона осадконакоплением началась ингрессия моря со стороны Севе-

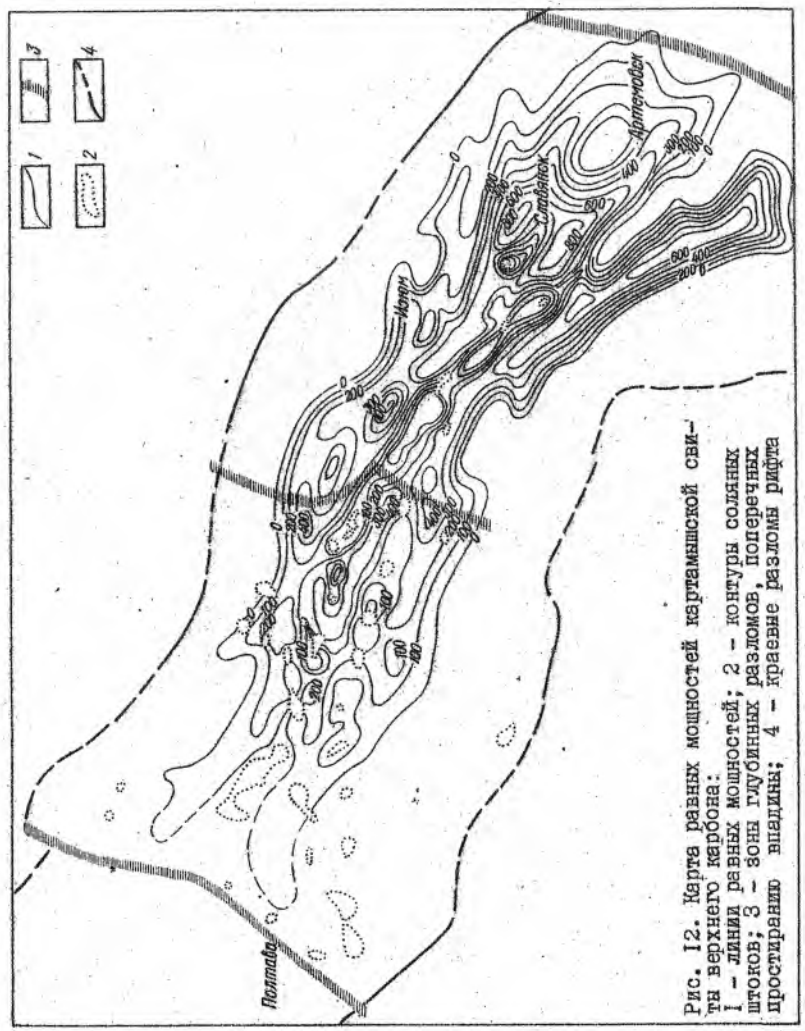


Рис. I2. Карта равных мощностей картамышской свиты верхнего карбона:
1 – линии равных мощностей; 2 – контуры соляных штоков; 3 – зоны глубинных разломов, поперечных простиранию впадины; 4 – краевые разломы рифта

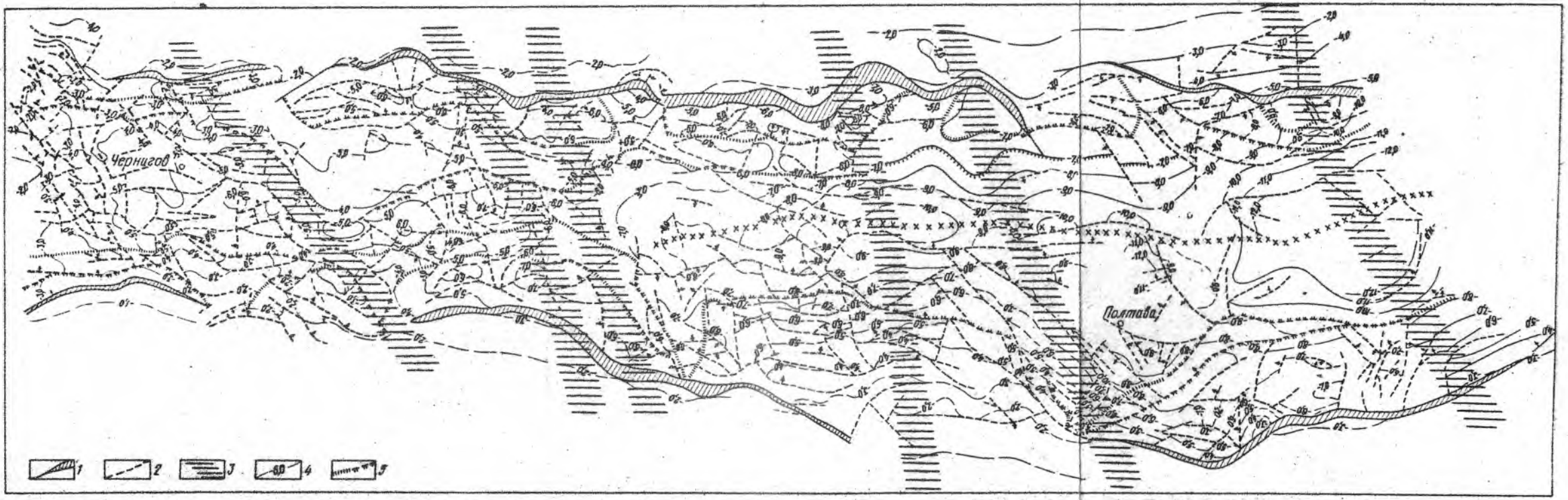


Рис.13. Карта гипсометрии фундамента ДДВ (под ред. М.В.Чирвинской (1978) с изменениями и дополнениями авторов):
1 – краевые разломы Днепровского рифта; 2 – нарушения в фундаменте; 3 – зоны основных поперечных разломов; 4 – изогипсы поверхности фундамента; 5 – границы продольных выступов в фундаменте рифта

ро-Донецкого прогиба. Вначале ингрессия захватила только центральную часть Полтавской (Машевско-Ефремовской) депрессии, а затем постепенно распространилась на остальную территорию грабена. Всего в ассельском веке отмечается шесть ингрессивных циклов и в сакмарском - один, в результате которых сформировалась циклично построенная хемогенная толща ранней перми общей мощностью до 1800 м (рис. 20). Состав и распространение нижнепермских циклопачек освещены в ряде работ (Коган, 1964; Зубкова, 1973 и др.). По данным этих работ, в ранней перми интенсивное прогибание происходило в трех крупных районах: Машевско-Ефремовском (Орчиковском), Бахмутско-Кальмиус-Торецком и Кошелевско-Лохвицком. Они были разделены относительно приподнятыми участками, располагавшимися в пределах восточных склонов Лютенского и Харьковского поперечных поднятий, в пределах которых седиментация хемогенных образований шла в гораздо меньших масштабах, нежели в прогибах.

Завершилось раннепермское осадконакопление седиментацией соляной краматорской циклопачки в условиях прекращающейся связи с морским бассейном. Накопились эти образования только в интенсивно прогибающихся участках. Формирование пород краматорской пачки происходило в завершающую стадию заальской фазы герцинского орогенеза, поэтому они осаждались в остаточных солеродных бассейнах. Тем самым происходило выравнивание неровностей дна лагуны.

С завершением заальской фазы герцинского орогенеза жесткость основания ДДВ еще более возросла, вследствие чего в регионе начиная с поздней перми происходили лишь эпейрогенические движения, при которых в прогибание вовлекалась вся территория впадины.

Таким образом, для ДДВ, как и для других геотектонических элементов, установлена прямая зависимость между тектоникой и осадконакоплением. В заключение следует отметить, что существует и обратная зависимость: интенсивность деформаций осадочных пород тем выше, чем больше мощность отложений осадочной толщи и выше их пластичность. Проявляется она, как правило, менее отчетливо. Исследование этой закономерности только начинается, в связи с чем все ее аспекты еще не выявлены.

Продольным погруженным прибортовым участкам фундамента соответствуют зоны брахиантиклинальных соляно-купольных структур, развитые в значительной мере благодаря резкому перепаду мощностей осадочной толщи и наличию в ее составе пластичных отложений (соли, глин, сульфатов).

Региональные глубинные разломы, ограничивающие крупные структурные элементы, сопровождаются нередко валообразными поднятиями. В северной прибортовой зоне грабена к краевому разлому приурочено валообразное поднятие, состоящее из ряда соляно-купольных структур (Иваниковской, Березнянской, Лесковской, Максаковской, Адамовской, Шаповаловской и др.). Региональному разлому фундамента, разделяющему зону выступов и погруженную северную прибортовую зону, в осадочной толще соответствует цепочка соляных поднятий, в состав которой входят Борковская, Холмская, Великозагоровская, Дмитриевская структуры и др.

Во многих случаях локальные структуры приурочены к участкам пересечений продольных и поперечных разломов. На участках слабого развития или отсутствия соленосных отложений зонам региональных разломов фундамента нередко соответствуют в осадочном чехле флексурообразные перегибы слоев. Такого рода флексуры известны по горизонтам карбона севернее Ведильцевской, Краснопартизанской, Исачковско-Ромодановской структур и других южной краевой части зоны. В плане они располагаются над продольными выступами фундамента как в южной, так и в северной краевых зонах.

В целом можно сказать, что интенсивность складчатости в регионе возрастает на тех участках, где развиты повышенные мощности осадочных пород и где выше доля пластичных отложений в разрезе. Так, при сходной общей мощности осадочной толщи в юго-восточной части ДДВ и в Донбассе интенсивность складчатости в последнем несколько выше. Это объясняется, на наш взгляд, не только их различной тектонической активностью, но и гораздо большей глинистостью пород карбона в Донбассе.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Тектоническими процессами, охватывающими юг Восточно-Европейской платформы на протяжении герцинской, киммерийской и альпийской тектонических эпох (циклов), была создана сложная структура ДДВ. Наиболее интенсивные тектонические движения и сопровождающий их вулканизм происходили на рифтовом этапе развития теорритории, когда зародились и активно развивались краевые и центральные глубинные разломы и возобновились движения по возрожденным поперечным разломам дорифейского заложения. Этим системам нарушений обязана тектоническая зональность региона, которая проявилась на всех этапах формирования впадины. С нарушениями северо-западного направления связаны элементы продольной тектонической зональности, субмеридиональные разломы обусловили поперечную тектоническую зональность.

Продольные тектонические элементы достаточно подробно описаны многими исследователями ДДВ, поэтому ограничимся самой общей их характеристикой.

В поперечном сечении впадины выделяются три основных тектонических элемента: юго-западный и северо-восточный борта и Днепровский рифт.

Юго-западный борт впадины является склоном Украинского щита, где поверхность кристаллического фундамента сравнительно спокойно погружается от выходов его на поверхность до южного краевого разлома рифта. Глубина погружения фундамента по краевому разлому изменяется от I до 3 км, углы наклона его поверхности от I-2 до 5-6°. Поверхность фундамента юго-западного борта, помимо того, полого погружается в юго-восточном направлении; на этом фоне отмечаются приподнятые участки северо-восточного или близмеридионального простирания, представляющие собой реликты складчатых сооружений саксаганид, разделенные сравнительно погруженными зонами. На юго-западном борту установлены отложения, накопившиеся только в послерифтовый этап формирования ДДВ. Лишь в юго-восточной части борта обнаружены турнейские и нижневизейские отложения. Осадочный

комплекс на юго-западном борту залегает моноклинально, постепенно погружаясь в северо-восточном направлении. Замкнутые структуры в пределах борта не обнаружены.

Северо-восточный борт впадины является одновременно южным склоном Воронежской антеклизы. Поверхность пород кристаллического основания здесь также погружается в сторону рифта под углами I-2 - 5-6° и перекрыта моноклинально залегающей осадочной толщей мощностью до 4 км и более. В его пределах также прослеживаются древние поперечные структуры фундамента: впадины и выступы (Баранов, 1965; Доленко и др., 1968 и др.). В строении северо-восточного борта принимают участие отложения палеозоя (начиная с каменноугольных), мезозоя и кайнозоя. Отличительная особенность северо-восточного борта - широкое развитие мергельно-меловой верхнемеловой толщи. Кроме того, в каменноугольных отложениях восточной его части установлены погребенные малоамплитудные брахиантиклинальные поднятия. В некоторых из них обнаружены залежи газа.

В Днепровском рифте фундамент погружен на значительную глубину - до I2,5 км (рис. I3). Здесь выделяются продольные зоны, почти на всем своем протяжении ограниченные разрывными нарушениями.

По данным М.В.Чирвинской и др., в приразломных зонах рифта намечаются цепочки локальных впадин фундамента, разделенных узкими выступами и седловинами ("Проблема ...", 1973). Наиболее отчетливо выражена северо-восточная зона приразломных впадин, в пределах которой фундамент погружен на глубину 3-I0 км. На выступах и седловинах, разделяющих впадины, глубина залегания поверхности фундамента составляет 2,5-9,0 км, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток. Днища впадин интенсивно нарушены разрывами, имеющими самое разнообразное простирание, выступы и седловины менее дислоцированы дизъюнктивами.

В юго-западной краевой части рифта зона приразломных впадин наиболее хорошо прослеживается в северо-западной и в крайней юго-восточной частях региона (см. рис. I3). Обширная территория центральной части этой зоны на карте фундамента изображена в виде обширного выступа кристаллических пород, вдающегося в рифт. Однако, судя по наличию соляных штоков и солянокупольных структур (Радченковско-Малосорочинский вал, Сагайдакское поднятие, Исачковский и Ромодановский штоки и др.), следует предположить наличие в рассматриваемом районе локальных впадин фундамента, в пределах которых накапливались достаточно мощные толщи соли.

Зоны приразломных впадин отделяются от приосевой зоны рифта продольными выступами, которые в северо-восточной части региона прослеживаются в виде непрерывной полосы от Лоевского выступа на северо-западе (глубина залегания фундамента менее 2 км) до Богодуховского на юго-востоке (глубина до фундамента свыше 9 км). В юго-западной части рифта с северо-запада на юго-восток выделяются следующие продольные выступы: Колыбанский, Гуньковский, Олишевский, Хрещатинский, Мринский, Монастырищенский, Мильковский, Леляковский, Гнединцевский. Далее к юго-востоку от Чернух до Зачепиловки в юго-западной краевой части рифта прослеживается уже упоминавшаяся приподнятая зона, а на крайнем юго-востоке – Октябрьский выступ. Глубина залегания кровли фундамента в юго-западной зоне продольных выступов увеличивается в юго-восточном направлении от 2 до 8,5 км.

Приосевая зона рифта характеризуется наибольшими глубинами залегания фундамента, в рельефе которого преобладают отрицательные формы. Здесь с северо-запада на юго-восток отмечаются Скоренецкая, Нежинская, Сребнянская, Лютенская, Солоховская, Чутовская впадины. Глубина до кровли фундамента во впадинах изменяется от 6 до 12,5 км. Превышение выступов и седловин, разделяющих впадины; составляет 1-1,5 км. Днища и крылья впадин осложнены нарушениями преимущественно северо-западного простирания, которые, кулисообразно подставляя друг друга, намечают зону срединного раздома, особенно четко прослеживающуюся в центральной и юго-восточной частях рифта.

В осадочной толще приосевая зона и зоны приразломных впадин Днепровского рифта фиксируются по широкому развитию в их пределах соляных штоков и солянокупольных структур. В строении поднятий, приуроченных к зонам продольных выступов, соль не принимала активного участия.

Помимо продольных тектонических элементов в ДДВ выделяются элементы поперечной тектонической зональности. В настоящее время их наличие считается само собой разумеющимся. Они в том или ином виде изображаются на большинстве региональных тектонических карт. Однако еще немногим более 10 лет назад лишь некоторые исследователи признавали, вслед за М.В.Чирвинской (1963), существование всего трех поперечных зон разломов: Драбовско-Кировоградской, Петривцевско-Синевской и Павлоградской. При этом совершенно забытыми оказались предположения и некоторые косвенные доказательства

наличия поперечных структур, содержащиеся в работах А.П.Карпинского, Д.Н.Соболева, К.И.Макова, П.И.Степанова, И.С.Шарапова, С.И.Субботина и других крупных исследователей тектоники региона.

Геофизическими исследованиями методами КМПВ и ГСЗ в фундаменте Днепровского рифта установлена серия субмеридиональных нарушений глубинного характера, расчленяющих его кристаллическое ложе на ряд крупных блоков, которые в общем имеют вид сложных горстов и грабенов и отвечают выделенным нами (Долейко и др., 1965, 1968; Варичев, 1971 и др.) древним поперечным поднятиям и депрессиям. Как отмечалось, соседние поднятия и депрессии зачастую обладают общими чертами в истории геологического развития и поэтому могут быть объединены в мегаблоки, представляющие своего рода тектонопары. По особенностям строения кристаллического фундамента в пределах Днепровского рифта выделены четыре мегаблока: Черниговский, Лохвицкий, Полтавский и Изюмский, которые могут рассматриваться в ранге поперечных тектонических элементов первого порядка.

Черниговский мегаблок (тектонопара) на западе примыкает к Припятскому грабену, а на востоке ограничен Кировоградско-Драбовским глубинным разломом. В состав мегаблока входят Черниговское поперечное поднятие и Нежинская поперечная депрессия, разделенные региональным разломом, проходящим через Старохуторский выступ на юго-западе и ограничивающим с запада Брусиловско-Кошелевский выступ фундамента (рис. 14). В пределах Черниговского поперечного поднятия глубина залегания кровли фундамента изменяется от 1 до 6 км. Локальные впадины и выступы в его рельефе имеют преимущественно субмеридиональную и северо-восточную ориентировку. Территория характеризуется напряженной дизъюнктивной тектоникой.

В Нежинской депрессии отчетливо различаются бо́льшая западная и меньшая восточная части. В западной располагается обширный продольный Брусиловско-Кошелевский выступ; глубина залегания поверхности кристаллического основания здесь составляет 3 км, достигая 6 км в локальных впадинах. В более глубокой восточной части она достигает 7,6 км (Прилукская впадина).

В пределах Черниговского мегаблока хорошо прослеживаются все пять продольных тектонических зон. В юго-западной зоне выделяются Чадаевская, Носовская, Малодевицкая, Прилукская приразломные впадины, в северо-восточной – Грибоворуднянская, Репкинская, Седневская, Блистовская, Холмская и Великозагоровская. В приосевой зоне

Рис. I4. Тектоническое районирование Днепровского рифта:
I – краевые разломы; 2 – зоны поперечных разломов; 3 – границы продольных тектонических зон;
4 – границы мегаблоков; 5 – месторождения нефти; 6 – месторождения газа.
Продольные тектонические зоны: А – юго-западная зона приразломных впадин, Б – юго-западная зона продольных выступов, В – присевая зона, Г – северо-восточная зона продольных выступов, Д – северо-восточная зона приразломных впадин; поперечные тектонические зоны (мегаблоки): I – Черниговский, П – Лохвицкий, Ш – Полтавский, IУ – Изюмский; поперечные поднятия: Чн – Черниговское, Гм – Гмырянское, Лт – Лютенское, Хр – Харьковское; поперечные депрессии: Нж – Нежинская, Рм – Роменская, Пл – Полтавская, Шб – Шебелинская

наиболее крупными являются Михайло-Коцюбинская, Скоренецко-Горбовская, Нежинская и Ичнянская впадины. Северная зона состоит из Лоевского, Даничского и Брусиловско-Кошелевского продольных выступов, южная зона – из Колыбанского, Гуньковского, Олишевского, Хрещатинского, Мринского, Монастырищенского. К югу от Кошелевского выступа ширина приосевой зоны рифта сужается до 5–I0 км.

Восточное ограничение Черниговского мегаблока – Кировоградско-Драбовский разлом – является границей двух литофациальных зон. К западу от него разрез девонских отложений обеднен солью, которая часто замещается эффузивно-терригенными образованиями. Влияние разлома сказалось также в резком сокращении мощности турнейских и нижневизейских отложений и в смене морских их фаций субконтинентальными. Структуры Ичнянская, Буромская, расположенные вблизи разлома, имеют субмеридиональное простирание. Поднятия и складки, в образовании которых активное участие принимали девонские соляные массы, приурочены к локальным впадинам фундамента и их склонам.

Черниговский мегаблок на протяжении всей истории развития ДДВ испытывал наименьшее прогибание по сравнению с восточными частям авлакогена. При этом максимальная скорость погружения характерна для рифтового этапа.

Лохвицкий мегаблок (Гмырянско-Роменская тектонопара) соответствует в плане погруженной части Центральной докембрийской глыбы Сарматского палеощита и ограничен на юго-востоке Петривцевско-Синевской зоной разломов. Последняя является продолжением в пределах впадины глубинного разлома, отделяющего Кировоградскую глыбу УЩ от Криворожско-Кременчугского синклинория. На юго-западном борту впадины с влиянием этого разлома связывается резкое отклонение к северу южной границы распространения каменноугольных отложений.

Гмырянское поперечное поднятие и Роменская поперечная депрессия, входящие в состав мегаблока, разделены региональным нарушением, проходящим по западному склону Богдановской впадины и Лелековского выступа, вдоль восточного склона Плисковско-Лысогорского выступа фундамента и далее на север. Глубина залегания поверхности кристаллических пород в полосе Гмырянского поперечного поднятия составляет 4,5–6,0 км. Преобладающее простирание стратоизогипс и разрывов субмеридиональное.

В Роменской поперечной депрессии, как и в Нежинской, выделяются более обширная и менее глубокая западная и значительно погруженная восточная части. Глубина залегания кровли фундамента в их пределах составляет соответственно 6-8 и 9-10 км.

В приразломных продольных зонах описываемого мегаблока фундамент интенсивно нарушен системой разрывов, которые обусловили образование нескольких выступов (Гайворонского, Плужниковского - на севере, Макеевского, Гонцовского, Исачковского - на юге), вдающихся со стороны бортов в рифт, а также глубоких приразломных впадин (Дмитриевской, Роменской, Синевской - на севере, Богдановской, Северокалайдинцевской - на юге), зачастую осложненных соляными штоками. Эти выступы и впадины хорошо выражены во всей осадочной толще, что свидетельствует о длительности и унаследовательности их развития. В приосевой зоне мегаблока фундамент менее нарушен. Здесь по данным гравиметрических исследований выделяется Лохвицкий выступ фундамента, осложненный в центральной части Сребненской впадиной, в пределах которой предполагается широкое развитие эффузивно-осадочных образований девона сокращенной мощности при отсутствии галогенных осадков. В каменноугольное время этот выступ интенсивно погружался, и на его месте образовалась обширная мульда. Складчатые дислокации осадочного чехла и соляные штоки приурочены к периферическим частям выступа.

На северо-востоке мегаблока располагается Глинско-Розбышевский вал, включающий несколько мелких брахиантиклинальных поднятий и штоков, на юго-западе обнаружены сравнительно крупные обособленные куполовидные складки - Леляковская, Гнединцевская, Чернухинская, Исачковская. Две последние осложнены соляными штоками. В пределах мегаблока значительно расширяется территория приосевой зоны, а юго-западная зона приразломных впадин, вероятно, редуцирована.

П о л т а в с к и й мегаблок (тектонопара) включает Лютенское поперечное поднятие и Полтавскую депрессию. На юго-востоке он ограничен Харьковским разломом - продолжением во впадине Орехово-Павлоградской зоны глубинных разломов УЩ.

Лютенское поднятие отделяется от Полтавской депрессии Ворсклянским разломом и состоит из двух блоков - южного и северного. В пределах южного блока от обширного Белоцерковского выступа до срединного глубинного разлома фундамент моноклинальными ступенями по разрывам погружается с глубины 3 км до 9 км. Здесь уста-

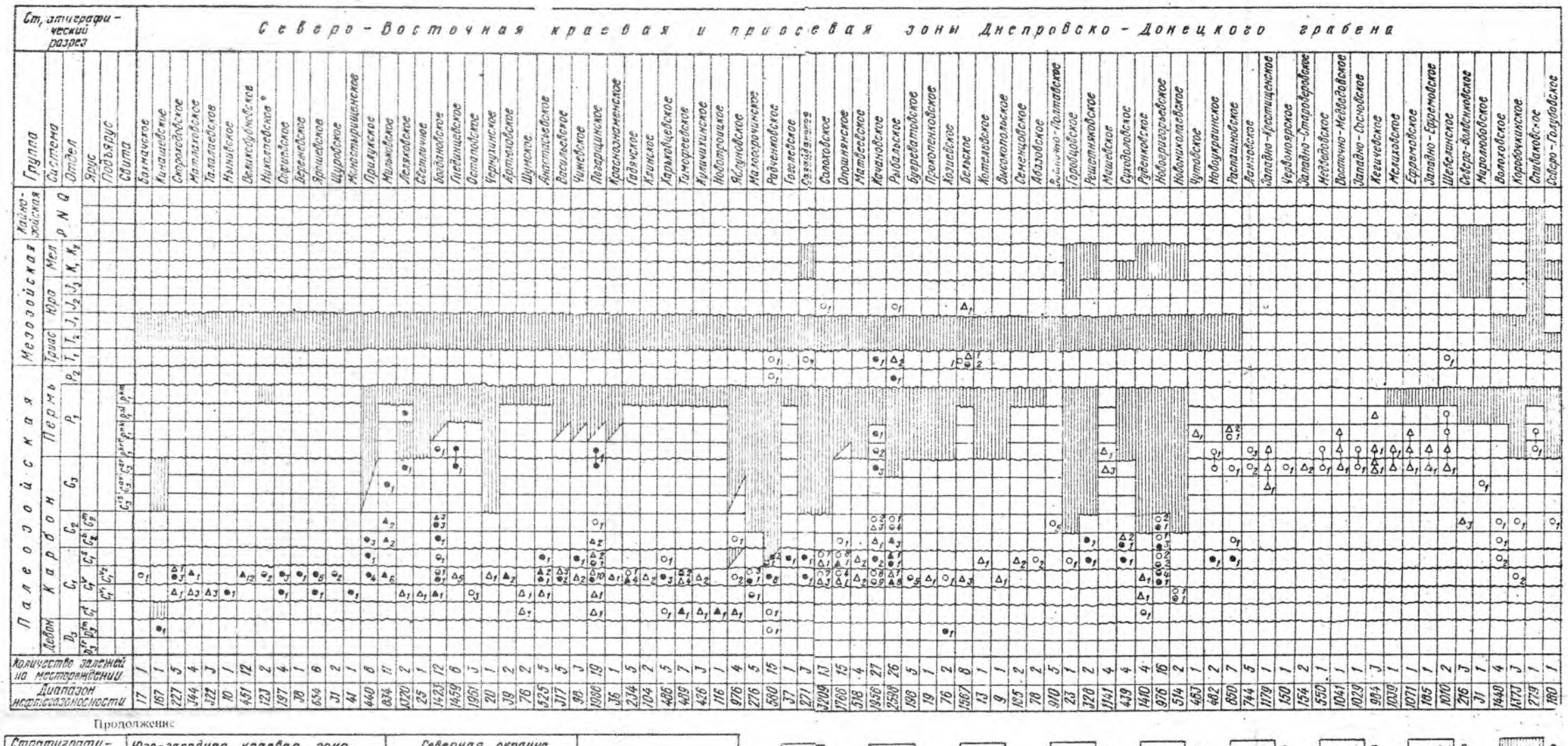
новлена лишь одна небольшая Сагайдакская впадина. Северный блок более погружен. В его краевой части установлены Качановская впадина, Новотроицкий, Гадячский и Заньковский выступы, в приосевой зоне - восточная часть Лютовской впадины. Кристаллический фундамент на выступах залегает на глубине 5-6,5 км, во впадинах - 7,5-10,5 км.

В фундаменте Полтавской депрессии установлено значительное число отрицательных структурных форм - углублений, локальных впадин и крупных котловин, разделенных сравнительно узкими седловинами и выступами фундамента и интенсивно нарушенных разрывами. В краевых частях депрессии впадины (Валковская, Решетиловская и др.) имеют относительно небольшие размеры и глубину 7-9 км. В приосевой зоне расположены крупные котловины - Солохская, Машевская, Чутовская, где фундамент погружен на глубину до 12,5 км. Превышение выступов и седловин под выступами и впадинами достигает 3-5 км.

На рифтовом этапе формирования ДДВ Полтавский мегаблок испытал наиболее интенсивное погружение, в результате чего здесь накопились огромные массы девонской соли и наиболее сильно развит соляной диапиризм. В послерифтовый этап на территории мегаблока накопилась мощная толща терригенных, в том числе пестроцветных, а в ранней перми, кроме того, хемогенных образований. Мощность мезо-кайнозойских отложений в северной части мегаблока достигает 2000-2500 м.

К приосевой зоне на рассматриваемой территории приурочены крупные валообразные поднятия - Солохско-Диканьское, Чутовско-Распашновское. Соляные штоки концентрируются в локальных впадинах фундамента - Санжаро-Ливенской, Перещепинской, Котелевской, Валковской. В восточной части мегаблока редуцирована южная зона продольных выступов.

И з ю м с к и й мегаблок включает Харьковское поперечное поднятие и Шебелинскую депрессию. На востоке он ограничен Волновахско-Чернухинским субмеридиональным разломом - продолжением Волновахского глубинного разлома, отделяющего Октябрьский щелочной массив УЩ от зоны переработки днеприд азовско-волынской складчатости. К западу от разлома резко затухает донецкая складчатость, а каменноугольные породы погружаются под толщу пермских и мезозойских образований.



Продолжение

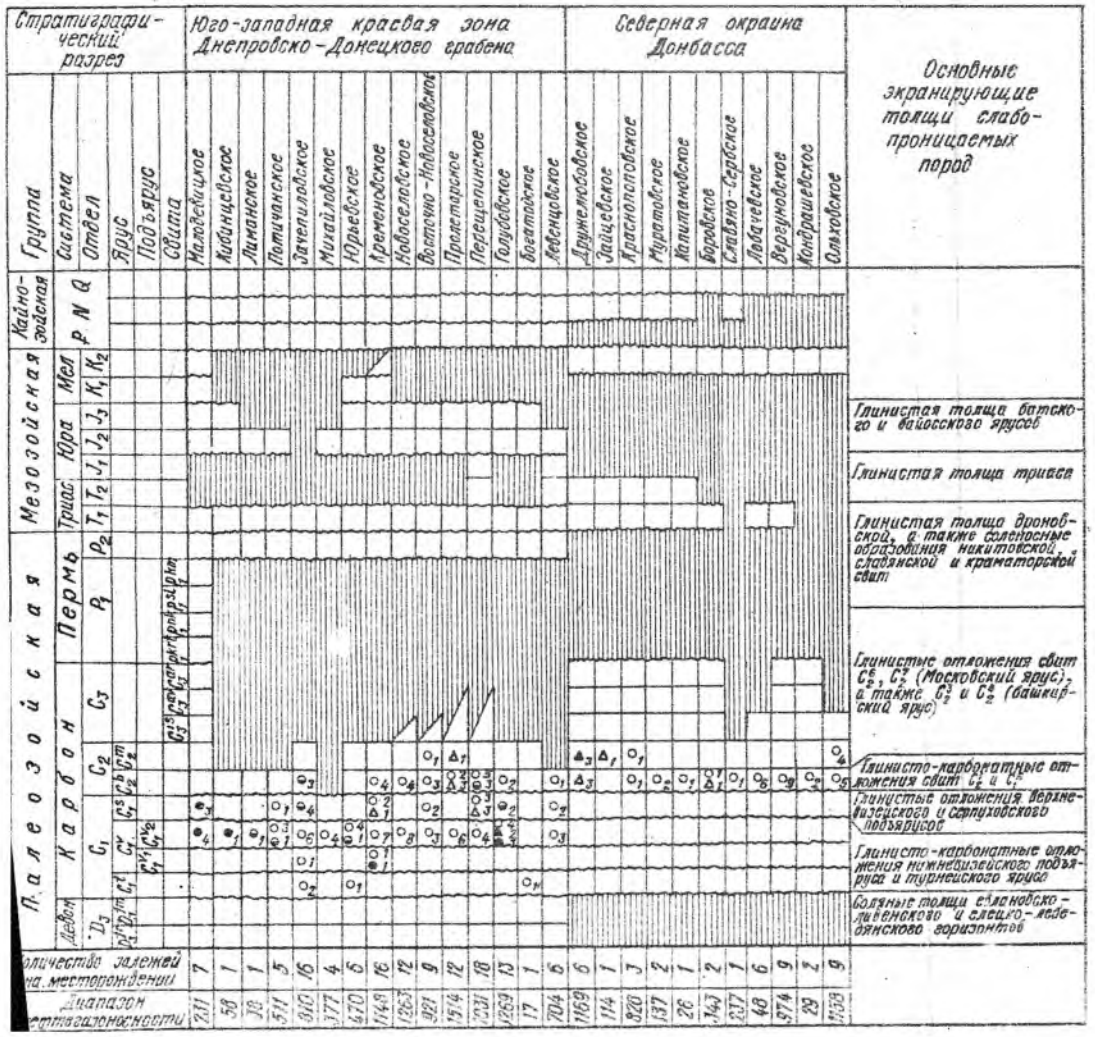


Рис.15. Распределение залежей нефти и газа в ДДВ.

З а л е ж и: 1 – нефтяные, 2 – нефтегазовые, 3 – нефтегазоконденсатные, 4 – газоконденсатные, 5 – газовые, 6 – массивно-пластовые в разновозрастных комплексах, 7 – угловые и стратиграфические несогласия, 8 – количество залежей, 9 – отсутствие отложений в стратиграфическом разрезе

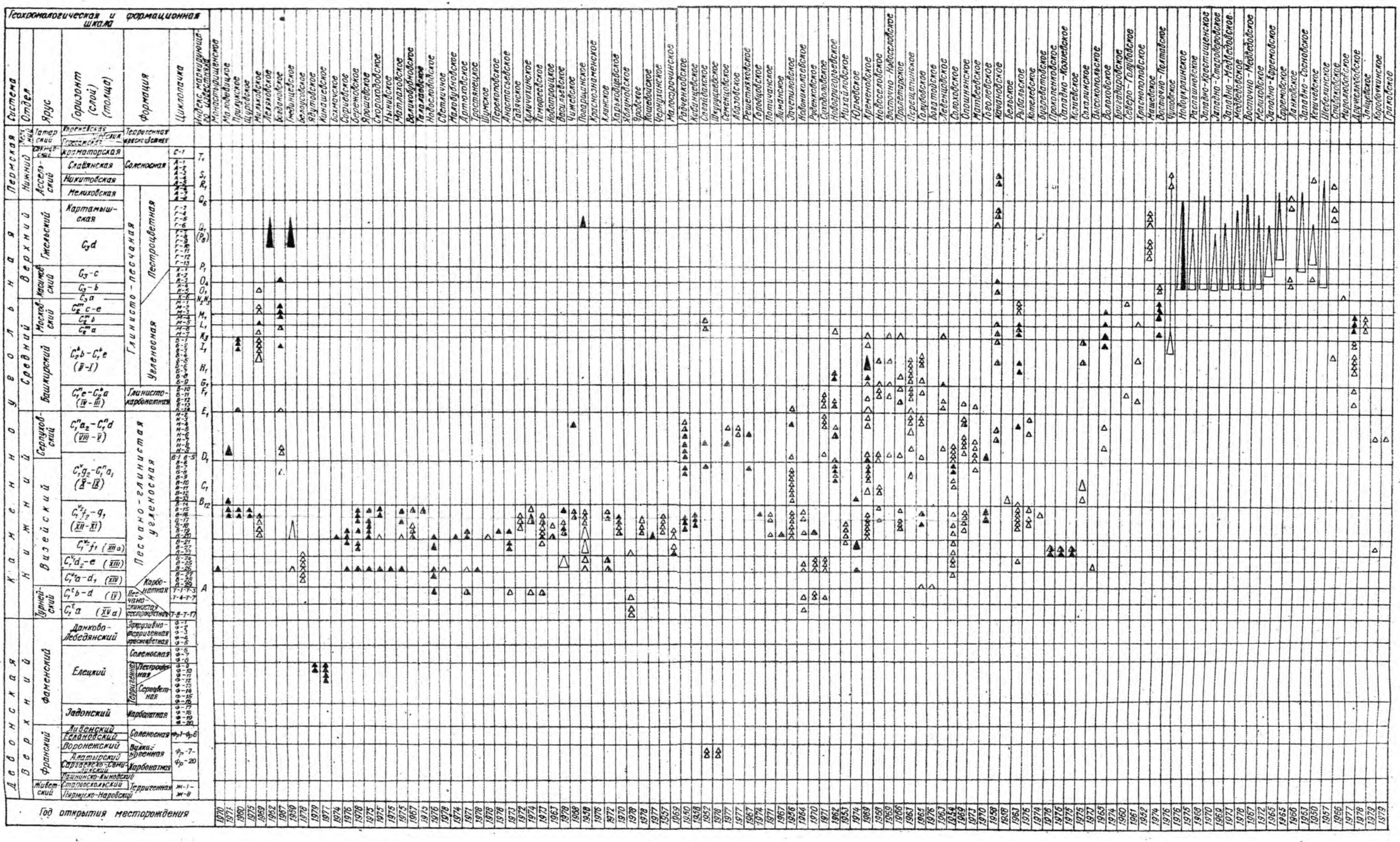


Рис.16. Распределение залежей углеводородов в циклопачках осадочных формаций палеозоя на месторождениях ДДВ (составили Н.И.Галабуда, В.Н.Кардаш).
З а л е ж и: 1 – нефтяные, 2 – нефтегазовые, 3 – газовые

Глубинное строение мегаблока изучено недостаточно. В пределах Харьковского поперечного поднятия глубина залегания фундамента, по данным профилей КМПВ и ГСЗ, не превышает 12 км, тогда как в Шебелинской депрессии он погружен на глубину 17 км и более.

В рифтовый этап, по-видимому, накопилась значительная по мощности (6-7 км) девонская толща, в состав которой входят как галогенные, так и вулканогенные образования. Галогенные фации распространены главным образом в приосевой зоне блока. В начальную стадию синеклизного этапа на рассматриваемой территории накопилась угленосная толща мощностью свыше 6 000 м. В позднепермское время и в мезозое-кайнозое наибольшее прогибание испытала северная часть мегаблока, где мощность отложений достигает 2 000 м.

В приосевой зоне рифта на территории мегаблока прослеживаются Машевско-Ефремовская и Бахмутско-Торецкая депрессии, в образовании которых ведущая роль принадлежит, по-видимому, срединному глубинному разлому. В прибортовых зонах выделяется ряд локальных впадин и разделяющих их выступов. К склонам впадин приурочены локальные структуры чехла.

Из поперечных приподнятых элементов фундамента наиболее четко проявляется Харьковское (Орельско-Змиевское) поднятие, в пределах которого отметки залегания одновозрастных стратиграфических горизонтов значительно выше, чем в прилегающих депрессиях. В частности, для подошвы нижнепермских отложений разница в отметках для Полтавской депрессии, с одной стороны, и Харьковского поперечного поднятия, с другой, составляет около 1 000 м, для верхней перми - 250-500 м, оксфорда - 400-600 м, верхнего мела - 100-300 м, палеогена - 90-130 м в приосевой зоне рифта.

Максимальная дислоцированность характерна для приосевой части мегаблока, к которой приурочены все известные в этой части впадины соляные штоки. На рассматриваемой территории в настоящее время из-за отсутствия достаточного количества геолого-геофизических данных нет возможности проследить все продольные тектонические зоны, установленные в западной части рифта.

Зоны поперечных разломов и региональные нарушения, разделяющие мегаблоки, поднятия и депрессии, в фундаменте рифта выражены единичными сбросами и сериями разрывов различного направления. Они пересекаются и кулисно подставляют друг друга, часто образуют цепочки меридионально простирающихся горстообразных выступов, грабенообразных впадин и седловин. Амплитуда этих разрывных нарушений изменяется от первых сотен метров до 1 000 м.

В настоящее время в ДДВ выявлены 109 месторождений газа и нефти. Нефтеносность газа имеет широкий диапазон как по площади, так и в вертикальном стратиграфическом разрезе.

Нефтегазоносная площадь имеет протяженность более 660 км от Малодевицкого, Монастырищенского и Бахмачского месторождений на северо-западе до Краснопоповского и Кружиловс[illegible] на юго-востоке, достигая по ширине 120 км между Лиманским и Прокопенковским месторождениями.

Несмотря на обширную территорию распространения месторождений, запасы углеводородов распределены крайне неравномерно. Так, основные запасы газа (74,6% всех запасов газа региона) сосредоточены в трех месторождениях (Шебелинском, Западно-Крестищенском, Ефремовском). Основные запасы нефти приурочены также к трем месторождениям (Леляковскому, Гнединцевскому, Погарщинскому). Наряду с наличием указанных месторождений известны такие, как Кибинцевское, Чернухинское и Горобцовское. Промышленного значения они не имеют.

Газовые месторождения составляют более половины общего числа выявленных месторождений ДДВ (рис. 15). Газонефтяные месторождения преимущественно содержат газонасыщенные залежи. Среди выявленных газовых месторождений три обладают запасами от 100 до 500 млрд.$м^3$ и более, два - от 50 до 100 млрд. $м^3$, двадцать - от 10 до 50 млрд. $м^3$, пятьдесят одно - от 1 до 10 млрд. $м^3$ и четырнадцать - менее 1 млрд. $м^3$. Вот почему на современном этапе ДДВ следует оценивать как нефтегазоносную провинцию.

Диапазон промышленной нефтегазоносности стратиграфического разреза региона включает отложения от верхней юры до девонских образований. Большинство месторождений являются многопластовыми, а количество залежей в них достигает 27 (Качановское, Рыбальцевское месторождения). Максимальный диапазон промышленной нефтегазоносности установлен на Солоховском месторождении и составляет 3209 м (рис. 16).

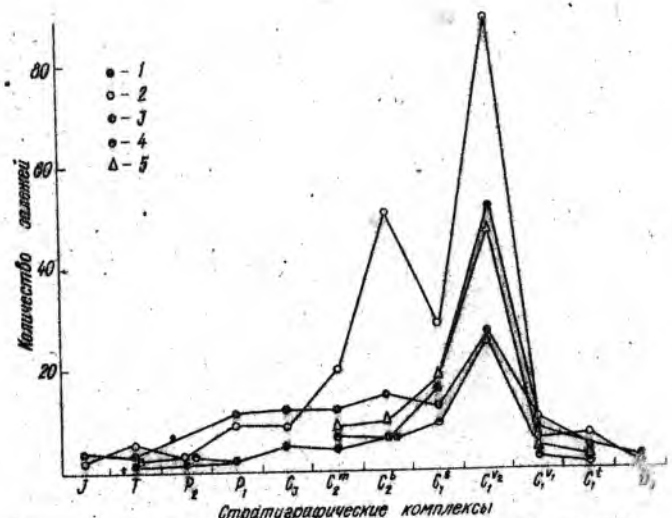


Рис. I7. Распределение залежей различных типов углеводородов в стратиграфических комплексах ДДВ.
З а л е ж и : I – нефтяные, 2 – газовые, 3 – газоконденсатные, 4 – нефтегазовые, 5 – нефтегазоконденсатные

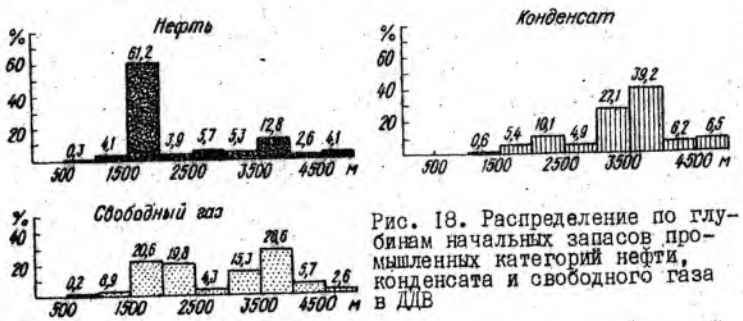


Рис. I8. Распределение по глубинам начальных запасов промышленных категорий нефти, конденсата и свободного газа в ДДВ

Промышленные залежи нефти, газа и конденсата в пределах исследуемого региона установлены на глубинах от 360 (Спиваковское месторождение) до 5640 м (Восточно-Полтавское месторождение). Следует отметить, что доля прироста промышленных запасов углеводородов с глубин, превышающих 3500 м, в последние годы неуклонно

увеличивается. В период 1971-1975 гг. она составляла 78%, в настоящее время – около 90% (рис. I7).

Распределение содержания углеводородов по глубинам иллюстрирует рис. I8. Количество месторождений с наличием залежей по интервалам глубин следующее: I0 – на глубинах до 1000 м; 3I – на глубинах 1001-2000 м; I6 – на глубинах 2001-3000 м; 38 – на глубинах 3001-4000 м; I5 – на глубинах 4001-5000 м; I – на глубинах 5001-6000 м.

Важнейшей особенностью в распределении залежей нефти и газа в вертикальном разрезе являются их региональная приуроченность к определенным стратиграфическим интервалам разреза, содержащих слабопроницаемые породы-покрышки как регионального, так и локального распространения (Воробьев, 1961; Завьялов, 1964), а также наличие благоприятных пластов-коллекторов, заключенных между плохопроницаемыми толщами.

Региональными покрышками служат батбайосская, триасовая, верхнепермская глинистые толщи, соленосные отложения нижней перми. В каменноугольных породах это глинистые толщи нижних горизонтов верхнего карбона (исаевская и авиловская свиты), а также глинистые и глинисто-карбонатные отложения московского, башкирского, серпуховского и визейского ярусов. В отложениях девона такими благоприятными покрышками являются нижняя и верхняя соленосные толщи.

В зависимости от распределения в разрезе региональных слабопроницаемых толщ ДДВ выделяются следующие этажи промышленной нефтегазоносности: юрский, триасово-верхнепермский, нижнепермско-верхнекаменноугольный, среднекаменноугольный, нижнекаменноугольный и девонский (табл. 3).

Фонд локальных структур по юрскому, триасовому и верхнепермскому комплексам, а также по глубине до 3 500 м в регионе практически исчерпан. Потенциально нефтегазоносными являются лишь палеозойские отложения – пермские, верхне-, средне- и нижнекаменноугольные и девонские.

Девонские отложения – наиболее древние образования, с которыми связана нефтегазоносность региона. Небольшие, литологически ограниченные нефтяные залежи в кавернозных породах кепрока и в зоне брекчии соляного купола впервые были выявлены в 1936 г. на Роменской структуре.

Таблица 3. Этажи нефтегазоносности ДДВ

Этаж нефтегазоносности	Количество месторождений, приуроченных к этажу нефтегазоносности			Всего месторождений	Содержание (в %) начальных промышленных запасов в этаже нефтегазоносности	
	нефтяных	газовых	нефтегазовых		Нефть+конденсат	Газ
Юрский (I)	–	4	–	4	–	0,6
Триасово-верхнепермский ($T + P_2$)	I	4	2	7	3,3	0,7
Нижнепермско-верхнекаменноугольный (P_I+C_3)	4	I6	3	23	62,2	75,6
Среднекаменноугольный (C_2)	3	2I	7	3I	6,2	4,0
Нижнекаменноугольный (C_I)	I3	22	3I	66	28,3	I9,I
Девонский (D_3)	2	–	–	2	?	–

В настоящее время промышленные притоки нефти (до 150 т/сут) были получены из межсолевых отложений верхнего девона на Козьевской и Кинашевской структурах. Кроме того, на 35 площадях региона в отложениях девона отмечены нефтегазопроявления, из которых наиболее значительные непромышленные притоки нефти и газа получены на Сагайдакской и Радченковской площадях.

Высоко оценивая перспективы нефтегазоносности девона, следует предполагать наличие межсолевого и подсолевого этажей нефтегазоносности, располагающихся под мощной нижней (евлановско-ливенской) и менее мощной верхней (елецко-лебедянской) соленосными толщами.

В нижнекаменноугольном нефтегазоносном комплексе залежи нефти, конденсата и газа приурочены к отложениям турнейского, визейского и серпуховского ярусов. Установлены они на 71 месторождении.

В турнейском ярусе залежи установлены на 12 месторождениях. Это преимущественно газоконденсатные, газовые и в меньшей мере нефтегазовые скопления углеводородов, наиболее значительные из которых выявлены на Зачепиловском, Руденковском, Яблуновском, Богатойском месторождениях. Залежи приурочены к пластам мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов, мощность которых изменяется от 9 до 25 м. Пористость песчаников I,0-26,2%, проницаемость – I,0-I3I9 мД. Абсолютно свободный дебит газа достигает 4800 тыс. $м^3$/сут.

Покрышками залежей являются гидрослюдистые аргиллитоподобные глины, залегающие в кровле турнейского яруса, мощностью 20-25 м и слабопроницаемые образования нижнего визе, представленные преимущественно аргиллитами и глинами, мощность которых на северо-западе достигает 50-I00 м, а в приосевой зоне центральной части грабена – 200-250 м.

Наличие относительно выдержанной, хотя и не имеющей повсеместного распространения глинистой толщи в кровле нижнего визе, позволяет рассматривать турнейско-нижневизейские отложения как самостоятельный нефтегазоносный объект.

Глубины залегания залежей углеводородов в отложениях турнейского яруса колеблются от I7I0 (Юрьевское месторождение) до 4700 м (Яблуновское месторождение).

Залежи нефти и газа в отложениях нижневизейского подъяруса установлены на I9 месторождениях. Причем нефтяные и газоконденсатные залежи размещаются на северо-западе (Монастырищенское, Леляковское, Ярошевское, Софиевское, Скороходовское, Матлаховское месторождения и др.), в то время как месторождения приосевой зоны (Анастасьевское, Шумское, Погарщинское) и юго-западной краевой (Зачепиловское, Юрьевское, Суходоловское, Руденковское, Новониколаевское) содержат преимущественно газоконденсатные и газовые залежи.

Четкой закономерности в разрезе песчаных горизонтов-коллекторов подъяруса не отмечается вследствие частой взаимозаменяемости песчаных пластов глинистыми разновидностями пород. Общая закономерность состоит в том, что в основном горизонты (В-24 – В-30) приурочены к нижней части подъяруса, где наиболее часто нефтегазонасыщенными являются горизонты В-24 – В-26, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами, известняками и аргиллитами. Их мощность составляет I0-25 м. Пористость не превышает I8%, а проницаемость изменяется в широких пределах от 0,0I до II5 мД. В целом песчаные горизонты юго-восточной части впадины характеризуются низкими коллекторскими свойствами по классифика-

ции Ханина (IУ-У классы). Более высокие емкостные и фильтрационные способности установлены для горизонта В-26 северо-западной части региона (коллекторы Ш-IУ классов).

Основные промышленные залежи в нижнекаменноугольном нефтегазоносном комплексе приурочены к верхневизейско-серпуховским отложениям, широко распространенным в регионе. Их мощность изменяется от I50 м на крайнем северо-западе до I000-I200 м на юго-востоке.

Верхневизейский подъярус представлен двумя литологическими толщами: нижней существенно карбонатной и верхней песчано-глинистой. С песчаными и песчано-карбонатными горизонтами В-I - В-23 этих толщ и связаны все выявленные залежи нефти, конденсата и газа, установленные на 56 месторождениях.

Несмотря на то, что общая песчанистость продуктивной части разреза подъяруса увеличивается с северо-запада (I0-I5%) на юго-восток (30-40%), верхневизейские отложения не имеют равноценных емкостных условий, что обусловлено литологической изменчивостью пород-коллекторов как по разрезу, так и в региональном плане. Количество залежей нефти и газа средней части подъяруса (X, XI микрофаунистические горизонты) в два раза превышает их содержание в прикровельной части (IX, X горизонты) и приподошвенной (XП, XШ горизонты).

В северо-восточной краевой зоне грабена нефтегазонасыщенными преимущественно являются пласты песчаников, принадлежащие к XП и XШ микрофаунистическим горизонтам (Бахмачское, Скороходовское, Матлаховское, Великобубновское, Рыбальцевское месторождения и др.).

Мощность песчаных пластов-коллекторов составляет 2,4-23 м, пористость - I0,0-I9,0%, проницаемость - 0,5 до 96 мД. Максимальный свободный дебит газа получен на Великобубновском месторождении - 4 млн. 343 тыс. м^3/сут.

В приосевой зоне грабена нефтегазонасыщенными являются главным образом песчано-алевролитовые пласты, относящиеся к XI и XП микрофаунистическим горизонтам подъяруса. К ним приурочены все выявленные залежи нефти, конденсата и газа (Погарщинское, Чижевское, Харьковцевское, Гнединцевское, Богдановское, Солоховское месторождения и др.

Мощность песчано-алевролитовых горизонтов, содержащих скопления углеводородов, составляет I0-65 м, пористость песчаников -

I0,7-30,4%, проницаемость достигает I264 мД. Абсолютно свободный дебит газа колеблется в пределах от 34I тыс. до 3,0 млн. м^3/сут. Притоки нефти имеют дебиты до 278 м^3/сут на 7-мм штуцере.

В юго-западной краевой зоне продуктивные горизонты в основном приурочены к IX и X микрофаунистическим горизонтам (Прилукское, Зачепиловское, Кременовское, Новоселовское, Пролетарское месторождения и др.).

Мощность продуктивных горизонтов изменяется от 9 до 45 м. Пористость разнозернистых песчаников и алевролитов I0,9-23,9%, проницаемость варьирует от 0,2 до I49 мД. Максимальный свободный дебит газа получен на Кременовском месторождении и составлял 5 млн. I90 тыс. м^3/сут.

Из общего количества 56 месторождений, где в отложениях верхневизейского подъяруса выявлены скопления углеводородов, 36,0% содержат один-два продуктивных горизонта, 3I,0% - три-пять и 33,0% - I0 продуктивных горизонтов и более.

Максимальное количество продуктивных горизонтов, преимущественно газоносных, в пределах одного месторождения отмечается в Качановско-Рыбальском (I0-I2), Солоховско-Опошнянском (5-I0), Глинско-Розбышевском (3-I0) и Зачепиловско-Пролетарском (4-II) районах.

По фазовому состоянию в верхневизейском подъярусе преобладает газовые и газоконденсатные залежи (см. рис. I8).

В отложениях серпуховского (намюрского) яруса залежи углеводородов установлены на 32 месторождениях. В северо-восточной зоне выявлены четыре залежи, в центральной части грабена - двадцать, в юго-западной краевой зоне - восемь. Всего обнаружена 8I залежь, из них 27 газовых, I7 нефтегазоконденсатных, I6 нефтяных, I2 газоконденсатных и 9 нефтегазовых.

Скопления углеводородов приурочены к девяти песчаным горизонтам Н-I - Н-9, однако не все из них повсеместно распространены в регионе. Непостоянство разреза, его фациальная изменчивость, сокращение мощности песчаных пластов и их выклинивание обусловили различную нефтегазонасыщенность тектонических зон. Так, в центральной части грабена на Погарщинском месторождении продуктивными являются два горизонта (Н-3, Н-5), на Солоховском также два - (Н-3, Н-9), еще юго-восточнее на Опошнянском месторождении семь (Н-2 - Н-8). В этой части грабена мощность песчано-алевролитовых горизонтов увеличивается от I5-28 до 45-50 м. Пласты-коллекторы

имеют неоднородное строение и представлены мелко-, средне- и разнозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Пористость песчаников 5-25%, алевролитов 4,3-12%. Проницаемость песчаников 7,2-245 мД. Коллекторы относятся к поровому и порово-трещинному типам и по своим емкостным и фильтрационным способностям принадлежат к Ш-У классам. Свободный дебит газа из указанных горизонтов (Опошнянское месторождение) достигает 4,210 м^3/сут.

В северо-восточной прибортовой зоне помимо общего сокращения мощности пластов-коллекторов отмечается сокращение объема песчаных разновидностей пород с юго-востока на северо-запад. В связи с этим на Великобубновском месторождении продуктивен один горизонт (Н-9),юго-восточнее на Качановском месторождении - два (Н-5, Н-9), Рыбальском - один (Н-3), а на Котелевском газоносны Н-5, Н-6 и, вероятно, продуктивны Н-2 и Н-4. Мощность проницаемых разновидностей пород-коллекторов от 10 до 26 м. Пористость песчаников и алевролитов 11,4-20%, проницаемость достигает 279 мД. Преимущественно поровые коллекторы этой зоны относятся к Ш-У классам.

Максимальный свободный дебит газа отмечен на Великобубновском месторождении и составляет 1970 м^3/сут.

В юго-западной прибортовой зоне выделяются девять песчано-алевролитовых горизонтов (Н-1 - Н-9), однако по простиранию с юго-востока на северо-запад большинство из них выклиниваются, в связи с чем на Малодевицком и Прилукском месторождениях известно по одному нефтеносному горизонту.

На участке Зачепиловка-Левенцовка четко прослеживается фациальное замещение пластов песчаных коллекторов глинистыми образованиями. Количество продуктивных горизонтов на месторождениях этого района различно. Так, на Зачепиловском месторождении установлены два (Н-3, Н-9) нефтегазовых горизонта, на Восточно-Новоселовском - два (Н-3, Н-8) газовых, на Голубовском - два (Н-3, Н-4) нефтегазовых, а на Левенцовском - пять (Н-1 - Н-5) газовых. Общая мощность продуктивных песчано-алевролитовых горизонтов данной зоны изменяется от 5 до 33 м. Пористость, преимущественно гранулярных коллекторов, составляет 13,9-22%, проницаемость 0,1-916,3 мД. Разнозернистые песчаники и алевролиты относятся к коллекторам Ш-УІ классов.

По типу флюидов в данной зоне преобладают газовые и газоконденсатные скопления углеводородов. Высота залежей достигает 75 м, а глубины их залегания составляют 750-1432 м. Абсолютно свободный

дебит газа 382 тыс. м^3/сут (Голубовское месторождение). Дебиты нефти на 9-мм штуцере достигают 158 тыс. м^3/сут.

В верхневизейских и серпуховских (намюрских) отложениях залежи нефти, конденсата и газа установлены на 66 месторождениях из 109 выявленных в регионе. Помимо структурных особенностей и наличия благоприятных коллекторов, фактором, определившим широкую нефтегазонасыщенность, является наличие в разрезе мощной покрышки, которая объединяет толщу слабопроницаемых пород (глин, аргиллитов) верхней части верхневизейского подъяруса и глинистую толщу серпуховского яруса. Имея региональное распространение, она занимает 75% площади территории и ограничивается преимущественно областью Днепровского грабена. Ее флюидоупорные свойства обусловлены как минералогическим составом породообразующих минералов, так и мощностью слагающих пород (рис. 19).

Высокое содержание иллит-монтмориллонита, большая плотность глин и аргиллитов (2,5-2,7 г/см^3), низкая абсолютная пористость (до 6%), отсутствие или наличие (до 10%) в объеме толщи проницаемых песчано-алевролитовых пород, а также большая мощность (50-450 м) позволяют отнести ее к разряду весьма надежных экранов.

Рассматривая покрышки в качестве одного из критериев выделения зон по степени их перспективности, следует отметить, что верхневизейско-серпуховская покрышка играет одну из ведущих ролей в распределении запасов углеводородов и контролирует около 173 млн. тонн условного топлива в нижнекаменноугольном нефтегазоносном комплексе.

В среднекаменноугольном этаже нефтегазоносности залежи нефти, конденсата и газа установлены во всех тектонических зонах на 33 месторождениях. Преобладающее их количество расположено в области центрального грабена (пятнадцать месторождений), а также в юго-западной краевой зоне (восемь месторождений) и на северных окраинах Донбасса (десять месторождений).

Залежи нефти и газа в отложениях башкирского яруса содержатся на 31 месторождении, а московского яруса - на 17 месторождениях. Наиболее крупные скопления выявлены на Качановском и Рыбальском месторождениях. Среднекаменноугольные нефтегазоносные горизонты залегают на глубинах от 650 до 5640 м.

В объеме башкирского яруса выделяется тринадцать песчано-алевролитовых горизонтов (Б-1 - Б-13), в объеме московского яруса - семь (М-1 - М-7).

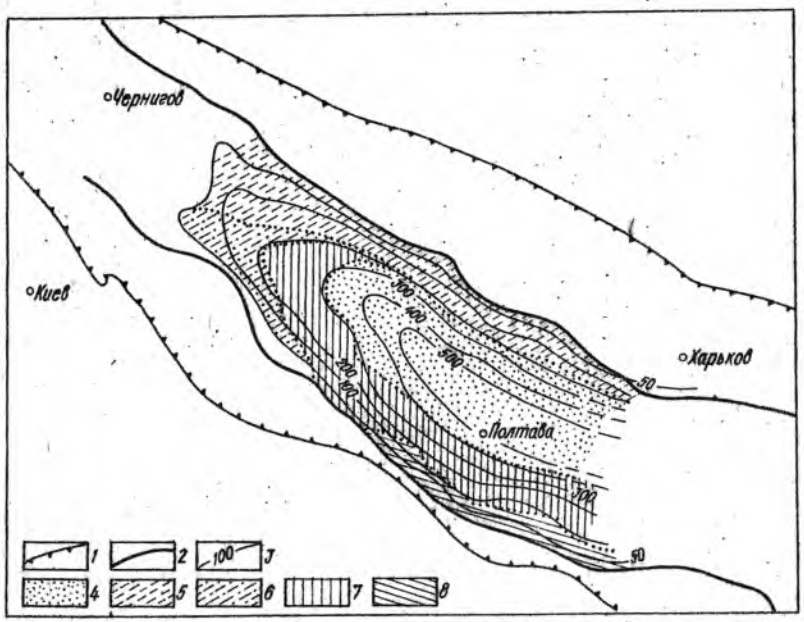


Рис. 19. Карта мощностей глинистых пород верхневизейско-серпуховского флюидоупора:
1 – границы ДДВ; 2 – продольные разломы, ограничивающие Днепровский грабен; 3 – линии равных мощностей, м; область развития глинистых толщ микрофаунистических горизонтов: 4 – УШ-Х, 5 – УШ и Х, 6 – IX, 7 – IX и Х, 8 – УШ

Непостоянство литологического состава, невыдержанность коллекторских свойств, равно как и отсутствие регионально выдержанной покрышки слабопроницаемых пород, обусловили зональную нефтегазонасыщенность. Залежи углеводородов группируются преимущественно в районах развития зональных и локальных нефтегазоупоров, какими являются глинисто-аргиллитовые пачки пород башкирского яруса в северо-западной (Прилукское, Богдановское, Мильковское месторождения), северо-восточной (Качановское, Рыбальское месторождения) и юго-восточной частях ДДВ (Суходоловское, Новоселовское Пролетарское, Перещепинское месторождения и др.).

В разрезе отложений московского яруса породы-покрышки представлены пластами и линзами глин гидрослюдисто-монтмориллонитово-

го и каолинит-гидрослюдистого состава, суммарная мощность которых достигает 100–110 м (Богдановское, Мильковское, Рыбальское, Перещепинское месторождения и др.).

Наличие надежных нефтегазоупоров в московском ярусе в районе северных окраин Донбасса, мощность отдельных пластов которых изменяется от 25 до 80 м и более, обусловило наличие зоны из десяти месторождений, главным образом газовых (см. рис. 15,16).

В северо-восточной краевой зоне грабена залежи нефти, конденсата и газа в среднекаменноугольных отложениях выявлены на Рыбальском и Качановском месторождениях. Для обоих месторождений характерно нефтегазонасыщение всех семи песчаных горизонтов, выделенных в объеме московского яруса (М-I – М-7). На Рыбальском месторождении горизонт М-I – нефтяной, все остальные – нефтегазовые. В отложениях московского яруса Качановского месторождения горизонты М-2 – М-4 содержат нефтегазовые скопления, а горизонты М-5 – М-7 – газовые. Мощность указанных горизонтов непостоянна и колеблется от 10–15 до 40–55 м.

Песчаники продуктивных горизонтов московского яруса Качановского месторождения относятся к гранулярному типу коллекторов. Их пористость 10,8–25,5%, проницаемость 0,1–250 мД; относятся к коллекторам Ш-У классов. Абсолютный свободный дебит газа достигает 3 380 тыс. $м^3$/сут, нефти – 33–70 $м^3$/сут.

Песчаники Рыбальского месторождения имеют пористость 13,5–21,6%, проницаемость – 1,9–486,6 мД и относятся к гранулярному типу коллекторов Ш-У классов. Максимальный абсолютно-свободный дебит газа получен в скв. 3 и составил 3 582 тыс. $м^3$/сут. Дебит нефти на 6-мм диафрагме колеблется от 71 до 182 $м^3$/сут.

В башкирских отложениях Рыбальского месторождения нефтегазоносными являются горизонты Б-4 – Б-6 мощностью 35–75 м. Пористость песчаников и алевролитов не превышает 24,9%, проницаемость равна 408,2 мД. Гранулярные коллекторы относятся к Ш-У классам. Свободный дебит газа составляет 405 тыс. $м^3$/сут.

В зоне центрального грабена залежи углеводородов в среднекаменноугольных отложениях установлены на Богдановском, Мальковском, Погарщинском, Опошнянском, Распашновском и Восточно-Полтавском месторождениях. Для большинства из указанных месторождений характерно, что залежи нефти и газа расположены на интенсивно осложненных сбросами сводах брахиантиклинальных поднятий. На Восточно-Полтавском месторождении залежи углеводородов находятся

на своде брахиантиклинального поднятия, не имеющего разрывных нарушений. Скопления газа Распашновского месторождения, находящиеся в присводовой части складки, - комбинированные, экранируются как разрывами, так и соляными штоками.

За исключением Богдановского, все месторождения центральной зоны грабена содержат преимущественно газовые залежи. Приурочены они к различным горизонтам. Так, на Мильковском месторождении отмечаются два газоконденсатных горизонта (М-5 и М-7) в московском ярусе и два газовых (Б-I и Б-3) в башкирском ярусе. Мощность песчано-алевролитовых продуктивных горизонтов составляет 20-44 м. Пористость песчаников и алевролитов I6-20%, проницаемость 0,I-728 мД. Для продуктивных горизонтов московского яруса характерны более высокие свободные дебиты газа (708-I586 тыс. $м^3$/сут), чем для горизонтов башкирского яруса (35I-48I тыс. $м^3$/сут).

Богдановское месторождение содержит три нефтяных (М-2, М-4, М-6) и два газовых (М-3, М-6) горизонта в московском ярусе и одну нефтяную залежь горизонта Б-I2 в башкирском ярусе. Мощность продуктивных горизонтов песчаников 9-63 м. Пористость песчаников I6,6-2I,2%, проницаемость 3,3-400 мД. Коллекторы среднекаменноугольных отложений данного месторождения относятся к гранулярному типу и принадлежат Ш-У классам.

Погарщинское, Опошнянское и Распашновское месторождения содержат газонасыщенные горизонты только в башкирском ярусе (Б-3, Б-6 - Б-9 и Б-I2). Мощность горизонтов колеблется в значительных пределах от 7 до 4I м, однако оптимальной является мощность 25-35 м. Емкостные и фильтрационные способности пород продуктивных горизонтов различные. Пористость изменяется от I2 до 2I%, проницаемость достигает 268 мД.

Среди продуктивных горизонтов этой группы месторождений гранулярный тип коллекторов - преобладающий. По своим свойствам коллекторы относятся к Ш-УI классам. Свободный дебит газа из горизонта Б-I2 Опошнянского месторождения составил I47 $м^3$/сут.

На Восточно-Полтавском месторождении залежи газа содержатся в песчаных горизонтах московского яруса (М-I - М-3, М-5 - М-7), а также в горизонте Б-4 башкирского яруса. Следует отметить, что среднекаменноугольные отложения залегают здесь на больших глубинах. Так, в скв. 9 средняя часть башкирских отложений вскрыта на глубине 5957 м.

Мощность продуктивных горизонтов изменяется от I0 до 65 м, наиболее оптимальной является мощность 25-35 м. Пористость песчаных коллекторов 8-I2%, проницаемость 0,I-I68 мД.

В южной краевой части Днепровского грабена содержится наибольшее количество залежей нефти и газа в среднекаменноугольных отложениях. Установлены они на I4 месторождениях (Сагайдакском, Зачепиловском, Решетняковском, Суходоловском, Новогригорьевском, Новоселовском и др.).

Большинство залежей расположены в нарушенных сбросами сводовых частях брахиантиклинальных складок, а на Решетняковском месторождении осложнены соляными телами. Выявленные в этой зоне залежи углеводородов обнаружены почти во всех песчаных горизонтах среднекаменноугольных отложений. Причем преобладающее количество залежей приходится на песчаные горизонты башкирского яруса (Б-4 - Б-I3), мощность которых изменяется от I0 до 78 м. Наибольшее количество залежей содержится в нижней части яруса. Так, на Перещепинском месторождении продуктивны восемь горизонтов (Б-5 - Б-I3), на Пролетарском - пять (Б-5, Б-8-Б-I0 и Б-I2), на Новогригорьевском - шесть. Эти горизонты распространены по всему разрезу как в московском (М-2, М-4, М-6), так и в башкирском ярусе (Б-7, Б-8, Б-I2, Б-I3). В указанной зоне наиболее часто газонасыщенным является горизонт Б-I2, продуктивный на восьми месторождениях. Он содержит и наибольшие запасы газа и нефти (I7 млн. т условного топлива). Емкостные и фильтрационные способности продуктивных горизонтов высокие и средние. Пористость колеблется от I3 до 28% при средних параметрах I6-20%, проницаемость - от 0,I до 879,5 мД. Породы-коллекторы относятся к гранулярному типу и по своей характеристике принадлежат к П-У классам. Максимальные свободные дебиты газа составляют 4,3I3 тыс. $м^3$/сут, нефти - I23 $м^3$/сут.

В региональном плане залежи нефти и газа встречены во всех песчаных горизонтах среднекаменноугольных отложений, за исключением двух башкирских (Б-2 и Б-3). Их зональное распределение обусловлено характером распространения слабопроницаемых толщ, игравших основную роль в процессах формирования залежей и сохранения их от разрушения. Значительное влияние оказало также непостоянство коллекторских свойств отдельных песчаных горизонтов московского и башкирского ярусов.

Основные запасы газа и преобладающая часть запасов нефти приурочены к верхнекаменноугольно-нижнепермскому этажу нефтегазо-

носности. На 23 месторождениях он содержит 62,2% нефти и конденсата, а также 75,6% газа общих разведанных запасов ДДВ.

Продуктивными, как правило, являются верхняя часть верхнекаменноугольной толщи (араукаритовая и частично авиловская свиты), картамышская свита, а также мелиховская и славянская толщи нижней перми.

В разрезе верхнекаменноугольной толщи выделяются девять горизонтов (Г-7-Г-13 и К-1-К-2). К продуктивным относятся в основном песчаные горизонты, относящиеся к гжельскому ярусу. В северо-западной и центральной частях региона в разрезе верхнекаменноугольных отложений установлено по одному продуктивному горизонту (Богдановское, Погарщинское, Качановское месторождениям и др.). На юго-востоке региона на месторождениях с массивно-пластовыми залежами (Западно-Крестищенское, Западно-Староверовское, Распашновское, Ефремовское, Шебелинское и др.) содержатся от двух-четырех до двенадцати продуктивных горизонтов. Увеличение количества газоносных пластов связано не только с полнотой разреза, но и с амплитудой ловушек, созданных араукаритовыми образованиями. Мощность горизонтов Г-7-Г-9 в северо-западной и центральной частях впадины составляет 15-48 м (Богдановское, Погарщинское, Качановское месторождения), а в юго-восточной (Машевское, Ефремовское, Западно-Сосновское месторождения и др.) достигает 225-720 м. Емкостные и фильтрационные способности пород-коллекторов ухудшаются в юго-восточном направлении. Так, средние значения пористости гранулярных коллекторов в северо-западной и средней частях впадины составляют 18,5%, проницаемость изменяется от 0,1 до 776 мД. Это главным образом коллекторы П-IУ классов. На юго-востоке средние значения пористости трещинно-поровых коллекторов значительно уменьшаются и не превышают 12%, а проницаемость колеблется в пределах от 0,1 до 105 мД. Преобладают коллекторы IУ-УI классов. Максимальный свободный дебит газа из верхнекаменноугольных отложений получен на Шебелинском месторождении и составляет 9224 тыс. $м^3$/сут.

Нижнепермские отложения продуктивны на 19 площадях, причем 13 их них - это газовые и газоконденсатные месторождения, расположенные в юго-восточной части региона. Многие их них совместо с верхними горизонтами араукаритовой свиты (Шебелинское, Западно-Крестищенское, Кегичевское, Погарщинское месторождения и др.) образуют массивно-пластовые залежи, имеющие единую гидродинамическую взаимосвязь. Высота залежей в месторождениях такого типа достигает значительных величин и составляет на Шебелинском - 1160 м, Западно-Крестищенском - 953 м, Кегичевском - 510, Гнединцевском - 270, Погарщинском - 190 и Леляковском - 72 м.

Количество продуктивных горизонтов в нижнепермских отложениях возрастает от одного-трех в северо-западной и средней частях впадины до четырех и более в юго-восточной. Коллекторами (гранулярными), содержащими залежи нефти, газа и конденсата, служат песчано-алевролитовые породы картамышской и мелиховской толщ, а также трещинные, кавернозно-трещинные карбонатные и сульфатно-карбонатные коллекторы никитовской свиты и в меньшей мере славянской. Средние значения пористости нижнепермских гранулярных коллекторов закономерно увеличиваются с юго-востока на северо-запад и от наиболее погруженной приосевой зоны к прибортовым. Так, в Бахмутской котловине пористость коллекторов не превышает 5%, на большинстве локальных структур юго-востока составляет 10-15%, возрастая к прибортовой зоне до 15-20%.

С нижнепермскими отложениями центральной, а также северо-западной части впадины связаны наиболее значительные скопления углеводородов (преимущественно нефти), образующих пластовые и массивно-пластовые залежи (Качановское, Погарщинское, Леляковское, и Гнединцевское месторождения). Количество продуктивных горизонтов - от одного до трех. Общая мощность отдельных из них колеблется от 10 до 98 м. Высота залежей составляет 16-87 м. Пористость песчано-алевролитовых пород-коллекторов в своих средних значениях по указанным месторождениями составляет 12,4-23,7%, проницаемость изменяется от 0,1 до 1680 мД. Преобладают коллекторы П-IУ классов. Дебит нефти достигает 300 $м^3$/сут на 10-мм диафрагме, свободный дебит газа - 3 500 тыс. $м^3$/сут.

Наличие коллекторов в хемогенной толще нижней перми юго-востока впадины установлено на Шебелинском, Ефремовском, Кегичевском, Спиваковском месторождениях и др. Мощность пластов-коллекторов этого типа 138-208 м. Пористость трещинных и кавернозных коллекторов (доломитов, ангидритов) 15-15,7%, проницаемость 24-427 мД. Дебиты газа составляют от 40 до 3512 $м^3$/сут.

Особенностью распространения коллекторов этого типа является их приуроченность к приштоковым и наиболее повышенным частям поднятий. К периферии, т.е. в сторону крыльев и периклиналей, емкостные и фильтрационные свойства сульфатно-карбонатных коллекторов значительно снижаются.

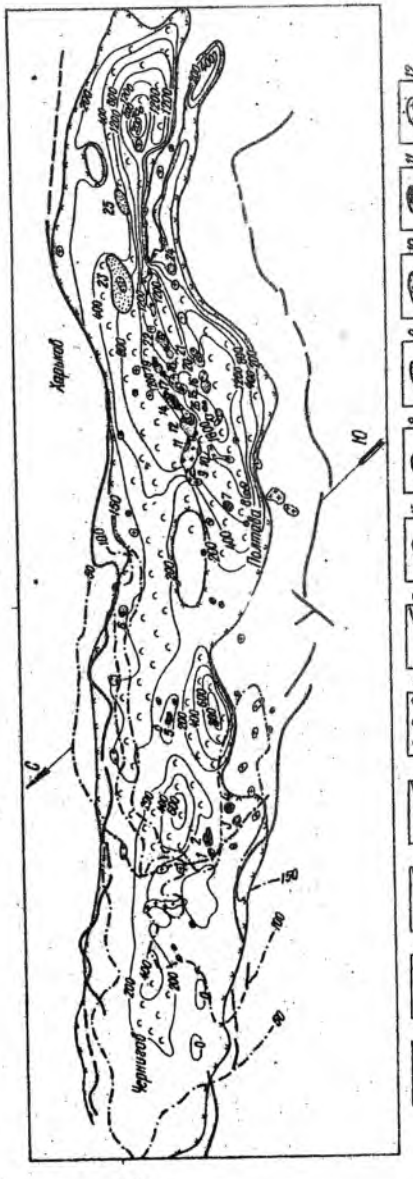


Рис. 20. Карта равных мощностей пермского флюидоупора:
I – краевые разломы Днепровского рифта; 2 – граница распространения нижнепермской соленосной толщи; 3 – изопахиты соленосной толщи; 4 – изопахиты глинистой (пересажской) толщи верхней перми; 5 – зоны развития соленосных разрезов нижней перми; 6 – граница области, перспективной на поиски месторождений нефти и газа по гидрогеологическим данным; м е с т о р о ж д е н и я: 7 – нефтяные, 8 – нефтегазовые, 9 – газоконденсатные в верхнекаменноугольной-нижнепермской терригенной толще, I0 – газоконденсатные в нижнепермской хемогенной толще; II – площади с установленной промышленной газоносностью в галогенной толще нижней перми; I2 – соляные штоки.
М е с т о р о ж д е н и я (цифры на карте): I – Мильковское, 2 – Леляковское, 3 – Богдановское, 4 – Гнединцевское, 5 – Погарщинское, 6 – Качановское, 7 – Восточно-Полтавское, 8 – Машевское, 9 – Чутовское, I0 – Распашновское, II – Новоукраинское, I2 – Западно-Крестищенское, I3 – Данковское, I4 – Западно-Староверовское, I5 – Западно-Медведовское, I6 – Западно-Сосновское, I7 – Медведовское, I8 – Восточно-Медведовское, I9 – Мелиховское, 20 – Кегичевское, 2I – Западно-Ефремовское, 22 – Ефремовское, 23 – Шебелинское, 24 – Миролюбовское, 25 – Сивашовское

Основной флюидоупорной толщей для верхнекаменноугольного – нижнепермского этажа нефтегазоносности служат соленосные отложения хемогенной толщи и глинистой пересажской толщи нижней перми. Объединенные в единый флюидоупор, они образуют региональную покрышку, контролирующую основные скопления нефти (Леляковское, Гнединцевское месторождения) и две третьих скоплений газа в виде крупнейших массивно-пластовых залежей (Шебелинское, Западно-Крестищенское, Ефремовское месторождения) (рис. 20).

Область распространения нижнепермской хемогенной толщи ограничивается территорией грабена, хотя и неповсеместно. В южной прибортовой зоне она размыта. Флюидоупорные свойства толщи обусловлены мощностью и наличием в разрезе пластов соли (краматорская и славянская свиты).

Максимальная мощность хемогенной толщи, составляющая I550 м, установлена в Машевско-Ефремовской депрессии, где содержание соли достигает 55%. Именно в этой зоне и расположены основные газовые месторождения региона (Западно-Крестищенское, Шебелинское, Ефремовское, Кегичевское, Мелиховское, Западно-Медведовское), характеризующиеся массивно-пластовыми залежами и избыточным пластовым давлением.

В северо-западной и центральной частях впадины функцию основного нефтегазоупора выполняет пересажская глинистая толща, так как ввиду резкого уменьшения мощности и отсутствия соли в разрезе хемогенная толща покрышкой служить не может.

Пересажские глины, мощность которых составляет 80–I70 м, контролируют значительные скопления углеводородов на Богдановском, Гнединцевском, Леляковском, Погарщинском и Качановском месторождениях. Юго-восточная граница их распространения протягивается до меридиана Качановка-Сагайдак.

Глубины залегания продуктивных горизонтов верхнекаменноугольного – нижнепермского комплекса изменяются в больших пределах. В северо-западной части впадины они составляют I700-2300 м, а в юго-восточной – зоне развития газовых залежей – увеличиваются до 4500 м.

Нефтегазоносность верхнепермских, триасовых и юрских отложений охарактеризована в работе Г.Н.Доленко и др. (I968). Новые данные за истекшие годы не получены.

Анализ распределения залежей нефти и газа в пределах ДДВ позволяет отметить некоторые особенности их распространения. Мак-

симальная насыщенность разреза по вертикали увеличивается в районах широкого развития всех или большинства установленных флюидоупорных толщ. Так, в северо-восточной краевой зоне диапазон промышленной нефтегазоносности достигает 2598 м, в районе Солоховского месторождения – 3200 м. Залежи нефти и газа отмечаются во всех стратиграфических горизонтах от юры до верхнего девона включительно (Козиевское, Кинашевское месторождения). Наличие в центральном грабене мощного флюидоупора, каким являются глинистые породы пересажской толщи верхней перми и хемогенной толщи перми, обусловило формирование самых крупных по своим промышленным запасам в регионе нефтяных (Леляковского, Гнединцевского, Погарщинского) и газовых (Западно-Крестищенского, Ефремовского и Шебелинского) месторождений.

Мощность и качество флюидоупоров определяют не только величину скоплений углеводородов, но и в значительной мере влияют на тип залежи, что характерно и для указанных месторождений.

Чередование в разрезе слабопроницаемых горизонтов пород небольшой мощности с маломощными пластами коллекторов способствовало формированию сравнительно небольших залежей (Пересажское, Кременовское, Новоселовское месторождения и др.).

В юго-западной краевой зоне нет выдержанных мощных флюидоупоров. Здесь фиксируется сокращение мощностей каменноугольных комплексов или их отсутствие в разрезе. Этим объясняется сравнительно небольшой диапазон нефтегазоносности и небольшие запасы нефти и газа в залежах зоны.

Широкий вертикальный диапазон промышленной нефтегазоносности (турнейских отложений нижнего карбона – среднеюрских на глубине от 360 до 5600 м), зависимость распределения скоплений нефти и газа от распространения флюидоупоров свидетельствуют о превалирующей роли вертикальной миграции нефтяных углеводородов.

Соотношение содержания промышленных запасов нефти и газа по нефтегазоносным комплексам указывает на то, что в верхних этажах нефтегазоносности (юра, триас, верхняя пермь) резко сокращаются и запасы углеводородов и количество залежей. В то же время более 62% запасов нефти и 75% запасов газа региона приурочены к верхнекаменноугольным нижнепермским отложениям, площадное распространение нефтегазоносности которых незначительно. Крупные скопления нефти в этих отложениях сконцентрированы на северо-западе (Гнединцевское, Леляковское месторождения) и в центральной части впа-

Таблица 4. Типы структур и формы нефтяных и газовых залежей ДДВ

Структурный тип месторождения	Форма нефтяных и газовых залежей	Примеры месторождений, возраст продуктивных отложений
Брахиантиклинальные складки без видимого проявления соляного диапиризма	Пластовая сводовая	Чернухинское (C_I), Новотроицкое (C_I), Левенцовское (C_I) и др.
Брахиантиклинальные складки, осложненные солью, с предкаменноугольным уровнем прорыва соли	Пластовая сводовая	Восточно-Полтавское (C_2), Мильковское (C_I, C_2) и др.
	Пластовая сводовая, тектонически экранированная	Прилукское (C_I, C_2), Гнединцевское (C_I), Богдановское (C_2) и др.
	Пластовая сводовая, литологически экранированная	Радченковское (C_I), Зачепиловское (C_I, C_2), Перещепинское (C_I, C_2)
	Пластовая сводовая, тектонически и стратиграфически экранированная	Радченковское (C_I), Новогригорьевское (C_2) и др.
	Пластовая сводовая, тектонически и литологически экранированная	Рыбальское (P_2), Сагайдакское (C_I), Зачепиловское (C_I) и др.
	Массивно-пластовая сводовая	Леляковское (P_I-C_3)
	Массивно-пластовая сводовая, тектонически экранированная	Погарщинское (P_I-C)
	Массивно-пластовая сводовая, частично стратиграфически экранированная	Гнединцевское (P_I-C_3)
Брахиантиклинальные складки с предверхнепермским уровнем прорыва соли	Пластовая, тектонически экранированная	Машевское (C_3)
	Пластовая сводовая, тектонически и литологически экранированная	Руновщинское (I_3, T_2)
	Пластовая сводовая, экранированная соляным штоком	Кегичевское (C_3)

Окончание табл. 4

Структурный тип месторождения	Форма нефтяных и газовых залежей	Примеры месторождений, возраст продуктивных отложений
Брахиантиклинальные складки с предверхнепермским уровнем прорыва соли	Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляным штоком	Кегичевское (P_I-C_3), Западно-Ефремовское (P_I-C_3), Западно-Медведовское (P_I-C_3)
	Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляными штоками с двух сторон	Западно-Крестищенское (P_I-C_3), Мелиховское (P_I-C_3)
	Массивно-пластовая сводовая, экранированная разрывами и соляным штоком	Восточно-Медведовское (P_I-C_3), Ефремовское (P_I-C_3)
	Массивно-пластовая сводовая, литологически ограниченная и экранированная соляным штоком	Западно-Сооновское (P_I-C_3)
	Массивно-пластовая, экранированная соляной грядой и разрывами	Новоукраинское (P_I-C_I), Чутовское (P_I-C), Распашновское (P_I-C)
Соляные штоки с четвертичным уровнем прорыва соли	Гнездообразная, литологически ограниченная	Роменское (D_3 , K_2)
Брахиантиклинальные складки, осложненные надвигами	Пластовая сводовая	Краснопоповское (C_I,C_2)
Моноклинали	Пластовые, тектонически и литологически экранированные	Руденковское (C_I)
Поднятия типа структурных носов	Пластовая сводовая	Северо-Голубовское (C_2)

дины (Качановское, Погарщинское месторождения). Крупнейшие газовые месторождения сконцентрированы на юго-востоке региона (Западно-Крестищенское, Ефремовское, Кегичевское, Мелиховское, Шевелинское и др.).

Неравномерное содержание запасов нефти и газа в палеозойских этажах нефтегазоносности указывает на чрезвычайно важную роль, которую играли флюидоупоры. Преобладание запасов углеводородов

в верхнекаменноугольных – нижнепермских отложениях над их запасами, содержащимися в средне- и нижнекаменноугольных отложениях, объясняется лишь вертикальной миграцией углеводородов в верхнюю часть разреза и формированием залежей под наиболее мощной и качественной покрышкой региона.

Типы структур и формы нефтяных и газовых залежей. В структурном отношении выявленные месторождения нефти и газа ДДВ приурочены в основном к различным формам брахиантиклинальных складок, осложненных в той или иной степени солью. Различная интенсивность проявления соляного тектогенеза и, как следствие этого, неравнозначное количество дизъюнктивных нарушений на структурах, обусловивших их сложное блоковое строение, способствовали многообразию форм залегания нефти и газа.

Имеющиеся данные позволяют выделить семь основных типов месторождений, связанных со следующими структурами: 1) брахиантиклинальными складками без видимого проявления соляного диапиризма; 2) брахиантиклинальными складками с предкаменноугольным уровнем прорыва соли; 3) брахиантиклинальными складками с предверхнепермским уровнем прорыва соли; 4) соляными штоками с четвертичным уровнем прорыва соли; 5) брахиантиклинальными складками, осложненными надвигами; 6) моноклиналями; 7) поднятиями типа структурных носов (табл. 4).

Как известно, под залежью углеводородов понимается естественное скопление нефти, газа и конденсата в проницаемых поровых, трещинных или кавернозно-трещинных породах, находящихся в единых пластовых условиях. Залежам нефти и газа ДДВ впадины свойственно большое разнообразие. Отличаются они по форме ограничения, строению природных резервуаров, наличию благоприятных условий, способствующих образованию ловушек для флюидов, соотношению нефти, газа и воды. Основой классификации форм залежей, по нашему мнению, являются формы ловушек и соотношение в них подвижных компонентов.

В рассматриваемом регионе выделяются залежи нефти и газа, заключенные в структурных, стратиграфических и литологических ловушках. Преобладающее их количество заключено в ловушках структурного типа.

Осадочный чехол ДДВ, залегающий на докембрийском фундаменте, представлен разновозрастными отложениями от девонских до четвертичных. Общая его мощность колеблется от I–2 км в прибортовых зонах на северо-западе до I5–I7 км в наиболее опущенной приосевой части вблизи Донецкого складчатого сооружения. Отмечается увеличение общей мощности с северо-запада на юго-восток (по простиранию впадины) и от бортов к приосевой части. Такая закономерность прослеживается, как правило, для стратиграфических толщ. Отдельные из них, развитые на юго-востоке, к северо-западу выклиниваются.

В северо-западной части впадины значительную долю чехла составляют вулканогенные и эффузивно-осадочные породы, выделенные в две разобщенные формации в составе подсолевого и надсолевого литологических комплексов девона.

Нами рассмотрены литология, условия образования и закономерности распространения наиболее перспективных литологических толщ, содержащих качественные породы-коллекторы, возможные вместилища нефти и газа.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В основании осадочной толщи ДДВ непосредственно на поверхности докембрийского кристаллического фундамента залегают девонские образования, представленные верхами среднего отдела и довольно полным верхним отделом. Разрез сложен пятью литологическими комплексами: подсолевым, нижним соленосным, межсолевым, верхним соленосным и надсолевым.

В отношении нефтегазоносности наиболее перспективны коллекторы гранулярного типа. Они распространены широко в терригенных подсолевой и межсолевой толщах, а также в надсолевом комплексе. По материалам промыслово-геофизических исследований количество песчано-алевритовых пород на отдельных площадях превышает половину девонского разреза, а среднее их содержание для структур южной краевой зоны составляет около 50%.

Подсолевой комплекс распространен на территории Днепровского грабена и на примыкающих к нему погруженных участках прибортовых зон (рис. 2I). В его состав входят три литологические толщи, соответствующие описанным ранее формациям – терригенная, карбонатная и эффузивно-туфогенная. Общая мощность комплекса в погруженных участках превышает иногда I200 м.

Терригенная толща сложена отложениями среднего девона (пярнуско-наровский и старооскольский горизонты живетского яруса) и нижнефранского подъяруса верхнего девона (пашийско-кыновский горизонт). Ее максимальная мощность 200–220 м, а по данным сейсмических исследований местами превышает I000 м.

Толща в целом представляет собой переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Подчиненное значение имеют пропластки доломитов, известняков и ангидритов. Литологическими особенностями толщи являются: I) преобладание отсортированных алеврито-песчаных пород, 2) бейделлит-монтмориллонитовый состав аргиллитов, 3) преобладание устойчивых терригенных минералов, прежде всего кварца.

Парагенез пород указывает на условия постепенной трансгрессии и расширения бассейна седиментации. В нижней части разреза преобладают фации аллювиальных равнин и полузамкнутых заливов, кверху они сменяются мелководно-морскими и морскими.

Пярнуско-наровский горизонт сложен разно-, крупно-, средне- и мелкозернистыми серыми и пестроцветными песчаниками, реже алевролитами кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава, чередующимися с прослоями аргиллитов и изредка доломитов. Состав цемента глинистый, нередко с существенной примесью карбонатного или железистого материала. В нижней части разреза преобладают крупнозернистые, преимущественно кварцевые разновидности с глинистым или карбонатно-глинистым, в единичных случаях кремнистым цементом базального, порово-базального и порового типов.

Вверх по разрезу увеличивается количество глинистых и карбонатных пропластков, а верхняя его часть представлена чередованием мелкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов (Грибоворуднянская площадь) или известняков и аргиллитов (Березовская площадь). Также снизу вверх улучшается степень отсортированности обломочного материала, а цвет отложений меняется от светло- и зеленовато-серого до коричневого и фиолетово-бурого.

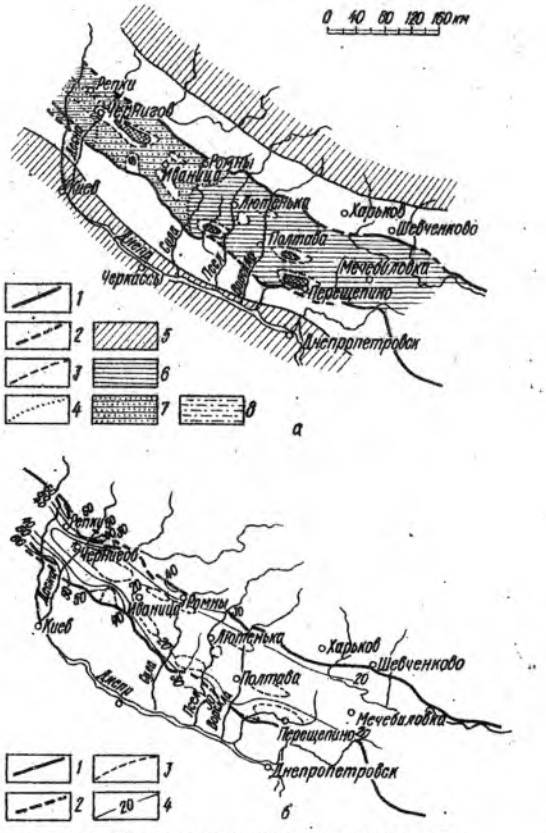


Рис. 21. Среднедевонские отложения ДДВ.
а) Литолого-фациальная схема (составили Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский): 1,2 – краевые разломы; 3 – границы распространения отложений; 4 – границы фациальных полей; 5 – суша; область распространения пород: 6 – с прослоями песчаников (образования неглубокого моря), 7 – преимущественно песчаных с пропластками известняков и глин (образования мелкого моря с многочисленными отмелями), 8 – преимущественно мелководных песчано-глинистых с пропластками доломитов, образовавшихся в условиях заливов.
б) Схема песчанистости (составил Р.Ф.Сухорский): 1,2 – краевые разломы; 3 – границы распространения отложений; 4 – изолинии песчанистости

Максимальные мощности горизонта приурочены к впадинам фундамента, уменьшаясь в направлении его выступов (Галабуда и др., 1974). Одновременно разрез обогащается кластическим материалом.

Осадконакопление, обусловленное прогибанием сводовой части Сарматского щита, происходило в условиях расчлененного дна бассейна, где уже существовали или формировались отдельные выступы и прогибы по поверхности фундамента. Морской бассейн, проникая с северо-запада и востока, вначале заполнял погруженные участки территории, а в периоды усиления трансгрессий охватывал склоны выступов. Отсутствие среднедевонских осадков на сводах, а также характер распределения кластического материала и размещение фаций позволяют считать, что на протяжении этого времени выступы являлись островами.

Сравнивая данные по песчанистости пярнуско-наровских отложений Припятской впадины (А.С.Махнач и др., 1976) с нашими данными, следует отметить, что при примерно одинаковых мощностях песчанистость на северо-западе ДДВ значительно выше (30-60%), нежели на смежной территории Припятской впадины (20-30%). Отмеченное явление еще раз свидетельствует о высокой перспективности подсолевой терригенной толщи.

Старооскольский горизонт живетского яруса более широко распространен и залегает как на пярнуско-наровских образованиях (в погруженных участках грабена), так и непосредственно на кристаллическом фундаменте.

В северо-западной части впадины горизонт сложен светло-серыми мелкозернистыми хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками с глинистым цементом, чередующимися с пропластками пестроцветных и зеленовато-серых тонкодисперсных аргиллитов, иногда с редкими прослойками доломитов. Аргиллиты обычно обладают тонкой волнистой и слоистой текстурой.

Вверх по разрезу количество песчаников уменьшается, а окраска от светло-серой переходит в зеленоватую, бурую и нечетко пестроцветную. В породах встречаются пиритизированные растительные остатки, отпечатки лингул и криноидей, чешуйки рыб. Отмечаются трещинки усыхания и другие признаки мелководных условий образования.

В средней части впадины (Белоцерковская площадь), а также на юго-востоке разрез сложен преимущественно карбонатно-глинистыми зеленовато-серыми и коричневатыми породами с отдельными пропластками песчаников.

Максимальные мощности горизонта приурочены к пониженным участкам фундамента и достигают на северо-западе 80-100 м.

Осадконакопление в старооскольское время происходило в более спокойной обстановке. Морской бассейн, особенно в центральной и юго-восточной частях впадины, был более глубоководным, чем в пярнуско-наровское время. Большинство островов, существовавших прежде, покрывалось морем и на них в условиях мелкого, периодически отступающего моря отлагались в основном кластические осадки. На юго-востоке расчлененность рельефа суши была меньшей и крупнообломочный материал в бассейн не поступал, что благоприятствовало накоплению карбонатно-глинистых осадков. Литолого-фациальные условия среднедевонского осадконакопления и песчанистость этих отложений представлены на рис. 21.

Близость литологического состава среднедевонских отложений, их мощностей и сходство органических остатков во впадине и смежных областях свидетельствуют об аналогичных условиях осадкообразования на значительной территории Восточно-Европейской платформы.

Пашийско-кыновский (нижнещигровский) горизонт нижнефранского подъяруса широко распространен на территории впадины. По составу и условиям образования он близок к отложениям среднего девона и совместно с ними составляет подсолевую терригенную толщу.

В прибортовых зонах впадины горизонт представлен чередованием пестроцветных и серых прибрежно-морских песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники преимущественно полимиктовые, массивной и слоистой текстуры. Встречаются пропластки доломитов и доломитизированных аргиллитов, изредка также известняков. На Колайдинцевской площади в основании разреза встречены гравелиты и конгломераты (скв. 220).

На остальной территории впадины развиты отложения неглубокого моря - преобладают аргиллиты и доломиты с пропластками известняков, алевролитов и изредка песчаников. На юго-востоке, в южной прибортовой зоне (Петривцевская, Великобогачанская, Остапьевско-Белоцерковская площади), развиты серые, зеленоватые и коричневые аргиллиты с пропластками доломитов и известняков - отложения более удаленной от берега части прибрежной зоны.

Мощность горизонта колеблется в широких пределах (от 15 до 90 м), что связано с различной полнотой разрезов как вследствие трансгрессивного залегания, так и последующего размыва.

Условия осадконакопления и общая палеогеографическая обстановка пашийско-кыновского времени были близкими к таковым старооскольского времени. В мелком море, охватывающем практически всю территорию впадины, как и ранее, выделялся ряд островов, соответствующих приподнятым участкам фундамента (Брагинскому, Лоевскому, Брусиловскому, Кошелевскому, Старохуторскому, Белоцерковскому выступам). Как явствует из приведенного описания разрезов горизонта, различия фациальных условий определялись главным образом удаленностью от береговой линии, глубиной бассейна и характером смежной суши.

В юго-восточной части впадины также вскрыты девонские отложения. В южной прибортовой зоне девон установлен на Орельской (скв. 3 и 1), Затышнянской (скв. 1) и Левенцовской площадях, а в северной краевой зоне - на Высокопольской (скв. 3) и Новолиманской (скв. 1) площадях.

К терригенной подсолевой толще отнесены отложения, вскрытые на Орельской площади скв. 3 в интервале 3700-4035 м. На глубине 3791-3794 м встречены серые разнозернистые песчаники, плохо отсортированные, со слабовыраженной полого-волнистой слоистостью, а также темно-серые, часто ожелезненные алевритовые глины и плотные алевролиты. Отложения этой толщи вскрыты в сокращенном разрезе на Левенцовском поднятии. По-видимому, они развиты также на Новолиманской площади (скв. 1, интервал 3705-3776 м), но пройдены, к сожалению, без отбора керна. В приведенных разрезах пока не выявлены песчаники с удовлетворительными коллекторскими свойствами.

Коллекторские свойства подсолевого комплекса в связи с глубоким залеганием изучены недостаточно. В особенности это касается закономерностей распространения пластов-коллекторов.

Коллекторами являются песчаники, изредка также алевролиты пярнуско-наровского, старооскольского и пашийско-кыновского горизонтов (два-три пласта). Суммарная их мощность весьма различна - от 1-5 до 15-30 м. Прямой зависимости между песчанистостью и мощностью коллекторов не отмечается, т.е. с увеличением песчанистости разреза соответственно не увеличивается суммарная мощность коллекторов, а тем более не улучшается их качество. Пласты-коллекторы с удовлетворительными физическими свойствами (III-IУ классы, по А.А.Ханину) и повышенными мощностями встречены только вблизи краевых разломов, а также на окраинах активных выступов фундамента и в непосредственной близости к ним. По данным В.А.Гальченко и

В.С.Беляева, максимальные суммарные мощности коллекторов (21-30 м, что составляет 10-30% разреза) при их повышенных свойствах (емкость до 17-20%, проницаемость 50-300 мД) приурочены в основном к участкам неглубокого погружения выступов фундамента (Лоевский, Даничский выступы, Чемерская, Городищенская площади). В пределах погруженных выступов и их склонов (Лысогорского, Брусиловского, Старохуторского, Ловиньского и др.), а также при переходе от приподнятых к погруженным участкам впадин фундамента уменьшается суммарная мощность коллекторов (до 1-5 м) и ухудшаются фильтрационные свойства до близких к граничным.

Кроме песчаников коллекторами могут быть также алевролиты, обладающие в краевых зонах средней части впадины пористостью до 17,6% и проницаемостью до нескольких миллидарси. Повышенными параметрами по сравнению с песчаниками должны обладать сравнительно редко встречающиеся гравелиты базального типа.

Можно предположить, что на юго-востоке, за исключением прибортовых зон, свойства коллекторов будут ухудшаться в связи со вторичными преобразованиями пород на больших глубинах.

К а р б о н а т н а я толща соответствует карбонатной формации и сложена саргаевским и семилукским горизонтами нижнефранского подъяруса, алатырским и воронежским горизонтами верхнефранского подъяруса. Ее общая мощность достигает 700 м, а на юго-востоке, возможно, и больше.

Саргаевский и семилукский горизонты отлагались в близких фациальных условиях и обладают литологическим сходством. Они распространены почти на всей территории впадины, за исключением отдельных выступов (Кошелевского, Старохуторского).

Саргаевский горизонт представлен глинисто-известняковой толщей с вторичными доломитами мощностью 20-30 м, а семилукский - светлыми известняками с пропластками мергелей, аргиллитов и алевролитов. Лишь вдоль бортов впадины развита полоса прибрежно-морских образований - глинисто-алевролито-песчаных пород с пропластками гравелитов и конгломератов, реже известняков, доломитов и эффузивов.

Алатырский горизонт, залегающий с несогласием на семилукском, представлен чередованием прибрежно-морских, мелководных и континентальных (в том числе эффузивных) отложений, соответствующих изменчивым условиям осадкообразования. Преобладают пестроцветные аргиллиты с пропластками алевролитов и песчаников. В верхах горизонта распространены мергели и известняки. В результате начавшейся в это время вулканической деятельности образовались туфопесчаники и туфоконгломераты.

Осадочные отложения воронежского яруса, входящие в состав карбонатной толщи, для лучшего сопоставления по площади развития описаны ниже совместно с отложениями эффузивно-терригенно-карбонатной толщи.

Коллекторами в карбонатной толще являются известняки и доломиты трещинно-кавернозного и смешанного типов, как правило, с невысокими параметрами - открытая пористость 4-7, изредка 11%, проницаемость в матрице до 0,1 мД, трещинная проницаемость до 50 мД, трещинная емкость до 0,3-0,5% (данные В.А.Гальченко и В.С.Беляева). Мощность отдельных прослоев-коллекторов 1-3 м, суммарная мощность 3-6, изредка 8-14 м (Грибоворуднянская площадь, скв. 1, 3; Максаковская - скв. 5). Близкие по составу одновозрастные отложения Припятской впадины содержат нефтяные залежи.

На формирование и распределение карбонатных коллекторов в значительной степени влияли вторичные процессы,(перекристаллизация, выщелачивание, доломитизация, стилолитизация, образование трещин литогенетического и тектонического типов), которые способствовали улучшению коллекторских свойств - образованию вторичных емкостей и повышению проницаемости (Сухорский и др., 1975; Сухорский, 1976).

Наиболее благоприятными участками для развития подобных коллекторов оказались зоны проявления разрывных нарушений и окаймления блоков. Наблюдается некоторое увеличение мощностей и улучшение показателей в карбонатных породах (главным образом доломитизированных известняках), залегающих непосредственно под алатырскими отложениями, т.е. под поверхностью стратиграфического несогласия.

На участках, не затронутых трещиноватостью, карбонатная толща в целом, а особенно наиболее глинистый алатырский горизонт, являются зональным флюидоупором по отношению к гранулярным коллекторам терригенной толщи.

Э ф ф у з и в н о - т у ф о г е н н а я толща соответствует вулканогенной формации франского возраста и сложена отложениями алатырского, воронежского и отчасти евлановского веков. Вулканическая деятельность, начавшаяся в алатырское время, достигла максимального развития на северо-западе впадины в воронежское время

и продолжалась в первой половине евлановского. Отложения отличаются значительной пестротой, что связано с исключительной изменчивостью фациальных условий. Общая мощность толщи от 200 м на Брусиловском выступе фундамента до 1200 м и более в погруженных участках (Репкинская, Горбовская, Пакульская впадины). На ряде выступов (Кошелевский, Старохуторокий) или в их центральных частях (Брусиловский, Иринский) толща отсутствует.

В прибортовых зонах преобладают серые прибрежные алевролиты, песчаники и глины с пропластками известняков, ангидритов, реже галечников, содержащие существенную примесь вулканогенного материала.

На северо-западе развиты эффузивные образования, чередующиеся с мелководно-морскими песчаниками, алевролитами и глинами, доломитами, а также с терригенно-эффузивными образованиями.

На остальной территории впадины распространены мелководные морские отложения – известняки, доломиты и аргиллиты с подчиненными пропластками алевролитов, песчаников, ангидритов и эффузивных пород. В краевых, опущенных зонах грабена развиты лагунные осадки – ангидриты, гипсы, доломиты, битуминозные аргиллиты и мергели с пропластками галита.

Тип встречаемых коллекторов трещинный, трещинно-кавернозный и трещинно-поровый. Площадная ограниченность пород-коллекторов с достаточными показателями пористости и особенно проницаемости, слабое развитие надежных экранов, а также значительная примесь вулканогенного материала, повышающего при разложении глинистость пород, свидетельствуют о низкой перспективности описываемой толщи.

Однако на отдельных площадях пористость достигает 18-20% (Березнянская, Грибоворуднянская, Калайдинцевская), а суммарная мощность коллекторов – 75-100 м. По данным В.А.Гальченко, коллекторы приурочены главным образом к погруженным частям фундамента (Горбовская, Пакульская, Нововская впадины), где их разновидности составляют 10-30% разреза. В южной прибортовой зоне в связи с опесчаниванием разреза наблюдаются гранулярные коллекторы – песчаники, гравелиты и алевролиты, составляющие до 20% разреза (Калайдинцевская площадь). В зонах преобладания вулканогенных образований (Пакульская площадь) пористые туфы и туфобрекчии составляют до 23% разреза. Отмечается улучшение коллекторских свойств пород в зонах перехода от выступов (в том числе краевых) к погружениям в основном благодаря развитию трещиноватости.

Нижний соленосный комплекс (толща) представлен верхней частью воронежского, евлановским и ливенским горизонтами. Мощность его аналогов вблизи бортов (бессолевые разрезы) всего 150-200 м, а в приосевой части впадины превышает 2000 м (Берестовецкая, Холмская площади). Распространена толща повсеместно, кроме высоко поднятых выступов фундамента и отдельных краевых участков прибортовых зон. В составе преобладают хемогенные породы, главным образом каменная соль. Только нижняя, раннеевлановская часть разреза сложена преимущественно серыми карбонатно-глинистыми отложениями. В наиболее полных разрезах выделяются шесть циклопачек, в основании которых залегают сульфатно-карбонатные породы, а остальная часть представлена каменной солью (Галабуда, 1978). Лишь вблизи бортов впадины соленосные отложения замещаются сульфатно-карбонатными (северная зона) и карбонатно-терригенными (более приподнятая южная зона). Карбонатные и терригенные осадки отлагались также на приподнятых участках.

В составе бессолевых разрезов, особенно в южной прибортовой зоне, встречены гранулярные коллекторы – песчаники различной зернистости и степени сортировки и алевролиты, обычно с предельными емкостными и фильтрационными свойствами. Карбонатные коллекторы кавернозно-трещинного типа, прежде всего известняки, распространены в виде изолированных линз вблизи северного борта впадины и на поднятиях, но и они имеют низкие значения пористости (2-10%) и матричной проницаемости (0,1-0,2 мД), повышающейся иногда до сотен миллидарси благодаря развитию трещиноватости.

Наиболее перспективными в нефтегазоносном отношении можно считать линзовидные прослои внутрисолевых, но незасолоненных песчаников, из которых в некоторых случаях получены притоки воды и газа. В целом на большей части территории впадины нижняя соленосная толща представляет собой надежный региональный экран для всего подсолевого комплекса пород.

Межсолевой комплекс распространен повсеместно и на погруженных участках достигает мощностей более 1000 м. Возраст комплекса нижнефаменский, в его состав входят глинисто-карбонатная толща (задонский горизонт) и терригенная (елецкий горизонт).

Глинисто-карбонатная межсолевая толща, соответствующая карбонатной формации, имеет задонский возраст. Максимальные значения ее мощности (более 500 м) приурочены к прибортовым впадинам (Борковской, Седневской, Пакуль-

ской, Дмитриевской, Калайдинцевской). Толща развита в пределах Днепровского грабена, за исключением отдельных выступов фундамента (Брусиловского, Кошелевского, Лысогорского, Монастырщенского, Чемерского, Старохуторского), а также в сводах активных соляно-купольных структур.

В характерных разрезах толща сложена чередованием мощных серых и темно-серых, обычно глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов с редкими пропластками песчаников и алевролитов, а иногда также основных эффузивов и их туфов (Ведильцевская, Олишевская, Адамовская площади и другие северо-западной части впадины). Среди известняков преобладают темно-серые и пелитоморфные глинистые, пелитоморфно-сгустковые, водорослевые и онколитовые разновидности. Песчанистость существенно увеличивается лишь в южной краевой зоне впадины, где одновременно мергели и аргиллиты содержат повышенную примесь обломочного (алевролитового и песчаного) материала. В северной прибортовой зоне наблюдается больше известняков, что свидетельствует о более удаленной береговой линии и пенепленизированном рельефе источника сноса (Воронежского кристаллического массива). В погруженных участках, а очевидно, и в приосевом прогибе, особенно на юго-востоке, увеличивается глинистость разреза за счет уменьшения его карбонатности.

Условия образования толщи преимущественно мелководно-морские, отчасти, по-видимому, озерные. Прогибание краевых зон впадины было некомпенсированным.

В северной (Борковская и Иванковская площади) и южной (Мринская площадь) прибортовых зонах выявлены биогермные постройки, сложенные сгустково-органогенными онколитовыми известняками. Биогермы задонского возраста предполагаются также на Седневской, Краснопартизанской площадях и др.

Коллекторы толщи карбонатные, главным образом смешанного типа. Основными факторами, обусловливающими образование коллекторов, являются трещиноватость, доломитизация, выщелачивание и перекристаллизация. Распределение коллекторов в разрезе неравномерное, обычно в виде пропластков и линз в количестве от 2-3 до 20, мощностью от I до 20 м. Суммарная их мощность, по данным В.А.Гальченко, от 4-5 до 60-70 м, в среднем 5-I5 м, при содержании в разрезе 5-I2%. Количество коллекторских интервалов увеличивается на погруженных участках до 40-70%, что составляет I0-20% разреза (Борковская и Грибоворуднянская впадины в северной прибортовой зоне, Ведильцевская и Пакульская - в южной).

Коллекторские свойства обычно невысокие: пористость изменяется от 3-4 до 8-I2% при керновой проницаемости 0,5-I,0 мД; трещинная емкость не превышает I% при проницаемости в среднем около 50 мД. Значения параметров карбонатных коллекторов увеличиваются в приразломных зонах и в присводовых участках некоторых поднятий: пористость составляет II-I5%, проницаемость - I00-250 мД (Ивашковская, Мринская, Борковская, Ведильцевская, Пакульская площади). Общее улучшение свойств коллекторов, как количественное, так и качественное, отмечается: I) в зонах приподнятого залегания толщи в связи с повышенной трещиноватостью, процессами доломитизации и выщелачивания; 2) в зонах дизъюнктивных нарушений в основном за счет интенсивной трещиноватости; 3) под поверхностями несогласного залегания, прежде всего предъелецкого перерыва.

Перспективность межсолевых карбонатных коллекторов подтверждается многочисленными нефтегазовыми проявлениями (Кинашевская, Ушнянская, Грибоворуднянская, Мринская, Краснопартизанская, Софиевская площади и др.), а также наличием нефтяных залежей в одновозрастных и однотипных коллекторах Припятской впадины (Речицкое и Осташковское месторождения Белоруссии). Однако следует учитывать, что на указанных месторождениях продукция получена именно из трещиноватых доломитов, а в ДДВ процессы доломитизации менее развиты.

Терригенная межсолевая толща залегает с перерывом на отложениях глинисто-карбонатной толщи. Ее возраст в основном раннеелецкий. Развита на территории Днепровского грабена, за исключением активных выступов фундамента и сводов соляно-купольных структур (рис. 22). Наибольшие мощности (800-I00, а в южной краевой зоне до I300 м) приурочены к межкупольным участкам краевых зон впадины. На соляных структурах и образованных ими валах они уменьшаются до полного выклинивания.

Отложения образованы в прибрежно-морских условиях, сменявшихся мелководно-морскими или озерными, а на северо-западе - дельтовыми (рис. 22,а). Более детально палеофациальные условия рассмотрены нами ранее (Галабуда, Сухорский и др., I975).

В юго-восточной и средней частях территории толща представлена мощными пластами песчаников, чередующихся с пачками аргиллитов и алевролитов, с редкими прослоями известняков. Песчаники светло-серые и почти белые, обычно разнозернистые, с преоблада-

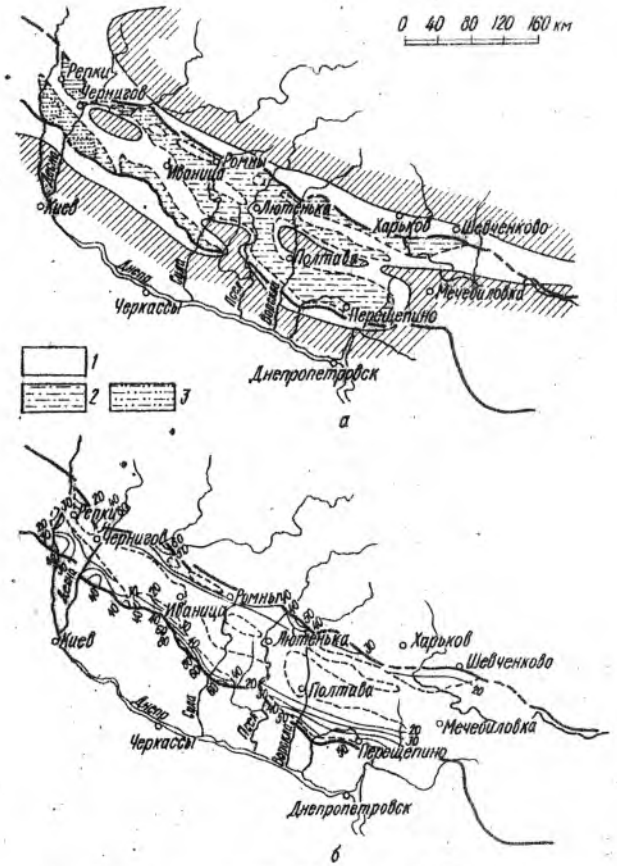


Рис. 22. Раннеолецкие отложения ДДВ.
а) Фациально-палеогеографическая схема (составили Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский): I – участки постседиментационного размыва отложений; 2 – песчано-глинистые прибрежно-морские отложения; 3 – песчано-глинистые дельтовые отложения. Остальные условные обозначения те же, что для рис. 2I,а.
б) Схема песчанистости (составил Р.Ф.Сухорский). Условные обозначения те же, что для рис. 2I,б

нием крупной фракции, нередко грубозернистые и гравелитистые, массивные, иногда с нечеткой слоистостью. По составу аркозовые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые. Кроме зерен кварца и полевых шпатов в их составе много обломков слюдистых, глинисто-слюдистых и эффузивных пород. В юго-западной части впадины цемент преимущественно карбонатный (известково-глинистый), а в северо-восточной – полиминеральный при значительном участии глинистого (каолинового) материала. Тип цементации базальный, порово-базальный и поровый.

Алевролиты более темные, нередко зеленовато-серые, имеют состав, близкий к песчаникам. Аргиллиты темно- и зеленовато-серые, часто тонкослоистые, обогащенные растительными остатками, обладают пелитовой и псаммопелитовой структурой, часто переслаиваются с алевролитами. Встречаются редкие пропластки известняков зеленоватые, мелко- и тонкокристаллические, с примесью алевритового и песчаного материала, массивные.

Следует отметить, что более крупнозернистые разновидности обломочных пород (гравелиты, песчаники) имеют массивные и лишь изредка неясно слоистые текстуры, а тонкообломочные (алевролиты, аргиллиты) – обычно слоистые и тонкослоистые.

Несколько другой состав имеет терригенная толща в северо-западной части впадины. Вблизи Черниговского выступа она представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов (Грибоворуднянская, Борковская, Максаковская площади). В нижней части разреза встречаются также карбонатные породы, известняки, мергели, реже доломиты (в существенном количестве на Лосиновской площади в южной краевой зоне грабена).

Песчаники здесь зеленовато-серые, изредка пестроцветные, обычно разнозернистые, полевошпат-кварцевого (полимиктового) состава. Увеличение примеси эффузивного материала приводит к появлению туфопесчаников, иногда туфогравелитов и туфобрекчий (Грибоворуднянская, Седневская, Березнянская площади). Алевролиты темно- и зеленовато-серые, также полимиктовые, содержат значительное количество цемента базального типа. Аргиллиты темно-серые, иногда буровато-коричневые, постоянно содержат примесь кластического материала. Известняки тонкокристаллические, часто доломитовые или глинистые, иногда сгустковые.

На других площадях северо-западной части впадины (Олишевская, Ведильцевская и др.), как и юго-восточной, в разрезе пре-

обладают песчаники. Иногда существенно развиты эффузивные породы (на Ладинской площади до 50-60%), представленные базальтами и их туфами.

В целом терригенная толща характеризуется ритмическим строением, аркозовым и полевошпатовым составом, слабой сортировкой зерен кластического материала, обилием слюдистых минералов, а также наличием углефицированных растительных остатков.

Коллекторские и экранирующие свойства пород южной краевой зоны более высокие, чем северной. Во-первых, терригенная толща здесь имеет значительно большие мощности (до 1300 м и более). Во-вторых, в разрезе преобладают песчаники. Менее развиты известняки и аргиллиты. Кроме этого, в северо-западной части впадины к северной краевой зоне приурочено больше эффузивного материала в виде эффузивных и туфогенных образований и примеси в обломочных породах. В-третьих, коллекторы южной прибортовой зоны, в отличие от северной, почти повсеместно перекрыты верхней соленосной толщей, являющейся надежным экраном.

Результаты исследований коллекторов северо-западной и отчасти средней частей впадины показали, что среди песчаников резко преобладают разновидности с невысокими емкостными (пористость до 12%) и фильтрационными (проницаемость 0,1-0,3 мД) свойствами. Лишь иногда их пористость составляет 15-25%, проницаемость - 100-250 мД. Распределение коллекторов неравномерное, их качество с глубиной залегания, как правило, ухудшается. Мощность отдельных прослоев 6-10 м, а суммарная мощность изменяется от 5-10 до 80-200 м. Пласты-коллекторы составляют обычно 5-10% разреза и лишь иногда 25-30.

Несмотря на довольно низкие коллекторские и особенно фильтрационные свойства (УІ-ІУ классы), широкое распространение и благоприятные условия залегания позволяют считать межсолевую терригенную толщу перспективным объектом для поисков нефти и газа.

Верхний соленосный комплекс (толща) отвечает в основном верхней части елецкого горизонта, распространен на территории впадины ограниченно в виде двух обособленных полей развития. Первое находится в северной прибортовой зоне северо-западной части впадины и охватывает Березнянскую, Максаковскую, Адамовскую и Кинашевскую площади. Второе поле расположено вдоль южной краевой зоны и занимает Малодевицкую, Великодевицкую, Петровскую, Красно-

партизанскую, Ведильцевскую, Галицкую, Копытовскую площади и др. Далее оно, очевидно, продолжается к юго-востоку в среднюю часть (Галабуда и др., 1975).

Мощность соленосной формации, включая завершающую ее мергельно-глинистую сероцветную пачку, составляет 50-600 м на севере и достигает 1300 м на юге впадины. В основании полных разрезов залегает пачка засоленных песчаников, иногда с ангидритовым цементом. Средняя часть разреза сложена преимущественно солью, которая в южном поле переслаивается с ангидритами, известняками, доломитами и мергелями. В верхах развита подобная нижней сульфатно-карбонатная пачка с пропластками аргиллитов и алевролитов.

Собственно соленосные отложения согласно перекрываются, а точнее завершаются пачкой серых мергельно-глинистых отложений, содержащих такой же спорово-пыльцевой комплекс и имеющих сходную область распространения (так называемая мергельно-карбонатная толща).

Встречаемые изредка в разрезе соленосной толщи прослои песчаников и алевролитов обычно маломощные, часто засоленные, обладают низкими коллекторскими свойствами (пористость до 14%, проницаемость в единичных случаях до 3-5 мД).

Толща в целом представляет собой надежный нефтегазоупор, представляющий особое значение в случаях перекрытия мощных терригенных межсолевых коллекторов (Малодевицкое, Кинашевское, Ядутовское поднятия и др.).

Надсолевой комплекс имеет верхнефаменский (данково-лебедянский и озерско-хованский) возраст, сложен взаимозамещающимися терригенно-пестроцветной и эффузивно-туфогенной толщами и соответствует эффузивно-терригенной формации. В последнее время появилось мнение (А.Д.Бритченко), что пестроцветной толщей следует именовать лишь отложения данково-лебедянского возраста, а перекрывающие их озерско-хованские отложения, описанные на Жовтневой площади и развитые также на юго-востоке, выделяются в отдельную красноцветную толщу. Впрочем, литологический состав обеих толщ весьма сходный, а возрастное определение малообосновано. Эффузивно-туфогенные образования развиты в средней и нижней частях разреза.

Площадь распространения комплекса (рис. 23) ограничена крайней северо-западной частью впадины и прибортовыми зонами северо-западной и средней частей впадины, что связано с интенсив-

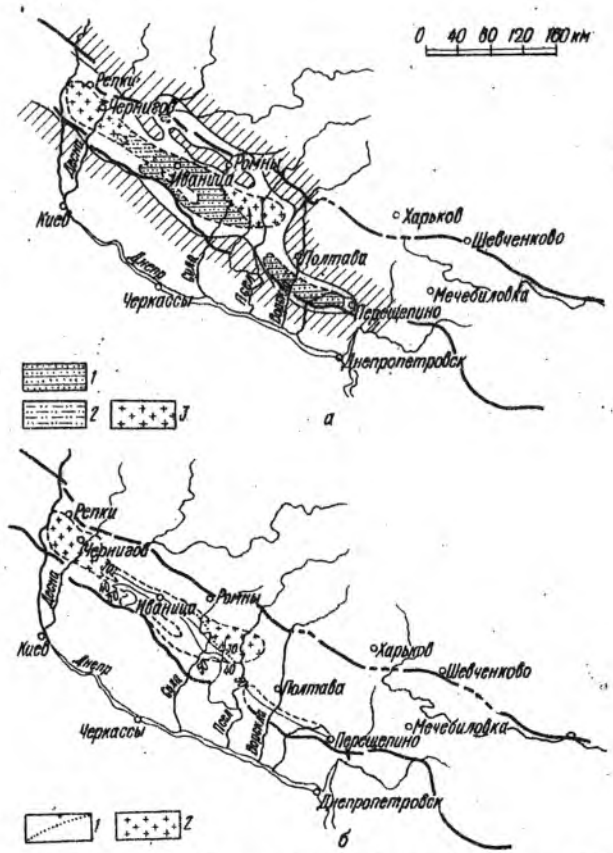


Рис. 23. Верхнефаменские надсолевые отложения ДДВ.
а) Фациально-палеогеографическая схема (составили Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский): I – терригенные отложения пресных озер и заливов; 2 – глинисто-песчаные дельтовые образования; 3 – эффузивно-осадочные континентальные образования. Остальные условные обозначения те же, что для рис. 22,а.
б) Схема песчанистости (составил Р.Ф.Сухорский): I – границы фациальных полей; 2 – поле развития эффузивных и эффузивно-осадочных образований. Остальные условные обозначения те же, что для рис. 22,б

ным предкаменноугольным размывом. Максимальные мощности приурочены к погруженным участкам и превышают 2000 м за счет развития эффузивных пород.

Терригенные континентальные отложения образовались в основном в условиях мигрирующих аллювиальных равнин (рис. 23,а). Толща в целом представлена чередованием красных и пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда гравелитов. Песчаники аркозовые и полевошпатово-кварцевые, плохо отсортированные, преимущественно с глинистым цементом базального и порового типов.

Основными литологическими особенностями толщи являются: отсутствие сортировки обломочного материала; сочетание крупно- и среднезернистых аркозовых песчаников и слюдистых алеврито-глинистых пород; преобладание красно-бурых, участками зеленоватых оттенков; частое залегание песчаного материала в виде линз и гнезд; общее укрупнение зерен к верхам разреза.

Коллекторские свойства песчаников, как правило, низкие: пористость обычно 10–12%, лишь иногда повышается до 15–16%, а проницаемость не превышает I мД. Отдельные разновидности(пузырчатые) эффузивных пород имеют пористость до 20% и проницаемость до 15 мД за счет трещиноватости, но отсутствие флюидоупоров и спорадичность распространения не позволяют относить их к категории перспективных.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В каменноугольном комплексе ДДВ обоснованы все те крупные стратиграфические единицы, что и в Донецком бассейне – отделы, ярусы и свиты. Более дробное расчленение проведено путем выделения микрофаунистических зон (Бражникова и др., 1967) и отдельных горизонтов (Погребняки др., 1969; Вакарчук и др., 1979).

Как и в Донбассе, отложения карбона во впадине имеют циклическое строение разреза, выраженное многократным закономерным переслаиванием различных типов пород, от известняка до песчаника или угля. Мощность таких слоев весьма различна, от сантиметров до десятков метров, но в целом вверх по разрезу возрастает в десятки раз. В случае полного набора слоев, циклы, как и в Донбассе, представлены парагенетическим рядом пород: песчаники (или уголь), алевролит, аргиллит, известняк, аргиллит, алевролит, песчаник (уголь), причем известняки и аргиллиты (глины) соответствуют максимумам морских трансгрессий, а песчаники или угли –

минимумам, или континентальным условиям осадконакопления. Наиболее четко подобная цикличность прослеживается в придонецкой части впадины, а к северо-западу циклы становятся недоразвитыми, неполными или усложненными за счет взаимоналожения.

Коллекторами в карбоне впадины являются почти исключительно терригенные породы, в основном песчаники, оформированные в процессе диагенеза и лишь иногда частично преобразованные процессами эпигенеза. Как уже упоминалось, работами последних лет установлено, что мнение о существенном ухудшении коллекторских свойств уже на глубинах более 3000 м было необоснованным, а надежные коллекторы, особенно представленные кварцевыми песчаниками, существуют в значительном количестве на глубинах 4-5 км (Билык и др., 1973; 1977) и могут ожидаться на больших глубинах при незначительном содержании глинистого материала в цементе. Для коллекторов с карбонатным цементом глубинные процессы выщелачивания и перекристаллизации могут привести к образованию вторичной пористости, что при наличии трещиноватости ведет к улучшению емкостных и фильтрационных способностей.

В разрезе карбона выделены более 80 песчаных и песчано-алевритовых горизонтов – потенциальных вместителей нефти и газа. Их развитие в разрезе неравномерное (см. рис. 16), они нередко подвергаются фациальным замещениям и трудно прослеживаются. Наибольшее количество продуктивных горизонтов (и пластов коллекторов) приурочено к визейскому и башкирскому ярусам, меньше – к верхнему карбону и московскому ярусу, еще меньше – к намюрскому и турнейскому ярусам.

Нижнекаменноугольные отложения. В составе турнейского, визейского и серпуховского ярусов распространены на всей территории впадины, но наиболее полно развиты в придонецкой ее части, где имеют большие мощности (до 3-3,5 км) и представлены наиболее мористыми отложениями. Основными коллекторами являются песчаники, главным образом прибрежно-морских фаций, хорошо коррелирующиеся на значительной территории.

Турнейский ярус развит на всей территории впадины, за исключением Кошелевского выступа и др. Они трансгрессивно залегают на размытых девонских отложениях и представлены двумя фациально различными толщами.

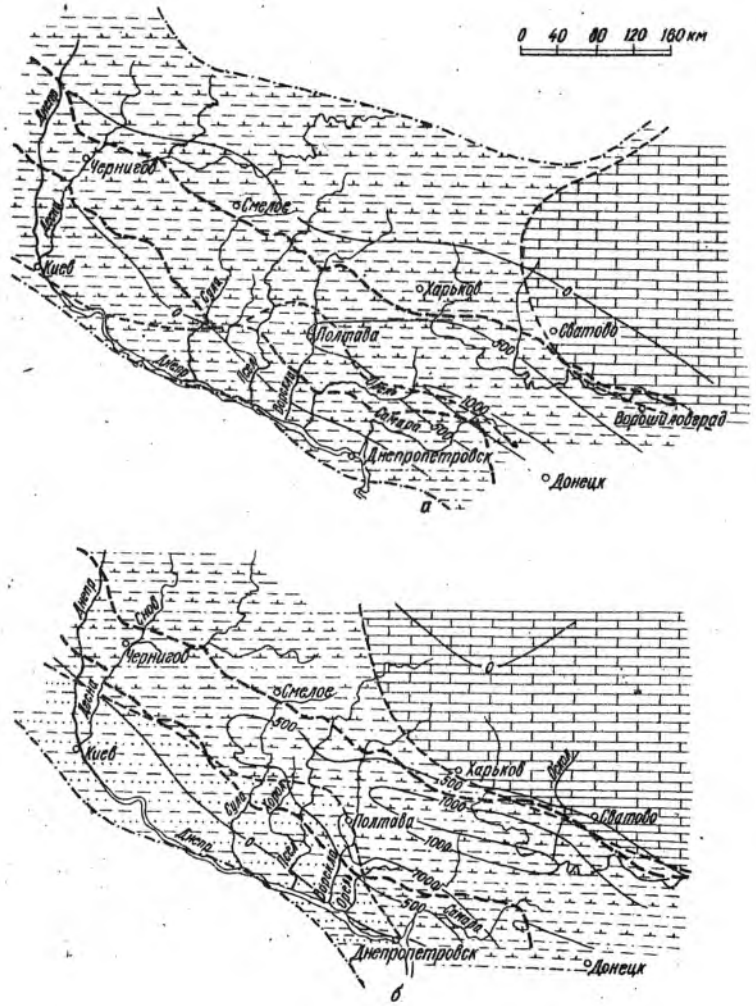
Нижняя толща (мощностью до 750 м), называемая зачепиловской свитой, относится к ХУа микрофаунистическому горизонту. Она уста-

новлена на ряде площадей вдоль южной прибортовой зоны и предполагается во всей юго-восточной части Днепровского грабена до меридиана Полтавы. В большинстве разрезов толща сложена преимущественно песчаниками, которые кверху сменяются чередующимися с ними алевролитами и аргиллитами, а в самой верхней части известняками. На отдельных участках (Боярская площадь) в разрезе преобладают аргиллиты.

Верхняя толща (ХУ микрофаунистический горизонт) развита на всей территории Днепровского грабена, а на крайнем юго-востоке, кроме того, и на бортах впадины. Ее мощность изменяется от 50-60 м на северо-западе до 400 м на юго-востоке впадины. По площади выделяются различные типы разрезов (рис. 24,а). На юго-востоке толща сложена преимущественно известняками, чередующимися с глинистыми и песчано-алевритовыми породами (мелководно-морскими, на бортах – заливно-лагунными отложениями). На северо-западе развиты континентальные и лагунные каолинизированные пестроцветные образования, представленные внизу преимущественно песчаниками, а вверху чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В средней части региона разрез имеет смешанный облик, что отражает изменчивость фациальной обстановки. Здесь преобладают аргиллиты и алевролиты, но встречаются прослои известняков и песчаников. Цвет пород изменчив, от темно-серого до пестрого.

Продуктивные пласты песчаников приурочены к нижней части яруса (зона $C_1^t a$). Они установлены только на площадях южной прибортовой зоны (Боярской, Новониколаевской, Виноградовской, Пролетарской, Руденковской и др.) и предполагаются во всей юго-восточной части впадины и в Донбассе. Песчаники составляют здесь до 80-90% разреза нижней части толщи. Они серые и светло-серые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, с известковым, реже глинисто-карбонатным цементом, количество которого составляет 10-15%. Коллекторские свойства изменяются в широких пределах, развиты коллекторы П-У классов. В связи с близостью воздымающегося источника сноса (Украинского щита) надежные глинистые экраны здесь отсутствуют.

В верхней толще турнейского яруса на юго-востоке пласты песчаников приурочены к верхам разрезов, где представлены двумя-тремя пачками светло-серых с зеленоватым оттенком песчаников, кварцевых, разнозернистых, с известковым цементом. Эти пачки ин-



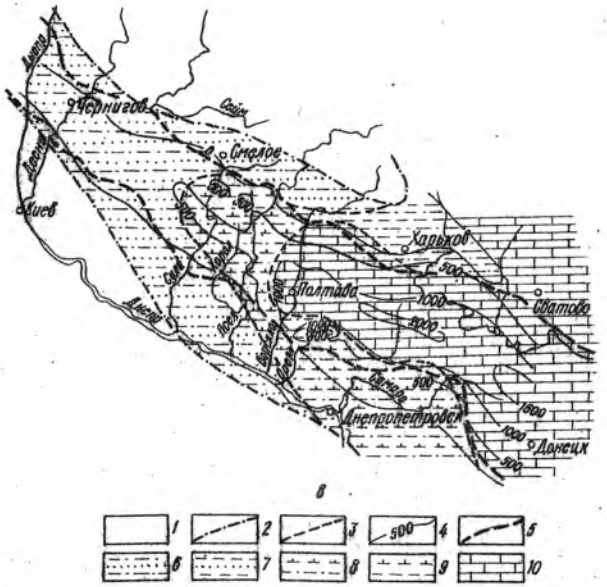


Рис. 24. Литолого-фациальные карты нижнего карбона ДДВ (составил Н.И.Галабуда):
а – серпуховский ярус, б – верхневизейский подъярус, в – турнейский ярус и нижневизейский подъярус;
I – суша; 2 – границы бассейна осадконакопления; 3 – границы фациальных полей; 4 – линии равных мощностей отложений ; 5 – краевые глубинные разломы; о т л о ж е н и я: 6 – глинисто-песчаные лагунно-континентальные, 7 – песчано-глинистые заливно-лагунные, 8 – карбонатно-песчано-глинистые заливно-лагунно-континентальные, 9 – карбонатно-глинистые заливно-лагунные и мелководно-морские, I0 – карбонатные мелководно-морские

дексированы Т-I, их пористость I0-20%, а проницаемость достигает десятков миллидарси.

К западу от Полтавы ярус представлен пестроцветными образованиями. Здесь продуктивные пласты сконцентрированы в нижней части разреза, где развиты коллекторы IУ, У, редко Ш классов. Карбонатные коллекторы в турнейских отложениях пока не встречены, но их наличие возможно в карбонатной толще благодаря развитию доломитизации.

В и з е й с к и й я р у с распространен более широко и залегает на размытой поверхности турнейских, девонских и докембрийских комплексов. В его составе имеются два подъяруса – нижневизейский, включающий XIУ и XШ микрофаунистические горизонты, и верхневизейский (XПа, XП–IX горизонты).

Нижневизейский подъярус сложен морскими глинисто-карбонатными породами с прослоями песчаников и алевролитов, причем отмечается закономерное уменьшение карбонатности в северо-восточном направлении. Состав разрезов изменчив, иногда от скважины к скважине. В прибортовых участках значительно увеличивается песчанистость разреза. Максимальные мощности (600–700 м) приурочены к южной прибортовой зоне, а к северо-западу и северо-востоку уменьшаются до 100–150 м.

Песчаные коллекторы сосредоточены преимущественно в нижней части подъяруса (XIУ горизонт), но, как правило, они слабо выдержаны и поэтому плохо прослеживаются по площади. В средней части впадины три продуктивных горизонта (В-24 – В-26) с коллекторами IУ, У классов разделены хорошо экранирующими пластами и пачками аргиллитов. Продуктивные пласты, встреченные в северо-западной половине впадины, обладают несколько лучшими свойствами (Ш–У классы) и чередуются с аргиллитами (Великобубновское, Талалаевское, Прилукское месторождения и др.).

Нижневизейские отложения являются региональными экраном, особенно в средней и северо-западной частях впадины. Экран сложен переслаивающимися аргиллитами и карбонатными породами, реже имеет карбонатный состав (Гнединцевская площадь).

Верхневизейский подъярус литологически выдержан на большой территории и знаменует собой новый трансгрессивный этап осадконакопления. В его разрезе выделяются две литологические толщи – нижняя существенно карбонатная и верхняя песчано-глинистая, сложенная темноцветными аргиллитами и алевролитами, чередующимися с песчаниками, известняками и углями.

В нижней части (XПа горизонт) прослеживаются две песчаные пачки, в которых выделены четыре продуктивных пласта (В-20 – В-23). Пачки развиты на большей части территории, за исключением северо-запада впадины и южной краевой зоны. В верхней толще залегают до 19 продуктивных пластов песчаников, хорошо выраженных обычно только в средней части впадины. К юго-востоку они замещаются алевролитами и глинами, а к северо-западу выклиниваются. При этом более четко прослеживаются пласты, приуроченные к нижней части разреза (В-24 – В-19). Песчанистость разреза возрастает с севера на юг, от 10–15 до 30–40%, но качество коллекторов в северо-западной части впадины несколько выше (Ш, IУ классы), чем в юго-восточной (IУ, У классы). Последнее обусловлено глубиной залегания отложений и степенью их эпигенетических преобразований. Глинистые породы представлены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами гидрослюдисто-каолинитового состава.

Локальным нефтегазоупором на ряде участков являются глинистые отложения горизонтов XП, XПа (низы верхнего визе). По данным Р.Я.Поляк (Билык и др., 1977), этот флюидоупор заслуживает внимания на участке Лиман-Новогригорьевка, где он представлен глинистыми, а также в пределах южной краевой части грабена (район Руденковского месторождения и севернее Руденковской и Новогригорьевской структур).

К региональному относится намюрско-верхневизейский флюидоупор, сложенный слабопроницаемыми субконтинентальными отложениями верхов XI–IX горизонтов верхнего визе и морской глинистой толщи УШ горизонта (серпуховский ярус). В некоторых случаях при отсутствии УШ горизонта экран является верхневизейским. Наиболее полно представлена покрышка в средней приосевой части впадины, на крайнем северо-западе она не установлена. Ее мощность сокращается в сторону северного борта впадины как за счет уменьшения мощностей горизонтов, так и их выпадения из разреза в результате размыва (IX, УШ горизонты). В сторону южного борта разрез опесчанивается, и тогда надежным экраном служит только УШ горизонт серпуховского возраста (Левенцовка-Зачепиловка) или в основном X горизонт (Гнединцы-Руденково).

С е р п у х о в с к и й я р у с рассматривается в составе свит C_I^3 и C_I^4 бывшего намюрского яруса согласно решению УШ Международного конгресса по геологии и стратиграфии карбона. Свита C_I^5 включена в башкирский ярус среднего отдела. Отложения серпуховского яруса трансгрессивно залегают на визейских и, в свою очередь, несогласно перекрываются башкирскими. Кроме того, имеется внутриформационный размыв между УП и УШ горизонтами. В результате мощность и объем яруса весьма изменчивы как для различных частей впадины, так нередко и на отдельных структурах. Характерна относительно хорошая устойчивость литологического состава и фациального облика пород яруса на всей территории впадины (рис. 24,а).

Представлен ярус преимущественно темно-серыми до черных аргиллитами с прослоями(наиболее распространенными в средней части

разреза) темно-серых известняков глинистых, брахиоподово-детритовых и детритовых. На юго-востоке в нижней части разреза содержится большое количество пластов угля. Мощность яруса меняется от 50-100 м на северо-западе до 800-1000 м на юго-востоке.

На большей части территории ярус является непроницаемым и входит в состав регионального нефтегазоупора. Однако на ряде площадей южной краевой зоны и в средней части впадины он содержит до шести проницаемых пластов (Н-1 - Н-6), большинство из которых не выдержаны по простиранию. К продуктивным относятся пласты Н-3-Н-5 Рыбальского и Качановского месторождений.

Нижнекаменноугольные отложения. В составе среднего карбона выделены башкирский и московский ярусы. Площадь их распространения несколько меньше, чем нижнего карбона и постепенно сокращается снизу вверх. Суммарная мощность разреза уменьшается с востока на запад и от приосевой части впадины к бортам.

В отличие от нижнекаменноугольных, преимущественно прибрежно-морских песчаников, песчаные коллекторы среднего карбона имеют полифациальное происхождение - среди них встречаются морские, переходные и континентальные. Однако их горизонтальное распространение (за исключением прибрежно-морских разновидностей) ограничено в связи с выклиниванием и фациальным замещением. Наиболее высокая песчанистость разреза (до 70-75%) приурочена к центральной части впадины (Солоховская, Чижевская, Опошнянская площади). Наиболее высокие коллекторские свойства имеют песчаники аллювиального и прибрежно-морского происхождения, развитые в свитах $C_2^{3_2}$, C_2^5 и C_2^6. Они мелко-, средне- и разнозернистые, мощностью от 10 до 100 м.

Б а ш к и р с к и й я р у с по литологическому составу подразделяется на нижний и верхний подъярусы. Нижнебашкирский подъярус соответствует IУ и Ш микрофаунистическим горизонтам и наиболее полно развит на юго-востоке впадины. Мощность его увеличивается от бортов к оси впадины и достигает на юго-востоке 1000 м и более.

Нижняя его часть (IУ горизонт) сложена чередующимися зеленовато-серыми слоистыми тонкоотмученными аргиллитами и разнозернистыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и известняками. Слои песчаников и алевролитов не выдержаны по площади, часто замещаются аргиллитами. В прибортовых зонах юго-восточной части впадины (Новониколаевская, Ильичевская площади и др.) среди аргиллитов появляются красноцветные разновидности. Известняки обычно зеленовато-серые, тонкокристаллические, шламово-детритовые или криноидные, иногда водорослевые и желвакообразные.

Верхняя часть подъяруса (Ш горизонт) сложена в основном серыми, темно-серыми тонкокристаллическими и шламово-детритовыми известняками с подчиненными прослойками аргиллитов, а также алевролитов и песчаников, не выдержанных по простиранию и маломощных.

Верхнебашкирский подъярус включает П и I микрофаунистические горизонты и представлен преимущественно алевролито-глинистыми породами с прослоями известняков, песчаников и углей. Песчаники сосредоточены в средней части разреза, где их мощность достигает иногда 50 м.

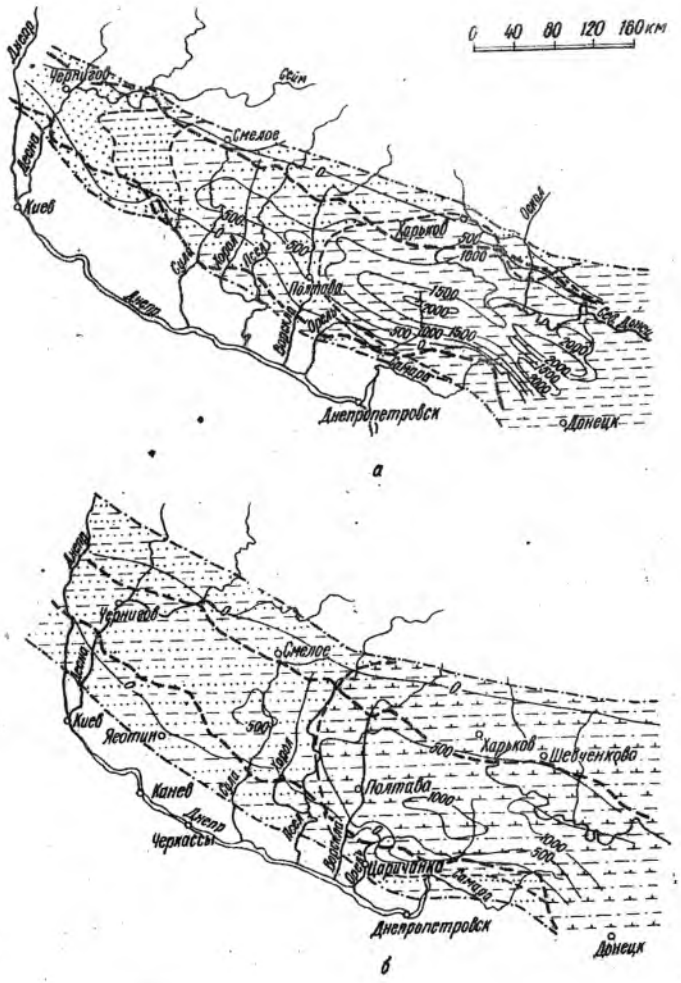
Мощность подъяруса возрастает в общем от бортов к оси впадины, а также с северо-запада на юго-восток, где превышает 500-600 м. Отмечаются значительные колебания мощностей на отдельных локальных структурах, затронутых соляной тектоникой.

Для яруса в целом характерна выдержанность отложений на больших территориях. Наряду с этим песчаники и даже известняки - аналоги донецких маркирующих групп *G, H, J* - часто замещаются другими породами, так что проследить их на значительном расстоянии затруднительно.

В разрезе башкирского яруса выделяется до 14 песчаных пластов, из которых пять нижних (Б-14 - Б-10) принадлежат нижнему, а остальные (Б-1 - Б-9) верхнему подъярусу. Мощность пластов от 1-2 до 20-40 м. Наиболее устойчивы и выдержаны по мощности пласты средней части разреза (Б-11 - Б-7). В южной краевой зоне достигает значительной мощности (до 120 м) самый верхний пласт Б-1.

Содержание проницаемых песчаников в разрезе яруса изменяется от 15-20 до 30-40% и увеличивается к бортам и к северо-западу. Повышенное количество песчаников отмечено также на некоторых крупных локальных поднятиях. По коллекторским свойствам наблюдается значительная дифференциация песчаников. В нижней части разреза преобладают Ш-У классы, в средней - Ш, IУ, но встречаются I и П, в основном в прибортовых зонах. Заметно ухудшаются свойства коллекторов в сторону Донбасса и в районе открытых палеозойских структур, где их проницаемость не превышает 0,1 мД.

Региональным нефтегазоупором являются глинисто-карбонатные отложения нижней части яруса ("башкирская плита"). Однако их надежность не всегда достаточна, особенно в существенно карбонатных разрезах. Вследствие развитой кавернозности и, прежде всего, трещиноватости "плита" в своде поднятий становится проницаемой



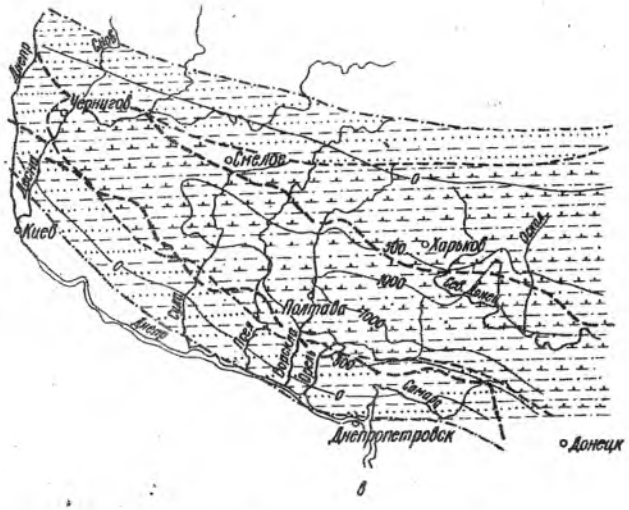




Рис. 25. Литолого-фациальные карты верхнего и среднего карбона ДДВ (составил Н.И.Галабуда):
а – верхний карбон, б – московский ярус, в – башкирский ярус;
о т л о ж е н и я : I – песчаные, преимущественно континентальные, 2 – глинисто-песчаные лагунно-континентальные; 3 – песчано-глинистые заливно-лагунные, 4 – глинистые заливно-лагунные, 5 – карбонатные и терригенно-глинистые мелководно-морские и заливные.
Остальные условные обозначения те же, что для рис. 24

(Погарщинское, Рыбальское месторождения и др.). Кроме того, нижнекаменноугольные залежи экранируются намюр-визейской покрышкой и лишь в случаях ее отсутствия или перетоков флюидов, залежи образуются в намюре под "башкирской плитой" (Зачепиловское, Левенцовское месторождения и др.).

М о с к о в с к и й я р у с сложен свитами C_2^5, C_2^6 и C_2^7 и залегает на башкирском с небольшим несогласием. Наибольшие его мощности установлены в придонецкой части впадины, превышают 1000 м. Ярус представлен чередующимися крупными пачками песчаников и глинистых пород с редкими прослоями углей и известняков. В средней и юго-восточной частях впадины преобладают зеленовато-се-

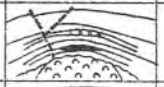
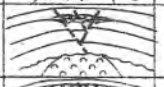
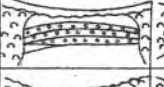
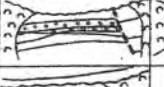
Типы соляных структур	Типы залежей углеводородов	Схематическое изображение	Месторождения
Диапировые	Пластовые сводовые под соляной линзой		Предполагаемые
	Пластовые, тектонически экранированные под соляной линзой		»
	Пластовые, литологически ограниченные под соляной линзой		»
	Пластовые, стратиграфически экранированные над соляной линзой		»
	Пластовые сводовые, тектонически экранированные над соляной линзой		Прилукское, Малодевицкое
Криптодиапировые. С протыканием солью вышележащих девонских отложений	Пластовые сводовые над соляным ядром		Солоховское, Гоголевское
	Пластовые сводовые, тектонически экранированные над соляным ядром		Богдановское, Качановское, Рыбальское и др.
	Пластовые сводовые, литологически ограниченные над соляным ядром		Погарщинское, Богдановское, Рыбальское и др.
	Сводовые тектоклазовые (трещиноватых зон) над соляным ядром		Шебелинское, Кегичевское
	Массивно-пластовые сводовые над соляным ядром		Шебелинское, Спаваховское
	Массивно-пластовые сводовые, тектонически экранированные над соляным ядром		Глинско-Розбышевское
	Массивно-пластовые сводовые, стратиграфически экранированные над соляным ядром		Гнединцевское
Криптодиапировые. С протыканием солью вышележащих девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений	Пластовые сводовые, экранированные соляным штоком		Кегичевское, Машевское
	Массивно-пластовые сводовые, экранированные соляным штоком		Западно-Медведовское, Кегичевское
	Массивно-пластовые сводовые, экранированные соляными штоками		Западно-Крестищенское, Мелиховское
	Массивно-пластовые сводовые, экранированные соляным штоком и тектоническими нарушениями		Ефремовское, Восточно-Медведовское
	Массивно-пластовые сводовые, экранированные соляным штоком и литологически ограниченные		Западно-Сосновское
	Массивно-пластовые, экранированные соляной грядой и разрывными нарушениями		Новоукраинское, Распашновское, Медведовское

Рис. 26. Типы залежей углеводородов на соляных структурах ДДВ (составил И.В.Высочанский)

рые породы, на северо-западе появляются красно-бурые, лиловые, розовые и желтые.

При незначительной изменчивости по простиранию региона наблюдается резкое изменение разреза и мощности вкрест простирания впадины. Наиболее глубоководные отложения развиты в северной краевой зоне грабена, восточнее Новотроицкого поднятия. К югу и северо-западу они переходят в континентальные образования (рис. 25).

В разрезе московского яруса выделено семь песчаных пластов (М-I – М-7), среди которых распространены коллекторы Ш-У классов. Наиболее выдержанными являются пласты М-I и М-2, остальные в виде отдельных пластов или песчаных пачек, разделенных прослоями глин, прослеживаются неповсеместно.

В свите C_2^5 содержатся в среднем 7% песчаников и I3% алевролитов аллювиального и прибрежно-морского (на востоке) происхождения. В свите C_2^6 песчанистость повышается до 20-25%. На Краснополянском месторождении песчаники свиты газоносные. Свита C_2^7 образовалась в довольно устойчивых морских, прибрежно-морских и заливно-лагунных условиях и представляет собой нефтегазоупор – глинистую пачку мощностью до I20 м, в состав которой входит монтмориллонит.

Для залежей в башкирском ярусе экраном служат достаточно мощные глинистые отложения свит C_2^3 и C_{72}^4, имеющие локальное значение, а иногда глинистая толща свиты C_2^7 (Рыбальское месторождение).

Глинистая толща свиты C_2^7, зачастую совместно с C_2^6, широко распространена и имеет высокие экранирующие свойства. Только в южной краевой зоне, западнее Гмыряноской структуры, она или отсутствует, или теряет непроницаемость из-за опесчанивания. На крайнем юго-востоке толща регионально экранирует все среднекаменноугольные залежи газа.

Верхнекаменноугольные отложения. Представлены исаевской, авиловской, араукаритовой и картамышской свитами и залегают на московском ярусе без видимого несогласия. Развиты на территории грабена, за исключением большей части южной краевой зоны. Площадь распространения выходит за пределы грабена, на северный борт впадины (см. рис. 25).

Разрезы юго-восточной и северо-западной частей впадины значительно отличаются как по мощностям, так и по составу и облику пород. На юго-востоке, где верхний карбон имеет полный объем, разрез сходен с донецким, а мощности в приосевой части достигают 2000 м и постепенно уменьшаются в сторону бортов. Здесь развита глинисто-терригенная толща, иногда с прослоями карбонатных пород.

Глинистые породы состоят из темно-серых аргиллитов, реже с растительными остатками и конкрециями сидеритов. Среди них встречаются прослои пестроцветных аргиллитов и алевролитов, количество которых возрастает к бортам впадины и к верхам толщи. Карбонатные породы представлены преимущественно серыми и зеленоватыми глинистыми доломитами с обугленными растительными остатками.

Песчаники, залегающие в виде пачек мощностью от единиц до нескольких десятков метров, а в отдельных случаях до I00 м, обладают нередко высокими коллекторскими свойствами и являются регионально нефтегазоносными. Это темно-серые и серые, редко коричневатые и пестроцветные, мелко-, средне-, иногда крупнозернистые, нечеткослоистые, плохо отсортированные отложения. По составу они кварцевые, кварц-полевошпатовые, аркозовые и граувакковые, по условиям образования в основном аллювиальные. В них содержится примесь обломков эффузивных пород, особенно многочисленных в средней и верхней частях разреза. Цемент полиминеральный, тип цементации поровый, реже контактовый и базальный.

Разрез северо-западной части впадины отличается от разреза юго-восточной части преобладанием пестроцветов и резким сокращением мощностей (до 500 м) из-за отсутствия араукаритовой и картамышской свит, размытых в предпермское время, а также из-за уменьшения мощностей отдельных пачек. Толща сложена переслаивающимися пестроцветными, темно-серыми и зелеными глинами, с алевролитами, мелкозернистыми, плохо отсортированными песчаниками, доломитами, реже известняками. Встречаются прослои углистых аргиллитов и алевролитов.

В верхнем карбоне выделяются I6 горизонтов, в составе которых имеются пласты-коллекторы. Шесть из них приурочены к касимовскому ярусу (К-I – К-6), остальные – к гжельскому (Г-3 – Г-I3). Наиболее полно эти пласты развиты в средней и отчасти юго-восточной частях впадины, где многие из них содержат залежи углеводородов (Глинско-Розбышевское, Качановское, Ефремовское месторождения и др.). В северо-западной части впадины продуктивными являются средние пласты (Г-I3, К-I – К-4), а в юго-восточной – в основном верхние. К юго-востоку мощность некоторых пластов-коллекторов быстро увеличивается, и они содержат крупные залежи газа (Ефремовское месторождение, пласт К-2).

Наиболее распространены коллекторы Ш-У классов, но встречаются коллекторы I, П классов (Крестищенское, Качановское, Ефремовское, Леляковское месторождения). На коллекторские свойства в

определенной степени влияют вторичные изменения, которые в юго-восточной, более погруженной части впадины, снижают пористость и проницаемость. Это касается главным образом песчаников с глинистым цементом.

Коллекторские свойства, как и для пород среднего карбона, ухудшаются от прибортовых зон к приосевой и с северо-запада на юго-восток, особенно отчетливо в приосевой части впадины. Большая часть пластов-коллекторов приурочена к араукаритовой свите, а также к авиловской.

По данным И.А.Мухаринской, А.А.Лагутина и А.Ф.Прийменко (УкрНИИГаз), наиболее качественные коллекторы, обладающие пористостью 17-21% и проницаемостью 300-600 мД (П, Ш классы) развиты в прибортовых участках северо-западной части впадины. На остальной территории северо-запада преобладают коллекторы Ш класса (пористость 15-18%, проницаемость 150-300 мД). Лишь в средней части впадины, в приосевой зоне, распространены коллекторы Ш, IУ класса (пористость 13-15%, проницаемость 80-120 мД). Территория их развития к юго-востоку смещается в виде полосы к бортам впадины. Полоса развития коллекторов IУ класса (пористость 12-14%, проницаемость 20-50 мД) окаймляет названную выше - у бортов она протягивается к северо-западным окраинам Донбасса, а в приосевой части достигает Восточно-Медведовского месторождения. Низкокачественные коллекторы У, УI классов (пористость 10-12%, проницаемость 0,5-5 мД) преобладают в приосевой зоне юго-восточной части впадины. Однако некоторые пласты в пределах крупных месторождений (Шебелинского, Ефремовского, Кетчевского) содержат коллекторы IУ класса. На Красноосколькой структуре коллекторские свойства повышаются (пористость 31%, проницаемость 200-300 мД).

Региональными экранами для пермско-каменноугольных залежей являются: в юго-восточной части впадины нижнепермская соленосная толща, в северо-восточной, в местах ее отсутствия, - глинистая верхнепермская толща. Локальными экранами служат пласты глинистых (бейделлит-гидрослюдистых) пород в верхах араукаритовой свиты, в восточной части Орчиковского прогиба - глинистый пласт авиловского возраста, мощностью до 95 м (Билык и др., 1977).

НИЖНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнепермские образования представлены на территории ДДВ двумя толщами - терригенной и хемогенной. Терригенная выделена в мелиховскую толщу (свиту ?), хемогенная состоит из никитовской, славянской и краматорской свит. Наиболее развиты нижнепермские образования в

юго-восточной (придонецкой) части Днепровско-Донецкого грабена, где относительно полны разрезы и мощности всех нижнепермских свит. К северо-западу выклинивается мелиховская свита и уменьшаются мощности свит хемогенной толщи в основном за счет межформационных перерывов и уменьшения мощностей соляных пластов.

М е л и х о в с к а я с в и т а выделена в подсолевой части терригенного разреза между карбонатными горизонтами Q_5 и Q_8 из состава картамышской свиты, относимой в настоящее время к верхнему карбону. Залегает свита с угловым и стратиграфическим несогласиями на подстилающих каменноугольных породах (Андреева и др., 1969) и перекрывается хемогенной толщей нижней перми. Максимальные мощности свиты приурочены к Полтавской депрессии (Орчиковскому прогибу) и достигают 350 м. В западном направлении эти отложения выклиниваются. Сложена свита чередующимися красными и бурыми глинами, песчаниками и алевролитами; редко встречаются тонкие прослои доломитов и известняков, находящихся внутри пачек сероцветных пород.

Пласты песчаников и алевролитов распределены довольно равномерно в разрезе и, несмотря на невыдержанность и небольшую мощность отдельных пропластков (до 5-20 м), составляют 20-48% разреза. Песчаники и алевролиты в основном относятся к фациям временных потоков. Среди песчаников преобладают коллекторы Ш-У классов, среди алевролитов - коллекторы УI класса. Благодаря развитой вертикальной трещиноватости наряду с поровыми отмечаются порово-трещинные коллекторы.

Н и к и т о в с к а я с в и т а в юго-восточной части впадины достигает мощности 350 м, сложена чередующимися терригенными, сульфатными и карбонатными породами и содержит в характерных разрезах два пласта галита мощностью по несколько десятков метров. К северо-западу мощность уменьшается вследствие выпадения соляных пластов.

Свита подразделяется на две циклопачки - нижнюю святогорскую и верхнюю торскую, завершающиеся пластами соли. В святогорской содержатся трещинно-поровые и трещинно-кавернозные коллекторы с низкими емкостными и фильтрационными свойствами (гранулярная емкость 5-8%). Однако благодаря интенсивной трещиноватости в них сформировались промышленные залежи газа на Шебелинском, Ефремовском и Спиваковском месторождениях.

Более высокими свойствами отличаются коллекторы торской циклопачки, представленные песчаниками и кавернозными трещиноватыми

доломитами. Коллекторы продуктивных горизонтов П-I и П-2 принадлежат к П, Ш классам. С ними связаны основные запасы верхнекаменноугольного – нижнепермского этажа нефтегазоносности (Гнездинцевское, Леляковское, Погарщинское, Качановское месторождения). Значения параметров коллекторов уменьшаются от свода структур к переклиналям.

Славянская свита в юго-восточной части впадины достигает мощности 500 м и представлена чередующимися каменной солью, ангидритами, глинами, доломитами, известняками и алевролитами. Подобно разрезу никитовской свиты, разрез славянской к северо-западу сокращается и из него постепенно выпадают пласты солей.

Среди доломитов и ангидритов встречаются трещинные и трещинно-кавернозные коллекторы IУ-УI классов, содержащие промышленные залежи газа в подошве подбрянцевского пласта соли (Кегичевское и Ефремовское месторождение).

Подбрянцевский соляной пласт, как святогорский и торский в никитовской свите, является хорошим нефтегазоупором в юго-восточной и отчасти средней частях впадины.

Краматорская свита наблюдается в полных разрезах только в юго-восточной части впадины, где имеет мощность более 500 м и сложена каменной солью с пластами ангидритов и подчиненными пачками песчано-глинистых пород. К северо-западу свита значительно уменьшается в мощности, а соляные пласты сокращаются или замещаются другими породами.

Среди отложений нижнепермского комплекса надежными флюидоупорами являются соляные пласты – святогорский, торский (никитовская свита) и подбрянцевский (славянская свита).

Нижний, святогорский, пласт мощностью до 80 м распространен от окраин Донбасса до Ярошевской структуры. К сводам ряда структур (Ефремовской, Шебелинской, Спиваковской) он фациально замещается кавернозными сульфатами или выклинивается.

Торский соляной пласт распространен примерно на той же территории, что и святогорский, но отличается большей выдержанностью и незначительными колебаниями мощности (60–100 м).

В некоторых случаях, несмотря на наличие святогорского и торского пластов, скопление газов находится под подбрянцевским соляным пластом (Ефремовское и Кегичевское месторождения). Это связано с развитием трещиноватости в присводовых (или приштоковых) участках и миграцией флюидов вверх.

Отличным нефтегазоупором служит вся краматорская свита, однако под ней, за небольшими исключениями (Медведовская структура), залежи не встречены.

Региональным экраном, повсеместно распространенным, является пересажская глинистая толща верхней перми. Залегает она с угловым несогласием на нижнепермских и каменноугольных отложениях. Ее экранирующие качества уменьшаются в прибортовых зонах, где мощность сокращается до 60 м и разрез опесчанивается. Постепенно уменьшается мощность также в юго-восточном направлении, на крайнем юго-востоке толща становится проницаемой для флюидов.

В целом соленосные отложения нижней перми (бахмутская серия) и глинистые отложения верхней перми (пересажская толща) образуют единый региональный флюидоупор, контролирующий наиболее крупные скопления нефти и газа верхнекаменноугольного нижнепермского этажа нефтегазоносности. Максимальная мощность этой покрышки (см. рис. 20) приурочена к Полтавской (Машевско-Ефремовской) депрессии, где достигает 1600 м. Ее высокие экранирующие свойства способствовали формированию крупнейших скоплений газа на Шебелинском, Западно-Крестищенском, Ефремовском, Мелиховском месторождениях и др. На участках, где соляные штоки достигают предверхнепермского и предпалеогенового стратотектонических уровней, экранирование залежей обусловлено сочетанием пермской хемогенной толщи с "козырьками" девонских соляных штоков.

В Бахмутско-Торецкой депрессии мощность хемогенной покрышки достигает 1400 м с содержанием соли в разрезе 35–70%, однако ввиду слабой изученности территории залежи газа здесь не открыты. По мере удаления от наиболее погруженной части в сторону бортов впадины мощность покрышки уменьшается до полного ее выклинивания.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Распределение залежей нефти и газа и их типы в палеозойском разрезе ДДВ обусловлены тектоническими и литологическими факторами. К тектоническим факторам, способствующим формированию залежей углеводородов в осадочном комплексе пород, относятся структуры-ловушки – места скопления углеводородов и разрывные нарушения – пути их миграции. Важную роль в распределении залежей играют морфологические особенности структур, приуроченность определенных типов поднятий к отдельным тектоническим зонам, наличие сети разрывных нарушений, их характер и прослеживаемость по площади и в разрезе и, наконец, существование предпосылок для формирования ловушек на моноклиналях.

В настоящем разделе помимо рассмотрения тектонических факторов формирования залежей углеводородов приводятся некоторые новые данные, характеризующие ловушки с точки зрения их вмещающей и аккумулирующей способности.

СОЛЯНЫЕ СТРУКТУРЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ТИПЫ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

По мнению некоторых исследователей (Китык, 1959, 1970 и др.), большинство структур ДДВ обязано своим возникновением соляной тектонике. По степени проникновения соляных тел в осадочную толщу локальные поднятия подразделяются на диапироидные и криптодиапировые. В свою очередь последние делятся на криптодиапировые с протыканием солью вышележащих девонских отложений и криптодиапировые с протыканием солью девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений.

Ловушки нефти и газа по отношению к соляному телу – основному структурообразующему фактору – располагаются следующим образом: под соляной линзой, над соляной линзой, над соляным ядром и примыкая к соляному штоку или гряде.

Нами предложена типизация залежей нефти и газа на соляных структурах впадины, в основу которой положена выполненная по многим солянокупольным областям обобщающая работа Л.В.Каламкарова и

др. (1963). Главными типами залежей нефти и газа, генетически связанными с солянокупольными структурами, по классификации упомянутых авторов, являются следующие залежи: а) пластовые сводовые под глубоко погребенными криптодиапировыми структурами; б) экранированные сбросами; в) пластовые сводовые над неглубокими соляными штоками; г) экранированные соляным ядром; д) кепроковые; е) козырьковые ; ж) линзовидные литологические; з) экранированные несогласно кроющими сериями; и) под соляными линзами.

Большая часть этих типов залежей установлена в ДДВ, поэтому мы только дополнили эту схему данными, характерными для специфических условий региона (рис. 26). Залежи, экранированные сбросами, линзовидные литологические и экранированные несогласно кроющими сериями, в предлагаемой нами классификации обозначены как тектонически экранированные, литологически ограниченные и стратиграфически экранированные. Дополнительно выделены массивно-пластовые залежи, а также разновидности залежей, экранированных соляным ядром (штоком).

В соответствии с этим в ДДВ выделяются: пластовые и массивно-пластовые сводовые, тектонически экранированные над соляной линзой залежи углеводородов. К первому типу относятся залежи на Прилукском и Малодевицком, а ко второму – на Глинско-Розбышевском, Опошнянском месторождениях и др. Предполагается существование пластовых и массивно-пластовых сводовых и литологически ограниченных залежей.

Кроме того, предполагается наличие следующих залежей: пластовых сводовых; пластовых сводовых, тектонически экранированных; пластовых сводовых, литологически ограниченных; пластовых сводовых, стратиграфически экранированных под соляной линзой. Эти типы залежей в ДДВ не известны, однако по аналогии с Припятским прогибом их наличие вполне реально. Поэтому изучение межсолевых и подсолевых структурных условий и поиски ловушек указанных типов представляют несомненный интерес.

К наиболее распространенным типам залежей, характерным в основном для средней и северо-западной частей впадины, относятся пластовые и масоивно-пластовые, неэкранированные и экранированные тектонически, литологически и стратиграфически, расположенные над соляным ядром. Кроме ДДВ, эти типы залежей известны в других регионах СССР (месторождения Буханкуль, Прорва, Мартыши и др.) и в США (провинция Голф Кост).

Залежи, экранированные соляным ядром (штоком), встречаются преимущественно в юго-восточной части впадины.

Рассмотрим степень изученности различных типов залежей углеводородов, а следовательно, и связанные с этим потенциальные возможности для дальнейшего расширения их резерва. Наименее изучены ловушки в девонских отложениях, где, как отмечалось, возможны пластовые сводовые, пластовые тектонически, стратиграфически и литологически экранированные залежи под соляной линзой. Они могут быть развиты в межсолевых и подсолевых отложениях девона практически во всех тектонических зонах региона.

Большой интерес представляют площади, где под соляными штоками или подушками (линзами) слои смяты в складку или залегают в виде ступени с подъемом в сторону соляного тела. На участках локальных прогибов перспективными следует считать их периферические части, где возможно образование ловушки как в антиклинальных перегибах, так и в примыкающих к тектоническим нарушениям частях прогиба. Это определяет необходимость выяснения принципиальной картины строения подсолевых и межсолевых отложений на площадях, где развиты соляные линзы. В случае доступности они должны быть вскрыты буровыми скважинами в центральных (для первого варианта) или в периферических частях с целью выявления залежей углеводородов.

Структуры с предкаменноугольным уровнем залегания девонской соли, как правило, достаточно четко морфологически выражены, ввиду чего большинство из них выявлены, а возможность пополнения резерва таких структур весьма низкая. Следовательно, открытие новых залежей, приуроченных к данному типу структур, хотя и вероятно, но в ограниченных количествах. В связи с этим особую актуальность приобретают проблема поисков малоамплитудных погребенных поднятий (соляных и несоляных), а также проблема поисков ловушек неантиклинального типа во всех нефтегазоносных и перспективных (девонских) комплексах ДДВ.

В юго-восточной части впадины установлены два типа залежей: массивно-пластовые и пластовые. Формированию залежей первого типа способствовало благоприятное сочетание литологических и тектонических факторов. Такие залежи известны лишь в границах развития региональной нижнепермской хемогенной покрышки значительной мощности (400-1600 м) и приурочены к крупным палеозойским структурам. Скопления углеводородов связаны с мощными песчано-алевролитовыми пачками, гидродинамически сообщенными между собой трещинами, которыми пронизаны породы нижней перми и карбона (промежуточный комплекс, по Б.В.Филиппову, 1967).

Массивно-пластовые залежи известны только на тех структурах, где в разрезе находятся породы промежуточного комплекса, а мощность региональной хемогенной покрышки превышает 400 м и разрез ее содержит пласты каменной соли. Там, где мощность хемогенной покрышки менее 400 м или разрез солевой, даже при благоприятных структурных условиях массивно-пластовые залежи отсутствуют.

Структуры, с которыми связаны залежи углеводородов в рассматриваемой части региона, имеют форму брахиантиклиналей и куполов, не осложненных и осложненных соляными штоками, а также моноклиналей и отдельных моноклинально залегающих блоков (рис. 27). С брахиантиклиналями и куполами связаны пластовые сводовые, пластовые сводовые тектонически экранированные, пластовые сводовые литологически ограниченные и массивно-пластовые сводовые залежи. Следует отметить, что на месторождениях обычно развиты не одна, а несколько (около десяти) пластовых залежей (Левенцовское, Волоховское, Дружелюбовское и др.). Помимо упомянутых работами последних лет выявлены новые залежи, которым свойственны черты ловушек как структурного (антиклинального) типа, так и экранированных соляным ядром (штоком). Они приурочены к структурным ловушкам, расположенным между соляными штоками, у соляных штоков или в моноклинальных блоках, экранированных соляными телами. Некоторые ловушки срезаны с одной или с двух сторон в зависимости от взаимного расположения штоков и приштоковых структур, а залежи экранированы соответственно одним или двумя соляными телами. Эта отличительная особенность, характерная для месторождений юго-восточной части ДДВ, обусловила необходимость выделения пластовых и массивно-пластовых залежей с одно- и двусторонним асимметричным экранированием (Высочанский, 1969). В результате появилась возможность четко разграничить тектонически экранированные залежи, где роль бокового экрана играет разрывное нарушение, от залежей, экранированных соляным телом, а также выделить две массивно-пластовые сводовые разновидности залежей: 1) экранированные соляным штоком и тектоническим нарушением (Ефремовское и, вероятно, Восточно-Медведовское месторождения); 2) экранированные соляным штоком и литологически ограниченные (Западно-Сосновское месторождение) (рис. 28).

Известные в настоящее время залежи на моноклиналях относятся к пластовым тектонически экранированным, литологически и страти-

Область	Морфолого-генетический тип структуры	Тип залежи	Схематическое изображение	Месторождения
Антиклинальные	Брахиантиклинали и куполы	Пластовая сводовая		Левенцовское
		Пластовая сводовая, тектонически экранированная		Левенцовское
		Пластовая сводовая, литологически ограниченная		Волаховское, Левенцовское
		Массивно-пластовая сводовая		Шебелинское, Спиваковское
		Сводовая тектоклазовая (трещиноватых зон)		Шебелинское, Кеегичевское
	Брахиантиклинали и купола, осложненные соляными штоками	Пластовая сводовая, экранированная соляным штоком		Кеегичевское
		Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляным штоком		Кеегичевское, Западно-Медведовское
		Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляными штоками		Западно-Крестищенское, Мелиховское
		Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляным штоком и разрывными нарушениями		Ефремовское, Восточно-Медведовское
		Массивно-пластовая сводовая, экранированная соляным штоком и литологически ограниченная		Западно-Сосновское
Неантиклинальные	Моноклинали	Пластовая, тектонически экранированная		Руденковское, Высокопольское (?)
		Пластовая, литологически ограниченная		Северо-Голубовское, Руденковское
		Пластовая, стратиграфически ограниченная		Шандровское(?)
		Массивно-пластовая, экранированная соляной грядой и разрывными нарушениями		Новоукраинское, Медведовское

Рис. 27. Типы залежей углеводородов юго-восточной части ДДВ (составил И.В.Высочанский)

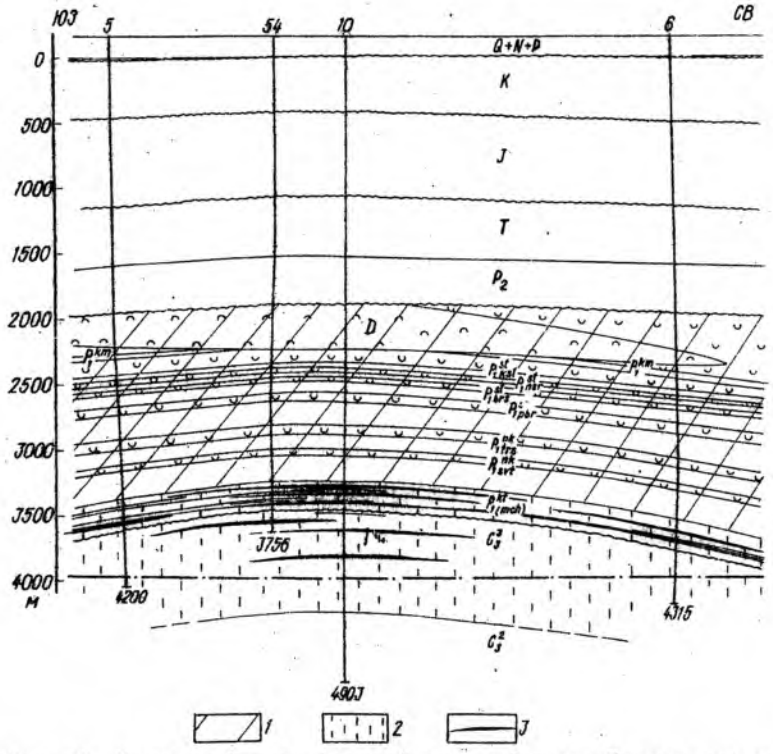


Рис. 28. Поперечный геологический разрез Западно-Сосновского месторождения:
1 – региональный флюидоупор; 2 – промежуточный комплекс; 3 – газоносные пласты

графически ограниченным. Кроме того, в последние годы на исследуемой территории выявлена новая разновидность залежей, связанных с моноклинальными блоками, примыкающими к протяженным соляным массивам (грядам). Ловушками углеводородов служат здесь песчано-алевролитовые пачки, воздымающиеся к соляному массиву и ограниченные поперечными его простиранию разрывными нарушениями. Залежи занимают самые верхние (головные) части проницаемых пластов и являются массивно-пластовыми, экранированными соляной грядой и тектоническими нарушениями (Новоукраинское, Медведовское месторождения).

Солянокупольные структуры ДДВ сравнительно хорошо изучены, однако определенным резервом для выявления ловушек преимущественно неантиклинального типа могут быть приконтактные зоны соляных штоков, а также хемогенная толща нижней перми на моноклиналях, что подтверждается исследованиями истории формирования солянокупольных структур юго-восточной части региона.

В процессе формирования соляного штока (массива, гряды) вблизи него образуются как приподнятые, так и опущенные участки: приштоковые участки палеозойских поднятий и компенсационных мульд (прогибов). По строению они существенно различаются. Приштоковые участки палеозойских поднятий характеризуются сравнительно "спокойным" строением. Под козырьками соляных штоков залегают, как правило, отложения определенной части хемогенной, затем терригенной (мелиховской) толщ нижней перми, которые несогласно перекрывают картамышскую или араукаритовую свиты верхнего карбона. Угловое несогласие не превышает одного-двух градусов (Кегичевское, Мелиховское, Западно-Сосновское поднятия и др.). Некоторые структуры в предпозднепермское время испытали интеноивный подъем, в результате чего значительная часть хемогенной толщи нижней перми и козырьки девонских соляных штоков были размыты (Веселовское, Светловское, Восточно-Валковское поднятия и др.).

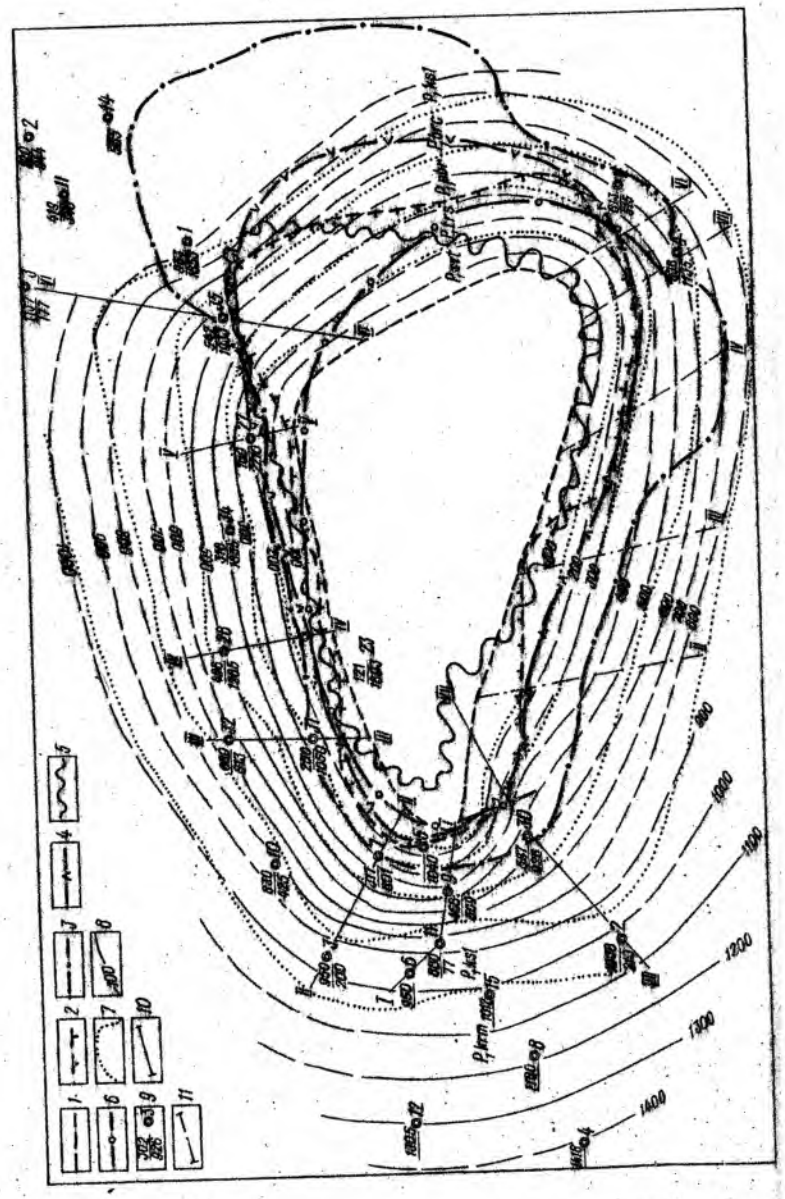
Совершенно иначе построены приштоковые участки компенсационных прогибов. В пределах последних установлены крупное угловое и стратиграфическое несогласия между пермскими и каменноугольными отложениями. Непосредственно под козырьками соляных штоков залегают значительно размытые верхне- (Медведовская, Червоноярская площади), средне- и нижнекаменноугольные образования (Новоукраинская, Распашновская, Чутовская площади). Углы воздымания примыкающих к штоку пород достигают 60^{0} и более.

Различия в тектонике приштоковых зон поднятий и компенсационных прогибов можно объяснить, исходя из механизма формирования солянокупольных структур. Фактические данные свидетельствуют о том, что соляные штоки юго-восточной части впадины достигли дневной поверхности в конце позднего карбона. Поскольку формирование межкупольных палеозойских поднятий происходило синхронно с развитием соляных штоков, приштоковые участки этих поднятий не испытали сколько-нибудь значительных деформаций, так как в данном случае движения были однонаправленными. По-иному развивались приштоковые зоны компенсационных прогибов. Здесь, в сравнительно узкой

полосе, примыкающей непосредственно к соляному телу, происходили разнонаправленные движения: с одной стороны, - восходящие, обусловленные подъемом соляных масс и способствующие воздыманию контактирующих с ними пород, с другой, - нисходящие, на сравнительно небольшом удалении от штока, вызванные компенсационными явлениями вследствие оттока соли. Сочетание указанных факторов создавало благоприятные условия для возникновения дизъюнктивных дислокаций в полосе разнонаправленных движений. Исходя из этого, вполне логичен вывод о том, что во всех приштоковых участках компенсационных прогибов, как неизбежное следствие разрядки возникавших напряжений, наряду с радиальными должны существовать разрывные нарушения, субпараллельные контуру соляного диапира.

Эти нарушения в итоге играют роль качественного раздела между двумя различными структурными элементами единого компенсационного прогиба: 1) круто воздымающегося в сторону диапира и прилегающего к нему блока каменноугольных пород и 2) более пологого блока центральной части прогиба, значительно погруженного относительно первого. Отчлененный от компенсационного прогиба блок каменноугольных пород приобрел высокую мобильность, вследствие чего был втянут мигрировавшей солью в воздымание, сопровождавшееся интенсивным размывом верхней части пород, выходивших на дневную поверхность. Устанавливается прямая связь между интенсивностью роста соляного диапира, степенью размыва блока и его крутизной, т.е. чем более мощным был рост диапира, тем более древние отложения залегали под поверхностью размыва. Примером может служить Чутовско-Распашновская солянокупольная структура с гигантским соляным штоком (грядой) в ядре. Именно здесь под козырьком соляного штока залегают отложения нижней части среднего карбона и верхней части - нижнего. По мере уменьшения интенсивности соляной тектоники менее глубоко размывались приштоковые блоки на Червоноярской и Медведовской структурах, где под козырьками соляных штоков залегают породы верхнего карбона, но также в значительной мере размытые.

Изучение приштоковых участков сопряжено с большими трудностями. Разрешающая способность геофизических методов, в том числе и сейсморазведки, оказалась недостаточной для освещения достоверного строения структур вследствие интенсивной нарушенности тектоническими разрывами, например структур с крутопадающими пластами, к которым, в частности, относятся приштоковые участки ком-



пенсационных прогибов. В результате отсутствия отражений контуры соляного штока по нижней перми значительно не совпадают с таковыми по карбону. Эта картина нередко интерпретируется ошибочно и объясняется большими размерами соляного тела, тогда как потеря корреляции и отсутствие отражений могут быть вызваны иными причинами, например тектонической нарушенностью или большими углами падения пород. Так, на Новоукраинском и Червоноярском месторождениях в зонах отсутствия сейсмических материалов по карбону, объясняемого наличием соляных штоков, буровыми скважинами под козырьками соли вскрыты блоки каменноугольных пород, оказавшиеся высокопродуктивными.

Таким образом, на основании имеющихся данных и теоретических предпосылок представилась возможность построить обобщенную модель строения приштоковых участков компенсационных прогибов и обосновать наличие крутопадающих каменноугольных блоков, которые с большой степенью достоверности прогнозируются на еще мало изученных солянокупольных структурах. Последние рассматриваются как резерв поисков новых разновидностей залежей углеводородов – массивно-пластовых и пластовых, экранированных соляной грядой (штоком) и тектоническими нарушениями. Большой интерес в этой связи приобретают компенсационные прогибы Староверовского, Токаревского, Валковского, Парасковейского, Медведовского, Восточно-Медведовского, Ефремовского, Павловского, Сосновского, Тарасовского, Ланновского штоков и др.

Детальный анализ фактических материалов по приштоковым участкам Медведовской площади позволил разработать методический прием для оконтуривания соляных штоков, основанный на восстановлении палеогеологической обстановки развития диапира в ранней перми. Отправным моментом палеогеологической реконструкции послужил принцип, согласно которому формирование козырька (наплыва) у активно развивавшихся штоков, к каким относится и Медведовский,

Рис. 29. Палеогеологическая карта подкозырьковых отложений нижней перми, Медведовская площадь.
К о н т у р с о л я н о г о ш т о к а : I – предполагаемый, по данным тематических исследований, 2 – по данным сейсморазведки, 3 – по данным гравиметрии, 4 – по данным электроразведки, 5 – по данным ЭВМ; 6 – область потери корреляции отражающего горизонта Уб (?); 7 – геологические границы подкозырьковых отложений нижней перми; 8 – изопахиты подкозырьковых отложений нижней перми; 9 – скважины (в числителе – мощность подкозырьковых отложений (хемогенных) нижней перми, в знаменателе – мощность соляного козырька); I0 – линия геологического разреза; II – линия сейсмопрофилей

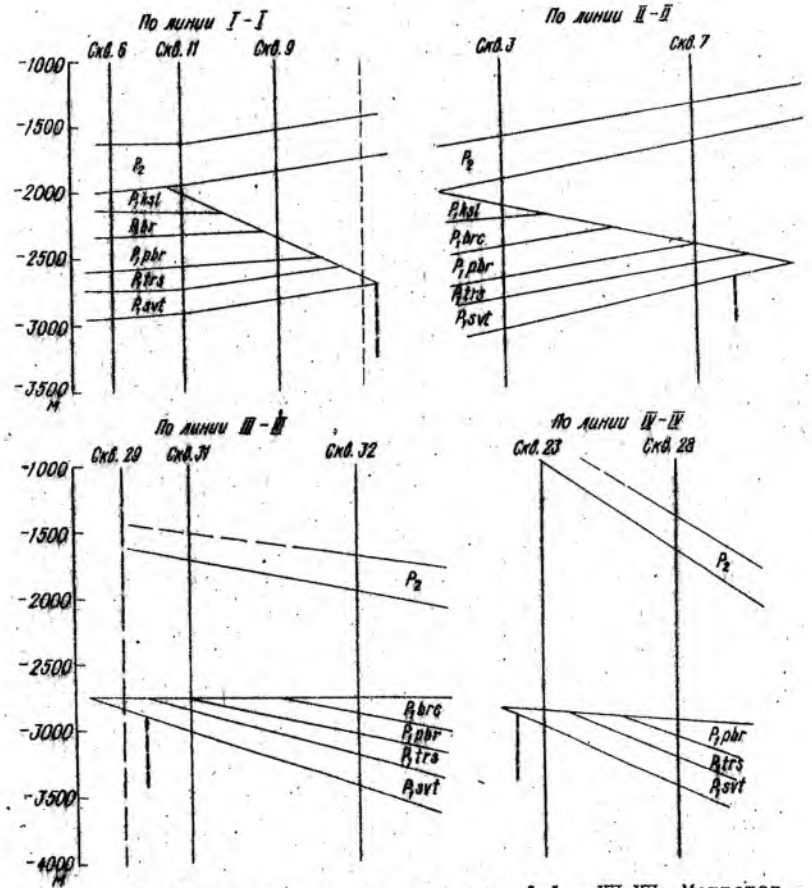
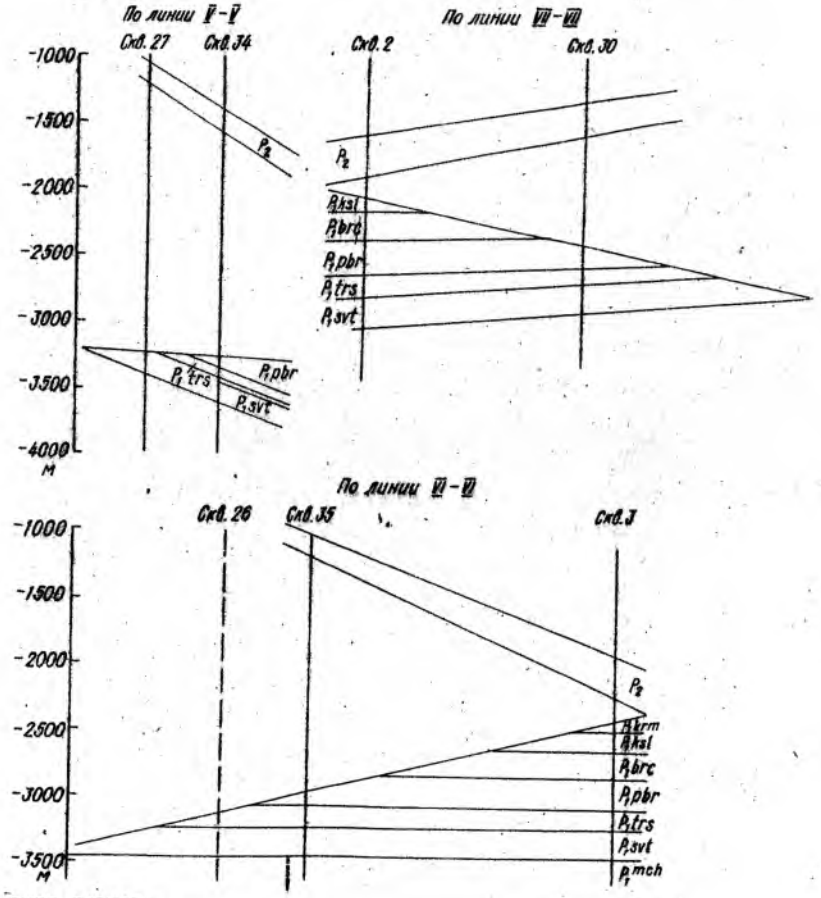


Рис. 30. Геологические разрезы, по линиям I-I - УП-УП, Медведов

началось со времени седиментации святогорской ритмопачки нижней перми. Это подтверждается фактическими данными по скв. 28, 27 и 31, которые под козырьковой солью штока вскрыли отложения святогорской ритмопачки (рис. 29). Аналогичные условия характерны, по-видимому, для всей околоштоковой зоны, так как развитие козырька происходило во все стороны от ножки штока, о чем свидетельствуют закономерное увеличение к периферии мощности соли и омоложение горизонтов нижней перми, залегающих под козырьком.



ская площадь

Выполненные структурные построения показывают, что площадь соляного штока на отдельных участках его контура меньше, чем это устанавливается геофизическими методами. На некоторых участках граница соляной шток - коренные породы, определенная нами, совпадает с геофизической (район юго-восточнее скв. 5 и 23).

В западной части Медведовского поднятия, где развиты максимальные эффективные мощности, размеры терригенного блока увеличиваются за счет сокращения контура соляного штока. Другим таким

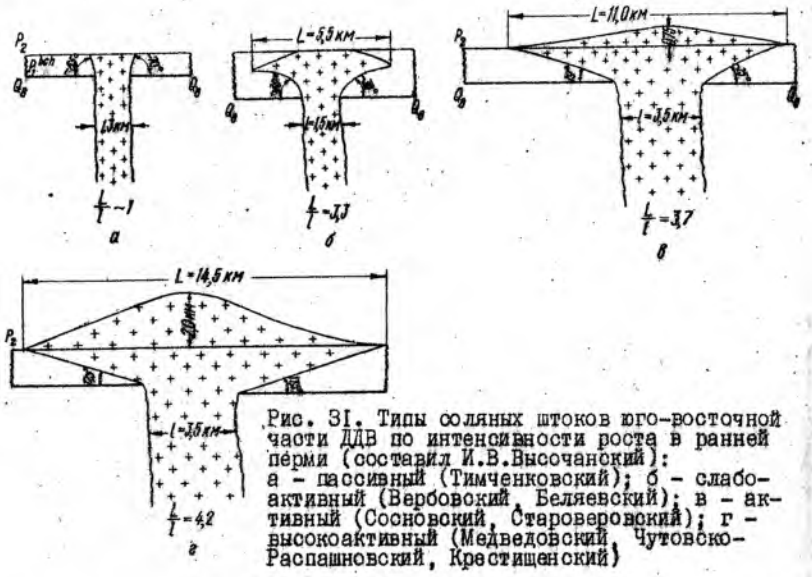


Рис. 31. Типы соляных штоков юго-восточной части ДДВ по интенсивности роста в ранней перми (составил И.В.Высочанский):
а – пассивный (Тимченковский); б – слабоактивный (Вербовский, Беляевский); в – активный (Сосновский, Староверовский); г – высокоактивный (Медведовский, Чутовско-Распашновский, Крестищенский)

участком является восточная часть Медведовского блока, где с учетом структурных построений (рис. 30) установлено, что скв.35, вскрывшая под козырьком породы подбрянцевской ритмопачки, находится на значительном удалении от границы штока.

Нами также выделены перспективные в нефтегазоносном отношении участки в приштоковых зонах Червоноярской, Восточно-Медведовской, Кегичевской и Западно-Сосновской площадей и обосновано заложение поисково-разведочных скважин. Следует, однако, отметить, что указанный методический прием эффективен лишь для исследования соляных штоков, активно развивавшихся в ранней перми.

По степени активности соляных структур в ранней перми выделяются штоки высокоактивные, активные, слабоактивные и пассивные (рис. 31). В высокоактивных и активных диапирах площадь распространения козырьков значительная (14 км в диаметре), угол наклона подошвы соляного козырька сравнительно пологий (17-25°). В слабоактивных и пассивных штоках козырек дугообразный, угол наклона подошвы значительный, площадь распространения небольшая. Поэтому, как уже отмечалось, только активные соляные штоки могут являться объектами для палеогеологического анализа.

Пластовые и массивно-пластовые тектонически экранированные залежи могут быть встречены и в хемогенной толще, особенно на участках, где ее разрез представлен чередующимися терригенными, сульфатно-карбонатными и соляными породами. При этом совершенно не обязательна большая амплитуда нарушений. Ввиду того, что мощность соляных горизонтов бахмутской серии (за исключением краматорской свиты) не превышает 100 м, вполне достаточно нарушения равнозначной амплитуды для образования тектонически экранированной ловушки при наличии, естественно, благоприятных условий (пересечения разрывов под углом, дугообразного изгиба нарушения и т.п.). Для поисков таких ловушек определенный интерес представляют моноклинальные склоны депрессий, а также обширные межгрядовые области, где сохранились от размыва значительные мощности хемогенной толщи, имеющей ритмичное строение. К таким районам относятся прежде всего Бахмутская котловина, моноклинальные склоны севернее Кочубеевско-Алексеевской и южнее Елизаветовско-Беляевской антиклинальных зон.

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛОВУШЕК

Существующие классификации ловушек нефти и газа составлены на основании морфологических и генетических признаков. Из них можно получить достаточно полную информацию о том, какие факторы влияли на структуру, чтобы определенные ее части приобрели качества ловушки, иными словами, каков характер ограничения структуры (антиклинальный перегиб, выклинивание, экранирование нарушением или стратиграфическим несогласием и др.). Однако "теория ловушек", по нашему мнению, не может считаться завершенной, пока не будет изучен и всесторонне рассмотрен второй аспект проблемы, т.е. качественная характеристика ловушек, их способность аккумулировать и сохранять углеводороды в разном объеме. Рассмотрение вопроса именно с такой точки зрения должно предполагать выяснение конкретных геологических условий, влияющих на продуктивность ловушек. Следовательно, должен быть более углубленный подход к вопросу оценки их перспективности для выработки объективных критериев.

Нами на основании обширного фактического материала по месторождениям юго-востока ДДВ предпринята попытка дифференцировать ловушки по вмещающей и аккумулирующей способностям.

В формировании различных генетических типов ловушек и соответственно залежей углеводородов важную роль играют подошвенный

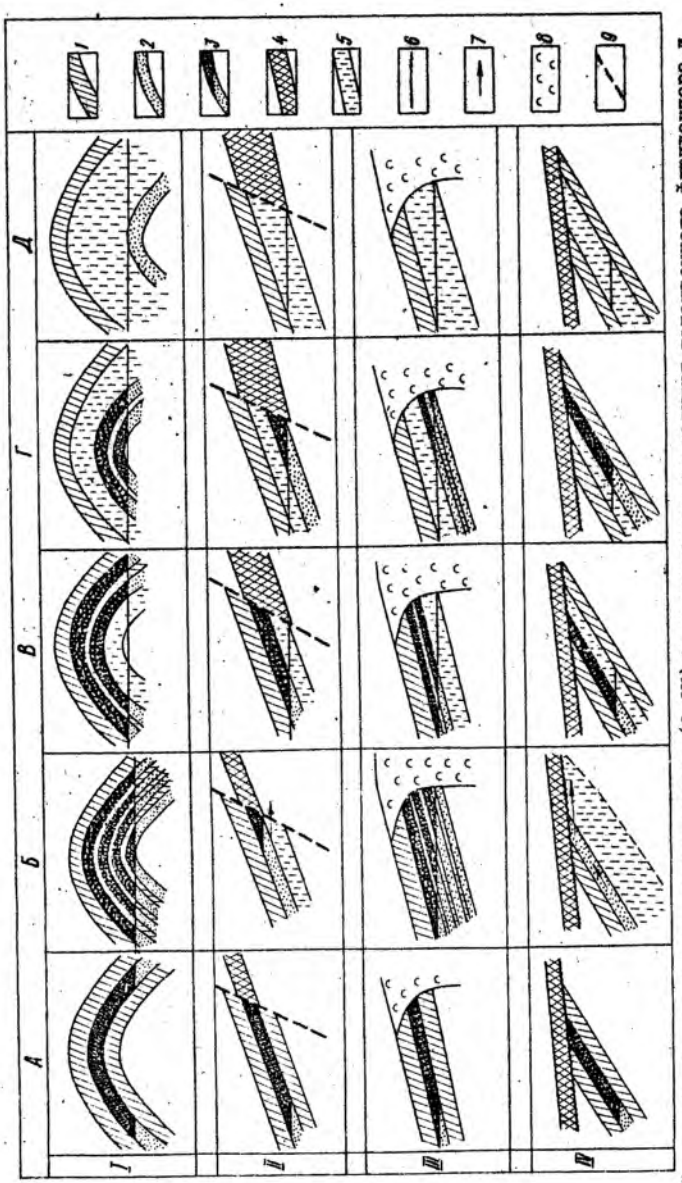


Рис. 32. Типы ловушек углеводородов (I-IУ) в зависимости от наличия подошвенного флюидоупора и промежуточного комплекса (А-Д):
1 - кровельный флюидоупор; 2 - пласт-коллектор; 3 - нефтегазоносный пласт-коллектор; 4 - экранирующие толщи; 5 - промежуточный комплекс; 6 - граница несогласного залегания пород; 7 - направление миграции углеводородов; 8 - соляной шток; 9 - разрывные нарушения

флюидоупор и промежуточный комплекс. На рис. 32 наглядно показана функциональная значимость не только покрышки, но и подстилающего флюидоупора, которые в дальнейшем логичнее и правильнее было бы именовать соответственно кровельным и подошвенным флюидоупорами, тем самым несколько расширив и дифференцировав понятие "покрышка". Существование любой элементарной (единичной пластовой) залежи углеводородов, независимо от ее генетической разновидности (I-IУ-А), обусловлено в одинаковой мере наличием как кровельного, так и подошвенного флюидоупора.

Если в пределах антиклинальной ловушки развит только кровельный флюидоупор, а подстилающая его толща сложена песчаными горизонтами, разделенными породами промежуточного комплекса, то такие условия следует считать наиболее благоприятными для формирования массивно-пластовой залежи с общим нефте- или газоводяным контактом (рис. 32, I-Б). Именно благодаря наличию в юго-восточной части впадины таких условий, оказалось возможным формирование крупнейших массивно-пластовых залежей газа на Шебелинском, Крестищенском, Ефремовском месторождениях и др. Для них характерны наличие кровельного флюидоупора, роль которого выполняют хемогенные отложения нижней перми, и развитие мощных коллектирующих толщ, заключенных в породах промежуточного комплекса.

Подобного рода ловушки, если даже они однотипны и имеют одинаковые геометрические параметры (длину, ширину, амплитуду), могут носить отличительные черты. Так, на рис. 32, I-В и I-Г изображены антиклинальные ловушки с трехкомпонентным строением. В первом случае коллектирующая толща расположена выше промежуточного комплекса, а во втором - ниже. Нетрудно заметить, что это существенно влияет на величину залежи, так как при одной и той же их высоте площади нефтегазоносности не сопоставимы. В данной ситуации целесообразно ввести новое понятие "вмещающая способность ловушки", под которым подразумевается возможность ловушек с одинаковыми геометрическими параметрами аккумулировать различные объемы углеводородов в зависимости от соотношения и мощности коллектирующей толщи и промежуточного комплекса. Вмещающая способность ловушки может быть выражена через отношение истинного объема ловушки к видимому, где под первым следует понимать объем пор и пустот, содержащий флюиды, а под вторым - объем, заключенный между подошвой кровельного флюидоупора и плоскостью, контролируемой структурным порогом (рис. 33).

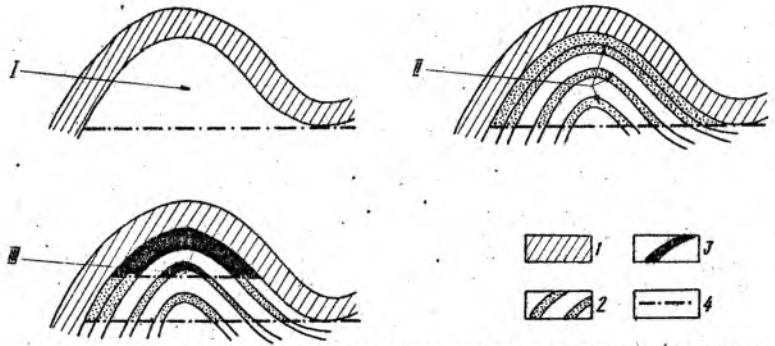


Рис. 33. Принципиальная схема деления объемов ловушки (составил И.В.Высочанский):
I – покрышка; 2 – пласты-коллекторы; 3 – залежи углеводородов; 4 – структурный порог

Максимальной вмещающая способность будет в случае, если в видимом объеме ловушки достаточно широко развиты пласты-коллекторы (см. рис. 32, I-Б). Характерными примерами таких ловушек являются Западно-Крестищенская, Ефремовская, и Кегиевская структуры (рис. 34). Если под кровельным флюидоупором залегает коллектирующая толща, а ниже промежуточный комплекс (см. рис. 32, I-В), то вмещающая способность ловушки будет значительно меньше, а при обратной последовательности (см. рис. 32, I-Г) еще меньше. Если же мощность промежуточного комплекса тождественна высоте ловушки, то в этих условиях ее вмещающая способность будет исчезающе малой и, следовательно, формирование промышленных залежей углеводородов невозможно (см. рис. 32, I, П, Ш-Д). Примером может служить Котляровская структура. В ее сводовой части пробурена скв. I, которая под хемогенной толщей нижней перми (кровельный флюидоупор) вскрыла терригенные отложения нижней перми и верхнего карбона, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками с низкими коллекторскими свойствами. Вся эта толща, залегающая в интервале глубин 3800-4700 м, по данным промыслово-геофизических исследований газонасыщена, однако в результате испытания промышленных притоков газа не получено. Такое явление обычно характерно для промежуточного комплекса, к которому с полным основанием мы относим и эту толщу.

Таким образом, вмещающая способность ловушек может рассматриваться как достаточно информативный признак, по которому возможна

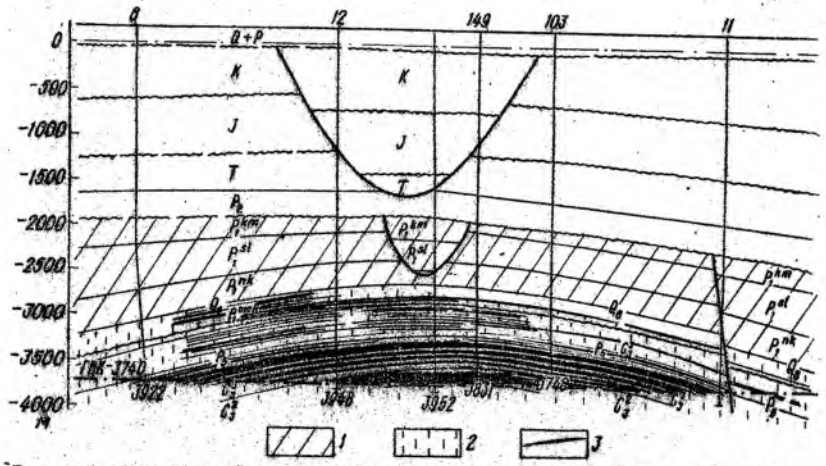


Рис. 34. Поперечный геологический разрез Западно-Крестищенского месторождения:
I – региональный флюидоупор; 2 – промежуточный комплекс; 3 – газоносные пласты

их дифференциация. В зависимости от величины отношения истинного ($V_{ист}$) и видимого ($V_{вид}$) объемов ловушек можно выделить следующие типы (рис. 35):

I. Ловушки с высокой вмещающей способностью, когда коэффициент вмещающей способности К = 0,5-I,0, т.е. истинный объем ловушки приближается к видимому (Западно-Крестищенская, Кегичевская, Ефремовская структуры).

2. Ловушки со средней вмещающей способностью, когда К = 0,25-0,5, т.е. истинный объем достигает половинного значения видимого (Западно-Сосновская структура).

3. Ловушки с низкой вмещающей способностью, когда К = 0,I-0,25, т.е. истинный объем имеет подчиненное значение (Западно-Ефремовская, Западно-Отароверовская структуры).

4. Ловушки с исчезающе низкой, непромышленной вмещающей способностью, когда видимый объем ловушки полностью выполнен промежуточным комплексом, а истинный почти отсутствует (Котляровская структура).

Заслуживают внимания еще такие признаки сравниваемых залежей углеводородов: характер поведения раздела вода-газ (нефть) и распределение пластовых давлений. В пределах залежей I-Б (см.рис.32)

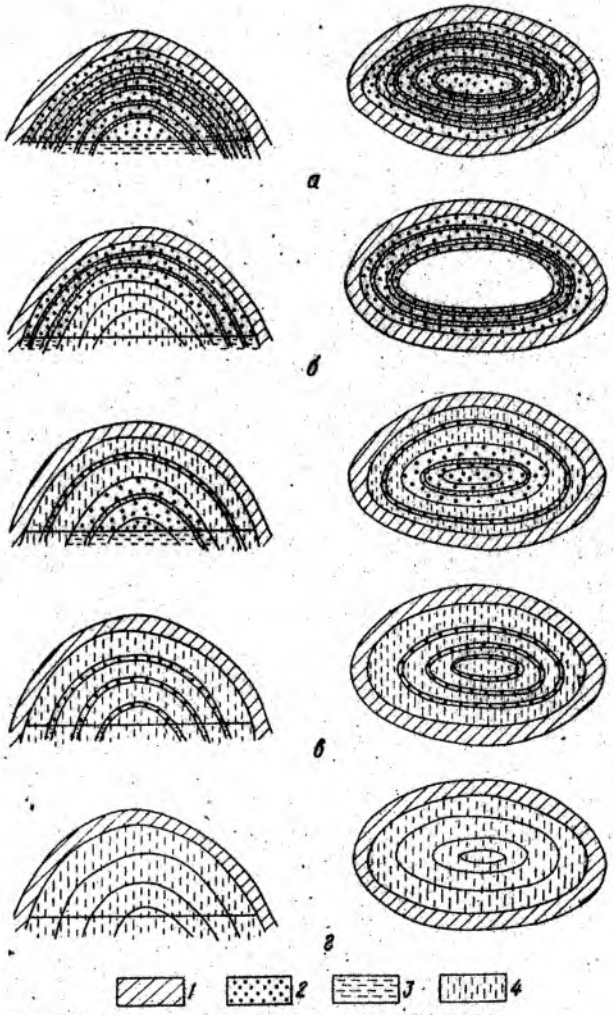


Рис. 35. Типизация ловушек углеводородов.
Ловушка: а – с высокой вмещающей способностью, б – со средней, в – с низкой, г – с исчезающе низкой (непромышленной);
1 – изолирующий кровельный флюидоупор; пласты-коллекторы: 2 – газоносные, 3 – водоносные, 4 – промежуточный комплекс

упомянутый раздел четко фиксируется скважинами на всей площади нефтегазоносности, в пределах залежи I-В – только в периферических частях ловушки, в то время как в центральной ее части плоскость раздела проходит в толще промежуточного комплекса (и как бы теряется). Для залежи I-Г, наоборот, четко прослеживается этот раздел в центральной части ловушки, где его пересекают насыщенные углеводородами пласты-коллекторы, а в периферических частях, где развит и промежуточный комплекс, она устанавливается не столь отчетливо. Учет этого обстоятельства на начальной стадии разведки позволит более отчетливо представить строение месторождения, обеспечить наиболее рациональное размещение скважин и, тем самым, избежать его переразведки.

Распределение пластовых давлений в продуктивной части разреза во всех случаях подчиняется закону массивно-пластовой залежи, т.е. в сводовой ее части избыточное давление, обусловленное разностью плотности воды и углеводородов, а в приконтактной зоне оно примерно равно гидростатическому. В связи с этим при вскрытии скважинами промежуточного комплекса, залегающего над залежью, не исключены нефтегазопроявления с избыточным давлением. Избыточные пластовые давления в апикальной части ловушек будут характерны и для тех случаев, когда промежуточный комплекс полностью заполняет видимый объем ловушек (см. рис. 32, I – IУ-Д). Однако нефтегазопроявления в процессе бурения отнюдь не указывают на промышленные скопления углеводородов. В данном случае прямые признаки нефтегазоносности, какими всегда считались нефтегазопроявления, окажутся ложными. Такая картина установлена при разбуривании ряда площадей в зоне открытых палеозойских структур юго-востока ДДВ. Здесь, при вскрытии среднекаменноугольных отложений ниже 4000 м, были встречены повышенные пластовые давления флюидов и интенсивные газопроявления, но промышленные скопления углеводородов в этих отложениях не выявлены.

Как упоминалось, для формирования пластовой тектонически экранированной залежи необходимым условием является наличие подошвенного флюидоупора (см. рис. 32, П-А). Отсутствие последнего приводит, при прочих равных условиях, к резкому уменьшению залежи, так как в этом случае она контролируется лишь мощностью непроницаемого экрана (рис. 33, П-Б). И действительно, с увеличением мощности экрана объем ловушки, а следовательно, и размеры залежи увеличиваются, но лишь при благоприятной для этого после-

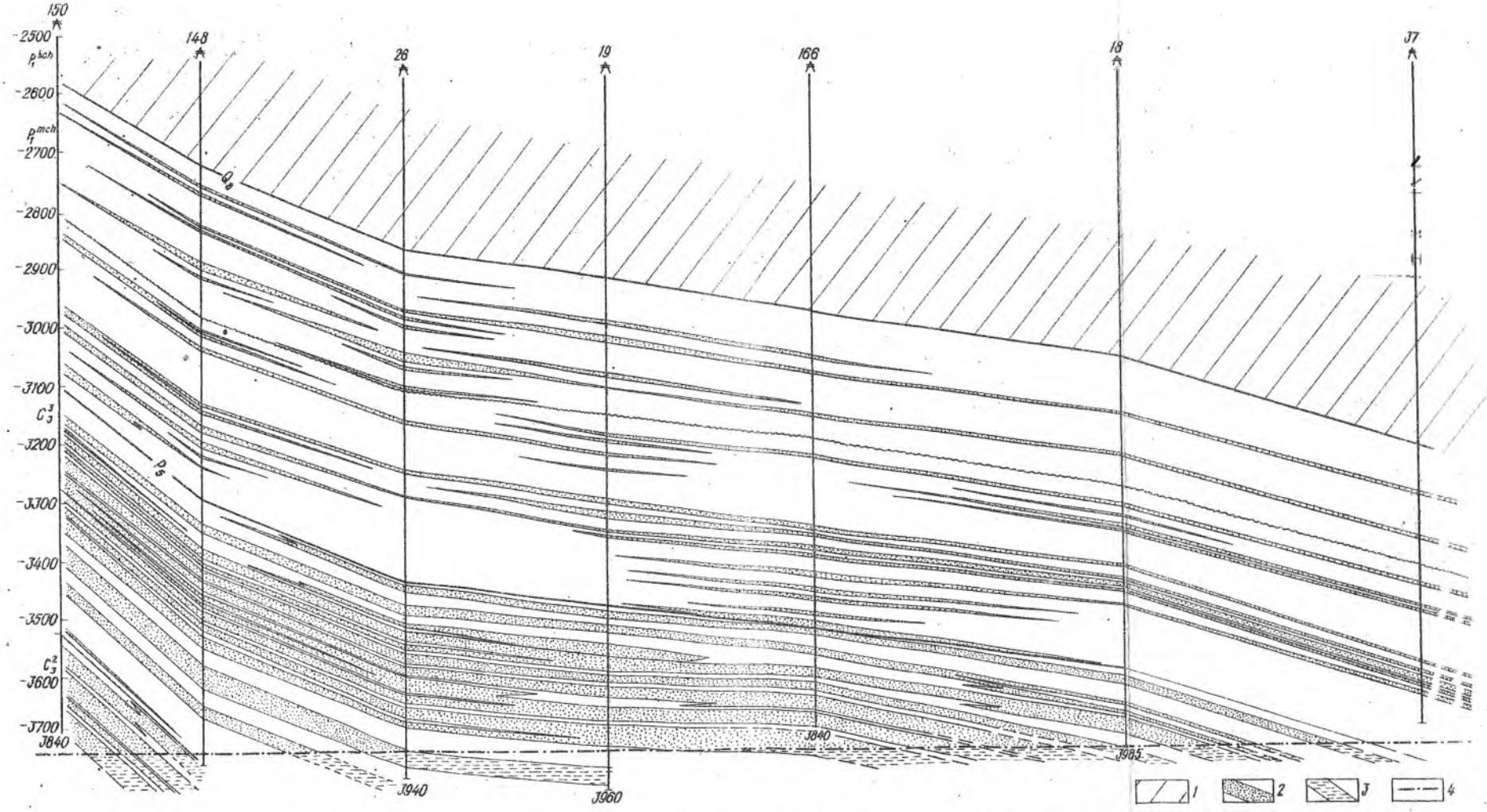


Рис.36. Геологический профиль "развернутого витка спирали", Западно-Крестищенское месторождение (составил И.В.Высочанский):
1 – кровельный флюидоупор, п е с ч а н н ы е п л а с т ы: 2 – газоносные, 3 – водоносные, 4 – газоводяной контакт

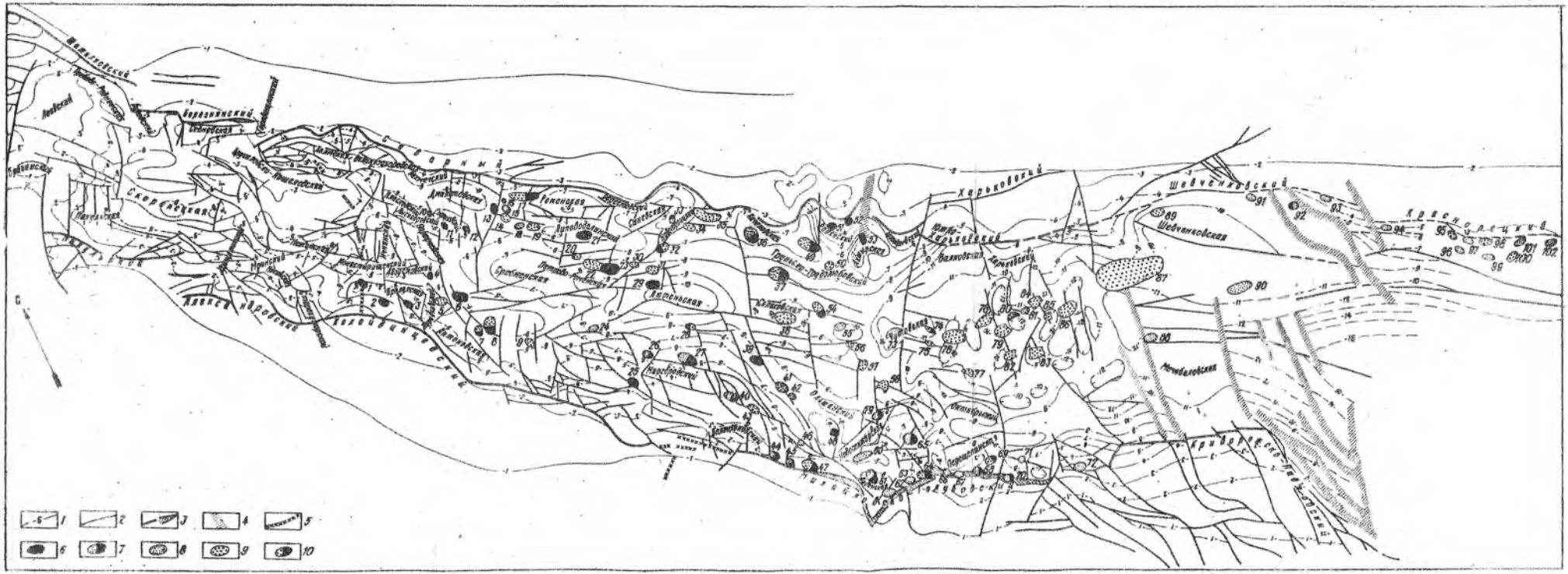


Рис.37. Соотношение месторождений нефти и газа со структурой фундамента ДДВ (строение фундамента – по данным треста "Укргеофизразведка"):
1 – изогипсы поверхности фундамента (в км); 2 – разрывные нарушения, выраженные в рельефе фундамента; 3 – зоны краевых нарушений; 4 – предполагаемые зоны поперечных разломов; 5 – зоны разрывных нарушений в фундаменте, не выраженные в современном рельефе; месторождения: 6 – нефтяные, 7 – нефтегазовые, 8 – газовые, 9 – газоконденсатные, 10 – нефтегазоконденсатные

довательности залегания компонентов ловушки (см. рис. 32, П-В). При другом варианте напластования (см. рис. 33, П-Г) даже при значительной мощности экрана вмещающая способность ловушки резко падает.

Для залежей, экранированных соляным штоком (см. рис. 32, Ш), отмечается полная аналогия со сводовыми залежами. Подошвенный флюидоупор играет здесь двойственную роль: его наличие обусловливает формирование пластовых залежей, а отсутствие - массивно-пластовых залежей. В зависимости от последовательности залегания коллектирующей толщи и промежуточного комплекса резко меняется вмещающая способность (см. рис. 32, Ш-В, Г).

Особое значение имеет подошвенный флюидоупор при формировании стратиграфически экранированных залежей (см. рис. 32, IУ-А). Если для рассмотренных выше трех типов залежей отсутствие подошвенного флюидоупора является фактором формирования массивно-пластовых залежей (I-Б, Ш-Б) или уменьшения их размера (П-Б), то образование стратиграфически экранированной залежи при этих условиях принципиально невозможно. Мигрирующие по проницаемому пласту углеводороды не встречают условий для накопления и рассеиваются, проникая через промежуточный комплекс за пределы ловушки (IУ-Б). Различная последовательность залегания коллектирующей толщи и промежуточного комплекса существенно не сказывается на вмещающей способности ловушки.

Итак, наличие подошвенного флюидоупора, с одной стороны, является обязательным условием для формирования пластовой залежи, с другой, - исключает возможность формирования массивно-пластовой залежи, и, наоборот, его отсутствие есть непременное условие для образования последней, но исключает возможность образования стратиграфически экранированной залежи.

Двоякую функцию выполняет и промежуточный комплекс: обязательный компонент для формирования массивно-пластовой залежи, он всегда отрицательно влияет на вмещающую способность ловушки, изменяя ее степень в зависимости от мощности и места в системе напластования.

Флюидоупорные свойства покрышек и экранов, как известно, определяют способность ловушек аккумулировать углеводороды и сохранять их скопления. Одновременно способность ловушки аккумулировать углеводороды в промышленных или непромышленных объемах

Таблица 5. Классификация ловушек по аккумулирующей способности

Класс	Подкласс	Краткая характеристика
Аккумулирующие	Термичные	Кровельный флюидоупор герметичен. Эффективный объем ловушки приближается к истинному или равен ему
	Полугерметичные	Кровельный флюидоупор полугерметичен. Эффективный объем всегда меньше истинного
Промышленно не аккумулирующие	С исчезающе низкой вмещающей способностью	Кровельный флюидоупор герметичен или полугерметичен. Видимый объем ловушки полностью выполнен промежуточным комплексом; истинный объем отсутствует
	Расположенные вне путей миграции углеводородов	Ловушка расположена в неблагоприятных условиях с точки зрения миграции (вертикальной или латеральной)
Неаккумулирующие	С неблагоприятными гидродинамическими условиями	Ловушка расположена в зоне интенсивного движения подземных вод
	С неблагоприятными гидротехническими условиями	Ловушка расположена в зоне, где подземные воды неблагоприятны для консервации углеводородов
	С неблагоприятными термальными условиями	Ловушка расположена в зоне высоких температур, обусловливающих деструкцию углеводородов

зависит прежде всего от вмещающей ее способности. Однако в природе известны случаи, когда ловушки обладают казалось бы всеми необходимыми свойствами для того, чтобы содержать нефть и газ, и в то же время являются "пустыми", а точнее заполненными водой. Причинами этого могут служить факторы и явления, препятствующие попаданию углеводородов в ловушки или создающие неблагоприятные условия для их сохранения, т.е. приводящие к их деконсервации.

Краткая характеристика и классификация ловушек по аккумулирующей способности даны в табл. 5.

Одним из методических приемов, направленных на повышение эффективности геологоразведочных работ, в том числе при разведке массивно-пластовых залежей, является определение газоводяного контакта по данным испытания первой скважины (Зильберман и др., 1969), который применялся на месторождениях юго-восточной части ДДВ.

Это давало возможность с необходимой точностью определить абсолютную отметку газоводяного контакта и примерный контур газоносности. Наиболее полной была информация о контуре нефтегазоносности только для массивно-пластовых залежей, приуроченных к ловушкам с высокой вмещающей способностью (см. рис. 35). Для ловушек со средней и низкой вмещающей способностью установление положения газоводяного контакта может означать возможность определения видимого их объема, т.е. горизонтальной плоскости, контролируемой структурным порогом ловушки. Что касается контура нефтегазоносности, то он оказывается самым различным. Поэтому, если для ловушек с максимальной вмещающей способностью после бурения первой сводовой скважины наиболее приемлема схема разбуривания, предложенная ВНИГНИ (Габриелянц и др., 1974), то для других ловушек она может оказаться непригодной. Для наиболее оптимального заложения второй и последующих скважин предлагается построение карт среза по плоскости газоводяного контакта (см. рис. 35). Карта среза для ловушки со средней вмещающей способностью отражает внешний и внутренний контуры залежи, которая хотя и является массивно-пластовой, но по особенностям соотношения коллектирующей толщи и промежуточного комплекса приобретает сходство с пластовой. Такая карта на начальном этапе разведки, естественно, будет условной, но целесообразность ее использования для заложения последующих скважин несомненна. Учитывая необходимость равномерного освещения залежи по площади, последующие скважины следует располагать как в присводовой, так и в периферических частях структуры, где происходит постепенное ее срезание газоводяным контактом. При этом расположение скважин на разных гипсометрических уровнях должно осуществляться в таком порядке, чтобы они напоминали виток спирали с вершиной в сводовой части. Такое расположение скважин обеспечит кроме построения поперечных и продольных профилей составление профиля "развернутого витка спирали". Последний целесообразно выполнять только для освещения строения продуктивной части разреза, где в приемлемом масштабе показывается общая картина постепенного изменения литолого-физических свойств пород от свода к периферии структуры. Пример такого профиля показан на рис. 36.

Карта среза для ловушек с низкой вмещающей способностью отражает распространение контура нефтегазоносности основной залежи, который может располагаться в центральной части ловушки, будучи окаймленным промежуточным комплексом. Вполне естественно, что наличие такой карты позволит с большей целенаправленностью вести бурение последующих скважин, не допуская заложения их в пределах развития промежуточного комплекса.

Ловушки с минимальной вмещающей способностью, отнесенные достоверно к этой группе по методу аналогии или на основании прямых методов, вводить в бурение нецелесообразно. Если же степень предварительной оценки перспективности структур недостаточна, то бурение одной поисковой скважины для получения промыслово-геофизической характеристики вскрытого разреза неизбежно. Отсутствие залежей в сводовой части ловушки будет свидетельствовать о бесперспективности их поисков в периферических частях, так как наличие литологического ограничения в условиях развития промежуточного комплекса практически исключено.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Все исследователи считают, что вопрос закономерностей образования и размещения месторождений нефти и газа, в частности ДДВ, связан непосредственно с общей проблемой происхождения нефти и газа, их миграцией и аккумуляцией в земной коре. Большинство ученых опираются на представления о биогенном образовании нефти и газа из рассеянного в осадках органического вещества. Часть из них этот вопрос рассматривают с позиций синтеза нефти и газа в условиях мантии Земли. Отметим, что советская геологическая наука в этом отношении занимает ведущее положение в мире, а идеи советских ученых отражают наиболее современные суждения по проблемным вопросам нефтегазовой геологии.

Среди концепций органического происхождения нефти и газа наиболее популярна среди геологов-нефтяников осадочно-миграционная теория, разработанная Н.Б.Вассоевичем (1967, 1969, 1972, 1975). По данной концепции основная роль в образовании нефти и газа принадлежит термокаталитическому и термическому преобразованиям диспереного органического вещества в процессе катагенеза пород. Главная фаза нефтеобразования, соответствующая средней стадии катагенеза, осуществляется на глубинах 1,5-3 км при температурах 60-130°С. В стадию позднего катагенеза на глубинах 3-6 км при температурах 160-170°С происходит главная фаза газообразования. Высвобождающиеся при этом дегидратационные воды растворяют рассеянные органические компоненты пород и вместе с газами обусловливают миграцию их в породы-коллекторы.

Многие исследователи (М.Ф.Мирчинк, В.А.Соколова, А.А.Трофимук, С.П.Максимов, С.Г.Неручев, А.Э.Конторович, В.С.Вышемирский, А.М.Акрамхаджаев и др.) считают, что происхождение нефти и газа связано с биохимическими, термокаталитическими и термическими превращениями органического вещества при погружении пород на глубины 2-8,5 км. При этом легкие углеводороды образуются в результате метаморфизма высокомолекулярных соединений нефти. Миграция рассеянной нефти и газа и аккумуляция их в залежи обусловлена диффузией и микропрорывами, а затем выделением их из растворов при изменении физико-химических условий в латеральном и вертикальном направлениях.

В.С.Вышемирский, А.Э.Конторович и А.А.Трофимук (1971) на основе экспериментальных исследований пришли к выводу, что миграция нефти и газа осуществляется в основном в виде эмульсий и суспензий. В своей работе они отмечают, что если миграция мелких скоплений нефти в свободном состоянии в поровом пространстве не реальна, а миграция нефти в истинных коллоидных и газовых растворах требует специфических условий, часть из которых в природе создается довольно редко, то миграция битумоидов во взвешенном состоянии, в виде водных эмульсий и суспензий, может осуществляться в больших масштабах и практически в любых условиях.

А.А.Бакиров, З.А.Табасаранский и другие (1975) на основании анализа закономерностей скоплений нефти и газа на молодых платформах доказывают, что выделение главных фаз нефте- и газообразования не согласуется с фактическими данными размещения запасов нефти и газа по интервалам глубин. По их сведениям, 85% запасов нефти и газа гигантских зон нефтегазонакопления, содержащих свыше 75% выявленных запасов углеводородов, приурочены к интервалам глубин 1-3 км, в том числе 52% выявленных запасов нефти - к глубинам от 1 до 2 км. Исходя из этого А.А.Бакиров с соавторами полагают, что в пределах отдельных нефтегазоносных провинций генерация нефтяных углеводородов происходила в несколько этапов (циклов). Следовательно, должно было существовать несколько главных фаз нефте- и газообразования. Однако такое явление в природе не установлено, поэтому выделение своеобразных фаз в процессах генерации нефтяных углеводородов вряд ли обосновано. А.А.Бакиров с соавторами отрицают исключительную газоносность больших глубин и считают их бесперспективными или малоперспективными в отношении нефтеносности.

Против выделения главной фазы газообразования в позднюю стадию катагенеза на глубинах 5-7 км высказываются также Ф.А.Алексеев, В.П.Строганов, Л.М.Зоркин и другие исследователи.

Ф.А.Алексеев (1974, 1978) на основании изотопных исследований в схеме зональности нефтегазообразования выделяет: верхнюю зону биохимического метанообразования ($\delta^{13}C$ = -5,8 ÷ -9,5‰) на глубинах до 1,5-1,8 км; зону биокаталитического нефтегазообразования ($\delta^{13}C$ метана = -2,5 ÷ -5,8‰) на глубинах более

I,8 км; зону метаморфического газо- и графитообразования на глубинах более 7 км. По изотопным данным Ф.А.Алексеев в нефтегазоносных бассейнах предлагает возможное выделение районов нефтяного ($\delta^{13}C$ метана = -3,5 + -5,8%) и газового ($\delta^{13}C$ метана = = -2,5 + -4,0%) накопления.

В.В.Вебер (1978) доказывает возможность образования не только газа, но и нефти при диагенезе органического вещества осадков. В качестве примеров он приводит газоносность ашеронских верхнеплиоценовых отложений Восточного Азербайджана, скопления газа на глубинах 400-500 м в эоценовых отложениях Северного Устюрта, на глубине 200 м в неогеновых отложениях Прикаспия, в сеноманских отложениях северной части Западной Сибири и в хадумских отложениях Ставрополья, залежи нефти и газа в отложениях плейстоцена Луизианского шельфа Северной Америки и др.

Характеризуя зональность в размещении районов нефтяного и газового накопления, большинство исследователей органического направления считают, что нефть - продукт преобразования сапропелитовой органики, а газ - гумусовой. Отдельные исследователи, в частности Н.А.Еременко, И.И.Аммосов и др., зональное размещение чисто нефтяных и чисто газовых месторождений объясняют соотношением минеральных и органических компонентов нефтегазоносных толщ. По их мнению, в газоносных толщах глинистая часть пород представлена ассоциацией разбухающих минералов (монтмориллонита или смешанно-слоистых) и гидрослюдой при обязательном наличии каолинита в преимущественно гумусовой и лептохлоритовой фациях, т.е. в слабо восстановительной или субокислительной среде. Нефтеносные комплексы осадков по ассоциации глинистых минералов близки к газоносным, но в этом случае непременным условием для генерации нефти из сапропелитовой органики является сугубо восстановительная среда. Эти условия не благоприятствуют широкому развитию каолинита. Количество его в нефтегазоносных комплексах заметно возрастает лишь в зонах перерывов в осадконакоплении, т.е. при нарушении восстановительной среды.

Отметим, что в последнее время многие исследователи предлагают гипотезы о высокотемпературном образовании нефти. Это гипотеза глубинно-биогенного происхождения нефти Ш.Ф.Мехтиева (1969), гипотезы высокотемпературного органического образования нефти Н.П.Туаева (1968) и А.В.Кудельского, К.И.Лукашева (1974). Все они придерживаются мнения, что преобразование органического вещества,

захороненного в осадках, в нефть может происходить только под воздействием высоких температур. Поэтому Ш.Ф.Мехтиев считает, что осадки, содержащие органическое вещество, должны находиться на глубине не менее 10 км. Н.П.Туаев доказывает наличие в земной коре очагов-реакторов, связанных с поясами глубинных разломов, в которых при температурах 400-500°С происходит пиролиз органического вещества. Продукты пиролиза, по его мнению, под напором давления по пути миграции в разных физико-химических и термодинамических условиях переходят в жидкофазное состояние. Образовавшиеся таким образом конденсаты и сопутствующие им компоненты при каталитическом воздействии на них минерального вещества пород преобразуются в природную нефть. А.В.Кудельский и К.И.Лукашев считают, что образование "миграционно-способных нефтяных углеводородов из рассеянного в породах органического вещества происходит в условиях жесткого термолиза при температурах свыше 150-200°С" (с.127). Миграция нефтяных углеводородов осуществляется в надкритических гомогенных газожидкостных смесях. Их аккумуляция происходит в результате прорывов "облаков" газожидкостных смесей по зонам тектонических разломов в верхние части осадочных толщ, где в пластовых условиях вследствие процессов фазовой дифференциации, конденсации и полимеризации относительно простых молекул углеводородов и углеводородных радикалов формировалась собственно нефть.

Как видим, среди сторонников органического происхождения нефти существует большое количество вариантов, в соответствии с которыми предусматриваются различные процессы генерации нефтяных углеводородов.

Концепция неорганического происхождения нефти и газа на новом этапе своего развития во многом согласуется с современными представлениями об эволюционном развитии Земли и с общими закономерностями образования и размещения месторождений полезных ископаемых. В частности, она координируется с современными взглядами на взаимосвязь развития земной коры и верхней мантии, с новым учением о разломной тектонике, с химической термодинамикой, суждениями о геодинамических процессах верхней мантии и их влиянии на тектонику земной коры.

Как известно, изучение проблемы взаимосвязи развития земной коры и верхней мантии и проблемы строения океанического дна значительно обогатило геологическую науку, дало возможность по-новому рассматривать процессы развития земной коры и формирования ее отдельных геотектонических элементов.

Доказано, что гравитационная и геохимическая дифференциация вещества мантии является основным процессом эволюционного развития Земли и вместе с тем главным источником энергии тектонических движений и магматизма (Артюшков, 1970; Сорохтин, 1972, 1974; Субботин, 1968).

А.П.Виноградов (1962) на основании теоретических и экспериментальных исследований один из первых высказал мысль о том, что земная кора есть продукт выплавления и дегазации вещества мантии в процессах, аналогичных зонной плавке, т.е. продукт постепенного выплавления относительно легких компонентов.

Геофизики и геохимики предложили новые модели развития Земли. Так, С.И.Субботин (1968) на основании новой интерпретации гравиметрических измерений и данных ГСЗ разработал механизм развития отдельных геоструктурных элементов земной коры во взаимодействии с фазовыми, полиморфными преобразованиями и химическими перестройками вещества мантии.

А.А.Маракушев и Л.Л.Перчук (1974) разработали термодинамическую модель флюидного режима Земли, согласно которой осуществление магматических и метаморфических процессов происходит вследствие дегазации внутренних оболочек Земли, возникающей при снижении давления во время образования глубинных разломов. Термодинамическими расчетами они показали, что при отсутствии разрывных дислокаций метаморфизм осадочных толщ не происходит даже при погружении их на глубины до 20-25 км, поскольку давление вышележащих пород распространяется в равной мере как на твердые фазы, так и на заключенные в них газовые и жидкие флюиды. Это создает термодинамически закрытую систему в отношении летучих компонентов. В таком случае процессы метаморфизма затруднены вследствие высокого флюидного давления и соответственно высоких парциальных давлений H_2O и CO_2, препятствующих дегидратации и декарбонатизации минералов. Только тектонические движения глубинного заложения, по мнению А.А.Маракушева и Л.Л.Перчука, увеличивают проницаемость пород, что обусловливает разное давление и способствует образованию восходящих флюидных потоков подкорового происхождения, стимулирующих магматизм и метаморфизм.

Доказано, что с ростом температуры сложные соединения типа CH_4, C_2H_6, CO_2, H_2O вытесняются газами более простого состава CO, H_2, но давление оказывает обратное влияние, способствуя образованию углеводородов во флюидах (CH_4, C_2H_6, C_3H_8,

C_4H_{10} и др.). Режимом высокого давления объясняется сохранность углеводородных соединений во включениях в минералах мантийного происхождения и в минералах углистых метеоритов (хондритов). Считается также, что высокое давление обусловило наличие в метеоритах алмазов и карбидов металлов - муассанита (SiC) и когенита (Fe_3C). Отметим, что в метеорите Мурчисон (Австралия) современными методами исследований установлены углеводороды, содержащие в своем составе парафины, нафтены и ароматические соединения. Исследования продуктов извержений вулкана Тятя на острове Кунашир (Курильские о-ва) и вулкана Толбачек на Камчатке показали наличие в них органических соединений. По данным Е.К.Мархинина (1977), во всей массе эвенильного пепла, выброшенного за двухнедельный период извержения вулкана Тятя, содержалось около 140 тыс. т неочищенного от элементарной серы вулканического органического вещества, которое состояло из углеводородов и их производных. В гидротермальных растворах кальдеры Узон на Камчатке кроме CO_2, H_2, CH_4 установлены также типичные углеводороды и пленка нефти (Н.С.Бескровный, Б.А.Лебедев, 1971).

Экспериментальными исследованиями петрологического характера установлено, что для мантийных пород характерны восстановленные флюиды с высоким содержанием H_2, CO, CH_4 и других углеводородов, которые в приповерхностных условиях испытывают частичное окисление с образованием H_2O и CO_2. Это приводит к развитию процессов карбонатизации и гидротермального изменения пород. Зоны тектонической активности земной коры отличаются устойчивым восстановительным режимом флюидов, компоненты которых фиксируются в различного типа породах данных зон (Ф.А.Летников, 1975).

Н.П.Семененко (1975) предложил геохимическую кислородно-водородную модель Земли. По его представлению, внутреннее ядро Земли сложено гидридами и карбидами металлов. Во внешнем ядре осуществляется их распад с выделением водорода и углерода. В процессах конвективных перемещений вещества нижней мантии они накапливаются в астеносферном слое верхней мантии, образуя смеси силикатов железа и магния. Здесь же наряду с сульфидами металлов и самородным железом накапливаются летучие компоненты H_2, CO_2, H_2O, CH_4 и др. В локальных зонах летучие компоненты способствуют выплавлению и образованию подвижных флюидов, устремляющихся в земную кору. Н.П.Семененко обращает внимание на то, что со-

отав флюидов изменяется в зависимости от температуры и давления также в условиях земной коры. В нефелинах, сиенитах, полевых шпатах ранней глубинной минерализации отмечается увеличение содержания углеводородов и, наоборот, в апатитах, образовавшихся в условиях более низкого давления, содержание углеводородов уменьшается. Примером служат нефелиновые породы Хибин, в которых содержание углеводородных газов достигает 50,3 $см^3$/кг, в сиенитах - 20,5, в апатитовых породах - 4,3 $см^3$/кг.

В.Н.Ларин (1975) обосновал геохимическую концепцию изначально гидридной Земли. Согласно его представлениям, внутреннее ядро Земли сложено гидридами металлов, а внешнее - металлами с растворенным в них водородом. При переходе последних в металлы нижней мантии осуществлялось разуплотнение недр и образование струйных потоков водорода, которые, устремляясь в область астеносферы, обусловливали разного характера геохимические и геодинамические процессы. Продукты геохимических преобразований вещества астеносферы в виде флюидов в астенолитах по глубинным разломам земной коры проникали к поверхности. Он, также как А.П.Виноградов, считает, что основная масса воды гидросферы Земли выделилась из глубинных очагов мантии.

В.И.Вернадский (1960), высказываясь по поводу внутреннего строения Земли, отмечал: "Наши представления о термодинамических и химических условиях глубин нашей планеты заставляют нас видеть в них среды, благоприятные для существования водородистых тел. Здесь активность химических реакций уменьшается, роль кислорода быстро сходит на нет, начинают преобладать металлы типа железа и, по-видимому, растет количество водорода. В тоже время температура и давление повышаются. Все это должно привести к сохранению в этих глубинах водородистых соединений и в том числе растворов водорода в металлах"(Избр. тр. Т. 5. М: Изд-во АН СССР,с.322).

А.А.Кодык, Е.Б.Лебедев, Н.И.Хитаров (1971) доказывают, что для основных магм мантийного происхождения концентрация воды может достигать 5-7%. Это подтверждается данными экспериментальных исследований, показывающих способность магм к растворению воды при высоких давлениях. Например, насыщение расплава форстерита водой на глубине 60 км происходит при ее концентрации, равной 20%.

Н.И.Хитаров (1976) отмечает, что разуплотнение, развивающееся снизу вверх в верхней мантии, ведет к образованию относительно

узких, ослабленных в тектоническом отношении зон, которые способствуют возникновению конвекционных потоков и осуществляют теплоперенос внутримантийных флюидов.

Геофизические исследования, особенно ГСЗ, привели к созданию новых геофизических моделей Земли и углублению учения о тектонических разломах земной коры. Согласно наиболее обоснованной геофизической модели Земли Гутенберга в ее разрезе выделяют: земную кору (средняя мощность 33 км) и зоны верхней мантии - до глубин 410 и 1000 км. Эти зоны включают сейсмический волновод,или астеносферу, на глубинах от 50-100 км под океанами и до 200-400 км под континентами. Затем следует нижняя мантия, которая подразделяется на мезосферу $Д_1$ на глубинах от 1000 до 2700 км и мезосферу $Д_2$ - от 2700 до 2900 км. Ниже расположены внешнее ядро на глубинах от 2900 до 4980 км, переходная зона - от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро - от 5120 до 6370 км. Земная кора и верхняя часть верхней мантии до астеносферы объединяются в литосферу. Таким образом, в разрезе Земли выделяются: литосфера, астеносфера, мезосфера, внешняя и переходная зоны и центральное ядро. Считается, что все геосферы Земли находятся в геодинамическом взаимодействии.

Учение о глубинных разломах (Sonder, 1938; Hills, 1947; Пейве, 1956а, 1956б, 1960; Moody, Hill, 1956; Бондарчук, 1961; Чебаненко, 1963 и др.) широко признано и оформилось в самостоятельную науку - разломную тектонику. Все исследователи признают, что основные закономерности развития земной коры и ее строение обусловлены разломной тектоникой.

Учение о разломной тектонике широко используется в прикладных геологических науках и, в частности, в нефтегазовой геологии (Кудрявцев, 1963; Линецкий, 1965, 1974; Гаврилов, 1975; Доленко и др., 1976; Гавриш, 1978 и мн. др.). Геологи-нефтяники придают разломам большое значение при изучении региональной тектоники нефтегазоносных провинций, выяснении условий осадконакопления и закономерностей распространения пород-коллекторов нефти и газа, рассматривая их как основные пути миграции нефтяных углеводородов в процессе формирования нефтяных и газовых месторождений. Так, Н.А.Кудрявцев (1963) считает, что"глубинные разломы не только создают благоприятные структуры для накопления нефти и газа, но и являются теми путями, по которым происходит миграция углеводородов из глубоких недр Земли" (с. 69).

В.Ф.Линецкий, анализируя пути миграции флюидов в земной коре, приходит к заключению, что "глубинные разломы, пересекающие

земную кору, служат основными путями перемещения больших масс нефти из глубинных очагов ее образования в верхние слои земной коры. Формирование промышленных залежей нефти, подчиненных отдельным структурам, обусловливается тектоническими разрывами локального характера, генетически связанными с образованием самой структуры"(1965, с. 181).

В.П.Гаврилов на обширном фактическом материале по отдельным нефтегазоносным провинциям земного шара показал влияние региональных разломов на формирование зон нефтегазонакопления. Применительно к Карпатской нефтегазоносной провинции глубинные разломы рассматриваются как один из главных геоструктурных элементов земной коры, определивших создание Предкарпатского и Закарпатского прогибов в Карпатской геосинклинальной области и влиявших на протяжении всей истории геологического развития на структурно-тектонические и литолого-фациальные особенности их строения. Доказывается также значение глубинных разломов в миграции нефти и газа из мантийных очагов генерации к поверхности, где в благоприятных структурных, фациальных и гидрогеологических условиях осуществлялось формирование нефтяных и газовых месторождений.

В.К.Гавриш, характеризуя роль глубинных разломов в миграции нефти и газа, заключает: "Объективное рассмотрение сетки глубинных разломов и размещения месторождений нефти и газа более 35 регионов мира показало, что глубинные разломы, осложняющие нефтегазоносные бассейны, в аккумуляции нефти и газа в целом играют положительную роль"(1978, с. 124).

Итак, на современном этапе познания геологии и условий нефтегазоносности земного шара большинство ученых и специалистов-практиков признают определяющее значение глубинных разломов в тектоническом строении и закономерностях образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Касаясь классификации глубинных разломов, В.В.Федынский предложил подразделять их на коровые-неглубинные, достигающие поверхности Конрада на границе гранитного и базальтового слоев, коровые-глубинные, проникающие до поверхности Мохо, и сверхглубинные, достигающие астеносферного слоя верхней мантии. Коровые разломы, кроме того, он подразделяет на вертикальные и субвертикальные, горизонтальные и субгоризонтальные.

По природе возникновения и развития среди глубинных разломов выделяют также экзогенные и эндогенные (Шаблинская, 1975,

1977; Доленко, 1975, 1976). Экзогенные разломы зарождаются на поверхности и развиваются на глубину, вследствие чего амплитуды смещения пород по ним максимальны на поверхности и уменьшаются с глубиной. Эндогенные разломы зарождаются в условиях астеносферного слоя мантии и развиваются к поверхности, в связи с чем их амплитуды уменьшаются. В пределах нефтегазоносных провинций они фиксируются в основном в породах фундамента и в нижних структурно-тектонических этажах пород осадочного чехла.

Экзогенные разломы относятся преимущественно к продольной системе разломов, обусловливавшей дробление земной коры и опускание ее на глубину в начальные этапы геотектонического развития нефтегазоносных провинций. Эндогенные разломы образуют в основном поперечную систему разломов нефтегазоносных провинций, возникших, а во многих случаях возродившихся древних нарушений, на инверсионном (орогенном) этапе геотектонического развития территории. Образование их вызвалось неравномерным накоплением осадков по простиранию провинций и образованием в этой связи поперечных поднятий и депрессий.

Пересматривая обширный материал по нефтегазоносным провинциям земного шара, мы склонны приписать основную роль в миграции мантийных углеводородов к поверхности глубинным разломам эндогенного происхождения.

Отмеченные достижения геологической науки в познании общих законов развития земной коры и верхней мантии в их взаимосвязи и взаимообусловленности значительно укрепили теоретические позиции представлений о неорганической мантийной природе нефти и газа, миграции их по глубинным разломам земной коры и аккумуляции в благоприятных структурно-тектонических и литолого-фациальных условиях осадочного чехла (Кудрявцев, 1972, 1973; Порфирьев, 1961, 1964; Доленко, 1966, 1971, 1975; Гринберг, 1966, 1971, 1975; Чекалюк, 1966, 1971а, 1971б, 1975).

В свете новой теории тектоники литосферных плит и нового учения о геосинклинальных областях и расширении континентов нами разработана геолого-геохимическая модель развития нефтегазоносных провинций и формирования нефтяных и газовых месторождений. Данная модель отражает комплексный подход к решению проблемы, т.е. учитывает во взаимодействии геологические, геофизически и геохимические ее стороны. Основная ее сущность сводится к следующему.

Образование нефтегазоносных провинций непосредственно связано с развитием геосинклинальных областей и обусловлено процессами астеносферы мантии Земли. Нефтегазонакопление происходило в предгорных прогибах, внутригорных впадинах, на платформенных склонах, примыкающих к геосинклиналям, и во внутриплатформенных впадинах (авлакогенах), связанных в геотектоническом развитии с геосинклинальными областями.

Эти геоструктурные элементы являются составной частью внешних миогеосинклинальных зон геосинклиналей, развитие которых происходило в пределах шельфа континентальной сиалической коры. Их формирование осуществлялось в заключительные орогенные этапы геотектонического цикла развития геосинклиналей, когда тектонические напряжения, генерируемые процессами астеносферы достигали своего максимального значения. Это время в соответствии с тектоникой литосферных плит соответствует периоду, когда океаническая кора, испытывавшая поддвигание под континентальную, достигала глубин астеносферного слоя мантии. Благодаря этому в астеносфере активизировались разного рода термодинамические процессы, в том числе и геохимические, которые совместно с геотектоническими напряжениями обусловливали инверсию геотектонического режима на орогенной стадии развития геосинклиналей. В такого рода процессах, в нашем представлении, также синтезировались нефтяные углеводороды из накопившихся здесь летучих компонентов в минеральной среде. Генерация газа могла происходить при взаимодействии окиси углерода и водорода: $CO + 3H_2 \rightleftharpoons CH_4 + H_2O$, углекислоты и водорода: $CO_2 + 4H_2 \rightleftharpoons CH_4 + 2H_2O$. Генерация нефти – при взаимодействии углекислоты и воды в присутствии закиси железа по схеме: $2CO_2 + 3H_2O + 14FeO \rightarrow C_2H_6 + 7Fe_2O_3$. Последующие химические перестройки обусловили формирование сложного многокомпонентного состава природной нефти (C_nH_{2n+2}). Синтез нефтяных углеводородов мог осуществляться также при взаимодействии воды и карбидов металлов по схеме:

$$C_nMe_x + mH_2O \rightleftharpoons C_nH_{2m} + Me_xO_m .$$

Геохимические процессы синтеза нефтяных углеводородов одновременно с геотектоническими напряжениями обусловливали зарождение и развитие к поверхности глубинных разломов, по которому астеносферные нефтяные углеводороды устремлялись к поверхности земной коры. Наибольшая проводимость глубинных разломов была

в зонах их пересечения с разломами земной коры другого направления и в зонах резкого своего изгибания, т.е. там, где происходила максимальная деформация горных пород.

В пределах образовавшихся нефтегазоносных провинций формирование нефтяных и газовых месторождений происходило в основном на участках между поднятиями и депрессиями фундамента и соответственно между поднятиями и депрессиями осадочного чехла, разделенными глубинными разломами. На этих участках концентрировались породы-коллекторы, аккумулирующие нефтяные углеводороды, и структуры-ловушки, улавливающие нефть и газ при их миграции. Благоприятная гидрогеологическая обстановка способствовала образованию залежей нефти и газа и их сохранению от разрушения.

На месторождениях залежи нефти и газа располагались преимущественно по вертикальному стратиграфическому разрезу. Наибольшие из них приурочивались к зонам стратиграфического и тектонического несогласия в залегании пород. Формирование месторождений нефти и газа, по нашему мнению, осуществлялось в заключительные инверсионные этапы развития геосинклинальных областей. На этом основании в истории геологического развития земной коры мы выделяем три основных эпохи нефтегазонакопления: 1) постгерцинскую, связанную с герцинским геотектоническим циклом, 2) посткиммерийскую, приуроченную к киммерийскому циклу, 3) постальпийскую, обусловленную альпийским геотектоническим циклом. В меньшей степени нефтегазоносность связана с эпохой посткаледонского тектогенеза, поскольку геосинклинали этой эпохи только в отдельных случаях сопровождались развитием предгорных и межгорных впадин, а следовательно, примыкающие к ним платформы испытывали незначительное прогибание, т.е. в каледонский тектонический цикл геотектоническая активность астеносферы была не так сильна, как в последующие геотектонические циклы. Еще меньшей она была в байкальский и предшествовавшие ему геотектонические циклы развития геосинклинальных областей.

Таким образом, мы считаем, что весь процесс – синтез нефтяных углеводородов в условиях астеносферы, миграция их к поверхности земной коры по глубинным разломам эндогенного заложения, формирование нефтяных и газовых месторождений в благоприятных структурно-тектонических, литолого-фациальных и гидрогеологических условиях осадочного комплекса пород – представлял единое генетическое целое. В этом единстве отражаются взаимосвязь геоло-

гических и геохимических процессов мантии и земной коры, образование и закономерности размещения нефтегазоносных провинций, а в их пределах – нефтяных и газовых месторождений.

Совершенствование методики интерпретации сейсмических исследований позволяет по скоростным разрезам верхней мантии выделять в земной коре наиболее подвижные участки, с которыми мы склонны связывать нефтегазоносные провинции. Эти участки характеризуются увеличением мощности астеносферного слоя, отличающегося пониженной скоростью сейсмических волн. На других более стабильных участках континентальной и океанической коры верхняя мантия уплотнена, а астеносферный слой выражен весьма слабо или отсутствует (Алексеев, Рябов, 1976).

Установлено, что чем больше прогибание земной коры и связанное с ним максимальное накопление осадков, тем меньше скорости сейсмических волн в астеносфере. Это явление можно объяснить тем, что именно на этих участках в условиях астеносферы происходили наиболее интенсивные геохимические, термодинамические процессы и др.

Учитывая особенности поведения астеносферного слоя мантии, Г.Е.Бойко (1976) разработал генетические критерии оценки перспектив нефтегазоносности отдельных участков земной коры. В его представлении, очаги генерации нефтяных углеводородов мантии характеризуются относительным повышением тепловой энергии, сейсмической активностью и пониженной плотностью вещества. В связи с этим они обнаруживаются в нефтегазоносных провинциях при регистрации повышенного теплового поля земной коры, общего гравиметрического минимума и уменьшения скорости распространения сейсмических волн. Локальные месторождения нефти и газа, а также глубинные разломы нефтегазоносных провинций также фиксируются относительно повышенным тепловым полем и гидрогеологическими аномалиями.

Предлагаемая геолого-геохимическая модель развития нефтегазоносных провинций и формирования нефтяных и газовых месторождений в состоянии объяснить все наблюдаемые явления нефтегазовой геологии и геологоразведочной практики.

Это прежде всего явление неравномерного нефтегазонакопления в осадочной оболочке земной коры. Так, в США 60% выявленных запасов нефти сосредоточены в 259 месторождениях, составляющих всего 2% общего количества выявленных месторождений нефти. В пяти газовых месторождениях (из 3182) содержатся 42% всех промышленных запасов газа. В Южной Америке 57% запасов нефти сосредоточены в нефтегазоносных провинциях Венесуэллы, составляющей 5% территории всего материка. На Ближнем и Среднем Востоке содержится 68% мировых запасов нефти. Из них 27% запасов находятся на территории Кувейта. В Западно-Канадской нефтегазоносной провинции на месторождении нефтяных песков Атабаски заключено 75 – 80 млрд. т извлекаемых запасов нефти, т.е. больше половины разведанных промышленных запасов мира.

В СССР 50% выявленных запасов нефти сосредоточены в 29 месторождениях, составляющих всего 1,5% всех месторождений нефти; 65% запасов газа заключены в семи месторождениях, составляющих около 2% всех месторождений газа.

В целом на пяти континентах около 80% запасов нефти сосредоточены в 70 месторождениях-гигантах из 30 тысяч разведанных; 45% мировых запасов газа содержится в шести газовых месторождениях-гигантах из 5 тысяч разведанных (без СССР и социалистических стран).

Анализ условий образования месторождений-гигантов показывает, что они концентрируются в пределах богатейших по запасам углеводородов нефтегазоносных провинциях таких, как Персидская, Мексиканская, Северо-Европейская, Маракайбская, Западно-Канадская, Северо-Африканская и др. В указанных нефтегазоносных провинциях из 180 провинций мира сосредоточены более 85% мировых запасов нефти и газа. Нефтегазоносные провинции отличаются тем, что нефтегазонакопление в них происходило в две или даже в три эпохи геотектонического развития территории. Характерно и то, что большинство этих провинций расположены на стыке наиболее подвижных зон платформ и геосинклиналей или в пределах молодых эпигерцинских платформ. Определяющими факторами образования месторождений-гигантов являются: мощные, преимущественно песчаные резервуары; наличие тектонических и стратиграфических перерывов в напластовании пород; наличие различного типа разрывных тектонических нарушений, особенно глубинных разломов, развитых в фундаменте и затухающих к поверхности осадочного чехла; наличие в фундаменте осадочного чехла крупного сводового поднятия и впадины, существовавших с самого начала развития нефтегазоносной провинции; наличие в осадочном чехле больших размеров брахиантиклинальных складок или моноклинальных склонов и мощных, в большинстве случаев эвапоритовых, толщ пород – на-

дежных покрышек для сохранения от разрушения сформировавшихся залежей нефти и газа.

Предлагаемая нами концепция синтеза нефти и газа в мантии объясняет также закономерности в размещении в нефтегазоносных провинциях районов чисто нефтяного, чисто газового накопления и нефтеконденсатного накопления. Как показывают термодинамические расчеты генерации нефтяных углеводородов (Чекалюк, 1971), генерация газа осуществляется в нижней части верхней мантии и в верхней части астеносферы, синтез нефти происходит в более жестких термодинамических условиях нижней части астеносферного слоя. В этой связи в нефтегазоносных провинциях районы чисто газового накопления располагаются на участках повышенного залегания астеносферы, а нефтеносные районы – на участках погруженного положения астеносферы. Одновременно с этим районы газового накопления характеризуются уменьшением общей мощности земной коры и одновременно понижением поверхности Мохо на границе земной коры и верхней мантии, а районы нефтяного накопления, наоборот, – увеличением мощности земной коры и повышением поверхности Мохо.

С позиций признания неорганического астеносферного происхождения нефти и газа логически объясняются и такие явления как концентрация залежей нефти и газа в вертикальном стратиграфическом разрезе месторождений, аномально высокие пластовые давления (АВПД) в залежах отдельных месторождений, особенно месторождений гигантов, изменение физико-химических свойств нефтей в зависимости от глубины их залегания, а не от возраста вмещающих пород, ртутоносность и сероносность ряда месторождений нефти и газа, прежде всего месторождений-гигантов, и др.

Наконец, геолого-геохимическая модель образования нефтегазоносных провинций и формирования нефтяных и газовых месторождений, в отличие от концепций органического происхождения нефти, дает возможность устанавливать локальные очаги нефтегазообразования и их влияние на образование и закономерности размещения месторождений нефти и газа.

Руководствуясь общими теоретическими предпосылками, рассмотрим закономерности образования и размещения месторождений нефти и газа Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции.

Формирование залежей нефти и газа и размещение их месторождений тесно связано с развитием нефтегазоносной провинции как геоструктурного элемента земной коры.

Образование и развитие ДДВ обусловлено глубинными процессами, происходившими в подкоровой зоне, и осуществлялось в несколько этапов. Главнейшими из них являются этапы образования сводового поднятия, Днепровского грабена и сложной геоструктуры – собственно Днепровско-Донецкой впадины. Продолжительность этапа образования сводового поднятия исчисляется многими сотнями миллионов лет и охватывает байкальскую и каледонскую тектонические эпохи. На этом этапе активно формировался крупный тектонический элемент юга Восточно-Европейской платформы – Сарматский щит, объединявший современный Украинский щит, Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и Воронежский кристаллический массив. Осадконакопление в позднем протерозое (рифей, венд) происходило в древних авлакогенах (Оршанском, Пачелмском) и прогибах, ограничивающих со всех сторон Сарматский щит. С кембр..я и до раннего девона областями осадконакопления оставались окраинные зоны палеощита. Постепенное смещение границ распространения отложений, по мере их омоложения, от свода к периферическим частям указывает на непрерывное воздымание щита в рассматриваемую эпоху (Доленко и др., 1970).

Воздымание Сарматского щита сопровождалось растяжением слоев внутри земной коры, в результате возникли предпосылки для образования рифтовой впадины его в своде щита, чему благоприятствовала также его удлиненно-овальная форма.

Со среднего девона начался этап образования Днепровского грабена. Вначале проседание присводовой части щита происходило сравнительно спокойно; возникла серия малоамплитудных приповерхностных нарушений, наметивших контур участка опускания будущего грабена. О подобном характере процесса свидетельствует отсутствие грубообломочных пород в составе среднедевонских и нижнефранских отложений региона и относительно небольшая их мощность. Однако уже в середине франского века резко увеличилась амплитуда краевых разломов грабена и вблизи них накопились грубообломочные породы, в том числе и валунные конгломераты. После достижения разломами подкоровых магматических очагов возникла активная вулканическая деятельность.

С поздневизейским временем раннего карбона связывается начало этапа формирования ДДВ. В прогибание вовлекались прилегающие к грабену части УЩ и Воронежской антеклизы и образовались борты впадины. Этот процесс с некоторыми перерывами длился до конца кайнозоя.

Строение земной коры (ее толщина, соотношение границ разделов) характеризует ДДВ как платформенный тектонический элемент. Области Днепровского грабена по поверхности Мохо соответствует приподнятая зона, ось которой в направлении на юго-восток смещается к юго-западному борту. Амплитуда поднятия изменяется от 12-13 (профиль Пирятин-Талалаевка) до 7 км (профиль Париченка-Богодухов). Мощность "базальтового" слоя составляет около 15 км в приосевой зоне грабена и постепенно увеличивается до 30 км и более в области бортов. Поверхность "гранитного" слоя залегает на глубинах от 1,2 до 13 км, а толщина его составляет 15-18 км. Поведение поверхности Конрада в общем согласуется с рельефом фундамента и, следовательно, является обращенным по отношению к поверхности Мохо.

Описанные взаимоотношения границ разделов земной коры и раздела кора - мантия, по данным А.А.Борисова (1963-1965), весьма свойственны платформенным отрицательным тектоническим структурам. Специфика ДДВ проявляется в значительном утонении земной коры в ее центральной части, которая менее погружена, чем юго-восточная. Появление этой "аномальной" зоны, по нашему мнению, можно объяснить тектонической активностью рассматриваемого участка в конце мезозоя и в кайнозое, о чем свидетельствуют увеличенные мощности меловых и третичных отложений и широкое развитие складчатых и разрывных дислокаций в этой части грабена. Здесь сосредоточено более половины всех установленных во впадине соляных штоков с предтретичным уровнем прорыва каменной соли или выходящих на дневную поверхность.

ДДВ, имеющая северо-западное простирание основных тектонических линий, наложена на близмеридиональные структуры древнего Сарматского щита. Последние хорошо отображаются в магнитном поле в виде четких аномальных и безаномальных полос шириной от 20-30 до 50-70 км (Андреева, 1964). Положительные аномалии отвечают железорудным комплексам складчатых сооружений саксаганид, а межаномальные зоны, разделяющие их, - гранито-гнейсовым комплексам архея и нижнего протерозоя, слагающим срединные массивы. Системы субмеридиональных аномалий прослеживаются с небольшими перерывами через Украинский щит, Днепровско-Донецкую впадину и Воронежскую антеклизу. В структуре впадины положительным аномалиям соответствуют поперечные поднятия (Черниговское, Гмырянское, Лютенское, Харьковское), а межаномальным зонам - поперечные депрессии (Нежинская, Роменская, Полтавская, Шебелинская).

Субширотное простирание ДДВ четко фиксируется в гравитационном поле. Материалы гравиметрических наблюдений, вместе с данными сейсморазведки (КМПВ), позволяют выделить в пределах грабена следующие продольные тектонические зоны: юго-западную и северо-восточную прибортовых впадин, зону приосевых впадин, юго-западную и северо-восточную продольных выступов. Эти зоны наиболее четко проявляются в пределах поперечных депрессий и слабее прослеживаются на участках поперечных поднятий.

Гравитационные аномалии обусловлены глубинными факторами и в некоторой степени являются индикаторами эффузивной (положительные аномалии) и соленосной (отрицательные аномалии) толщ, развитых в нижних горизонтах осадочного чехла. На участках гравитационных ступеней, по данным КМПВ, поверхность фундамента приподнята, а мощность девонских отложений сокращена главным образом за счет выпадения из разреза соленосных толщ. Полосы гравитационных ступеней соответствуют зонам продольных выступов.

Продольные и поперечные блоки разделены разломами, которые в большинстве случаев затухают в "гранитном" слое. Лишь краевые, центральный и некоторые поперечные разломы достигают подошвы земной коры.

Элементы продольной и поперечной тектонической зональности оказывали влияние на размещение литологических типов палеозойских отложений и обусловили основные особенности в расположении складчатых и разрывных нарушений осадочной толщи, что сказалось на размещении залежей и месторождений нефти и газа. Особенно значительным было влияние упомянутой зональности на осадконакопление девонского периода, которое происходило в условиях расчлененного рельефа и мобильной тектонической обстановки. В результате состав и мощности девонских отложений резко изменяются на небольших расстояниях.

Изучение строения осадочного чехла и размещения залежей нефти и газа в палеозойских отложениях ДДВ показывает, что наиболее благоприятными площадями для формирования скоплений углеводородов являются участки, переходные между выступами и депрессиями фундамента, к которым приурочены зоны разломов, а также крупные впадины, примыкающие к разломам. Так, в зонах перехода от Гмырянского поднятия к смежным депрессиям находятся Придукское, Леляковское, Мильковское, Богдановское, Малодевицкое месторождения и др., вокруг Лютенского поперечного поднятия размещены

Кибинцевское, Малосорочинское, Гоголевское, Радченковское, Погарщинское, Качановское, Бельское, Солоховское, Сагайдакское месторождения и др., а вблизи Харьковского поднятия – Шебелинское, Ефремовское, Западно-Медведовское, Кегичевское, Мелиховское, Левенцовское месторождения и др. К впадинам, примыкающим к южному краевому разлому, приурочены Потичанское, Зачепиловское, Михайловское, Кременовское, Новоселовское, Пролетарское, Перещепинское, Голубовско-Ильичевское месторождения и др.

В отложениях девона на переходных участках также ожидается увеличенное количество пород-коллекторов, хотя промышленных притоков нефти и газа из них еще не получено. Коллекторские свойства девонских образований характеризуются преимущественно невысокими значениями межзерновой пористости и проницаемости. Однако в ряде скважин, пробуренных на северо-западе региона (Грибоворуднянская, Ладинская, Борковская площади и др.), отмечены нефтегазопроявления и получены притоки пластовых вод из интервалов, открытая пористость в которых невелика (6-8%). Это свидетельствует о том, что поступлению вод в скважины способствует трещиноватость пород. Именно с участками развития трещиноватых и выщелоченных пород мы связываем основные перспективы нефтегазоносности девонского разреза. Такими участками прежде всего являются зоны разломов, разделяющих крупные выступы и депрессии, места пересечения продольных и поперечных разломов и участки резкого изгиба разрывных нарушений, где наблюдаются интенсивные деформации осадочной толщи. В скв. 3 и 231 Ладинской площади, пройденных вблизи резкого изгиба разлома, который ограничивает с юго-запада локальную Скоренецкую впадину, из вулканогенных образований фаменского яруса получены притоки пластовых вод, по компонентному составу весьма сходных с водами нефтяных месторождений. Кроме того, по комплексу промыслово-геофизических данных, в этой толще выделяется до 14% коллекторов, тогда как на Ивановской площади, находящейся в средней части упомянутой впадины, в аналогичном разрезе установлено всего 6-8% коллекторов. На Брусиловской площади в скв. 1,2,4, расположенных на выступе фундамента, признаков нефтегазоносности не обнаружено, а в скв. 3, пробуренной в зоне развития разломов, фиксируются значительные газопроявления в карбонатных породах воронежского горизонта (интервал 3500-3520 м).

В зонах разломов отмечается также повышенная концентрация тяжелых углеводородов в отложениях и водах более высоко залегающих горизонтов, в том числе мезозойской и кайнозойской групп. Геохимические аномалии имеют вид вытянутых полос шириной 1-5 км и длиной 5-20 км, которые объединяются в крупные близмеридиональные зоны, примыкающие к склонам поперечных поднятий.

Кроме того, ряд важных геологических фактов однозначно указывает на то, что залежи нефти и газа ДДВ сформировались за счет превалирующей роли вертикальной миграции углеводородов, о чем свидетельствуют следующие данные:

– крайне неравномерное распределение по площади запасов газа и нефти, при котором из 1 триллиона 550 миллиардов $м^3$ газа на долю лишь трех месторождений, расположенных в юго-восточной части впадины (Западно-Крестищенского, Ефремовского, Шебелинского), приходится более 70% общих разведанных запасов региона. Более 60% начальных разведанных запасов нефти приурочены всего лишь к четырем месторождениям, два из которых (Погарщинское и Качановское) расположены в центральной части впадины, а два других (Леляковское и Гнединцевское) – на крайнем северо-западе;

– многопластовый характер большинства месторождений, в пределах которых содержатся от 3 до 27 продуктивных горизонтов с диапазоном нефтегазоносности от нескольких сотен метров до 3200 м. Скопления углеводородов стратиграфически приурочены к девонским – верхнеюрским отложениям включительно. Залежи нефти и газа тяготеют к поверхностям стратиграфических и тектонических несогласий;

– приуроченность месторождений нефти и газа к участкам сгущения как продольных, так и поперечных разломов в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле, обусловивших благоприятные условия для миграции углеводородных флюидов в верхние горизонты стратиграфических комплексов осадочных пород (Доленко и др., 1968; Харитонов и др., 1975) (рис. 37);

– наличие в нефтях, газоконденсатах и газах каменноугольных и пермских продуктивных горизонтов ряда месторождений (Качановского, Радченковского, Монастырищенского, Новогригорьевского, Шебелинского) более древних, нижнепалеозойских и протерозойских, растительных микроостатков (Шкребта и др., 1973; Шкребта, Лашманова, 1973). Следовательно, они были приобретены углеводородными флюидами только во время вертикальной миграции, и нефть и газоконденсат до образования залежей в отложениях карбона и перми находились в непосредственном контакте с породами нижнего палеозоя и протерозоя;

– физико-химическое подобие нефтей и газоконденсатов независимо от возраста вмещающих их пород (Гринберг, Швед, 1967; Швед и др., 1967);

– наличие в юго-восточной части региона в газоконденсатных залежах нижнепермской хемогенной толщи (Ефремовское, Кегичевское, Мелиховское, Староверовское, Медведовское месторождения и др.) аномально высоких пластовых давлений, превышающих гидростатическое в 1,3–1,6 раза (Зильбержан и др., 1974);

– наличие в этой же части региона гидрохимических аномалий (Кегичевское и Западно-Сосновское месторождения). Так, на глубинах 3100–3800 м обнаружены низкоминерализованные слабосолоноватые воды с минерализацией 1,75–48,02 г/л, в то время как подошвенные воды (Кегичевское, Западно-Сосновское, Миролюбовское месторождения, Веселовское и Восточно-Павловское поднятия) в тех же отложениях (верхний карбон – нижняя пермь) являются высококонцентрированными рассолами с минерализацией от 156,1 до 323,0 г/л.

Углеводородные газы на больших глубинах в условиях высоких температур способны ассимилировать некоторое количество водяных паров. При падении давления и температуры происходит конденсация водяных паров с переходом в дистиллированную воду.

При миграции углеводородных газов по разломам из области высоких давлений и температур в область меньших давлений и температур происходят снижение влагосодержания мигрирующих газов и конденсация водяных паров. Причем, как отмечалось В.В.Колодием (1965), этот процесс может происходить и в пластовых условиях. Расчеты В.В.Колодия показывают, что при снижении температуры до 90°С и давления до 40 МПа из каждого 1 м^3 газа в пластовых условиях конденсируется около 3 л дистиллированной воды.

Большое количество воды, извлекаемое в процессе эксплуатации Западно-Сосновского месторождения, которое в три раза превышает количество связанной воды, и четко выраженная гидрохимическая аномалия свидетельствуют о конденсационной природе этих вод, мигрировавших вместе с углеводородными газами с больших глубин в виде водяного пара (Колодий, Высочанский, 1974).

Залежи нефти и газа ДДВ установлены во всех стратиграфических горизонтах осадочной толщи от девонских до юрских (келловей) включительно. В породах фундамента на площадях, прилегающих к зонам сочленения отдельных блоков (Кошелевская скв. 204, Смоляжские скв. 1 и 2, Вертиевская скв. 7, Лесковская скв. 7, Великобубновская скв. 9 и др.), также обнаружено повышенное содержание битумов. Залежи, в основном сводового типа, связаны с локальными поднятиями, которые по степени тектонической активности подразделяются на пассивные, умеренно активные и активные (Варичев, Галабуда, 1969). Наиболее изучены умеренно активные и активные поднятия. На них установлены многочисленные залежи нефти и газа и нефтегазопроявления в широком стратиграфическом диапазоне. На пассивных поднятиях в верхней части осадочной толщи нефтегазопроявления, как правило, не наблюдаются. Исходя из этого, мы считаем, что характер нефтегазонасыщения разреза для отдельных типов поднятий различен. На активных поднятиях залежи нефти и газа могут быть встречены в самых верхах осадочной толщи, в том числе в брекчиях соляных штоков, на умеренно активных они могут встречаться по всему разрезу палеозоя, а на пассивных – только в нижней (досреднекаменноугольной) части осадочной толщи.

Зональность в распределении месторождений разнотипных углеводородов свойственна большинству крупных нефтегазоносных провинций Советского Союза (Западно-Сибирской, Южно-Каспийской, Туранской, Предкарпатской и др.) и мира (Северо-Африканской, Западно-Канадской, Калифорнийской, залива Кука, Сычуаньской и мн. др.).

В пределах большинства провинций выделяются зоны газовых, газоконденсатных, газонефтяных и нефтегазовых месторождений.

Зональное распределение месторождений разнотипных углеводородов в пределах нефтегазоносных провинций несомненно взаимосвязано с геотектонической зональностью и строением глубинных недр провинций. Анализ имеющихся геофизических данных о глубинном строении недр указывает на приуроченность нефтегазоносных провинций к участкам земной коры, характеризующихся определенной глубиной залегания астеносферы. Так, в Западно-Сибирской провинции она залегает на глубинах 70–140 км (Вашилов, 1971), в Южно-Каспийской – 50–100 (Бердичевский и др., 1971), в Карпатской – 100–110, Западно-Канадской – 60–80 (Wickens, 1971), Калифорнийской – 50–100 км (Huttli, 1969), что указывает на достаточное совпадение глубин залегания астеносферы в пределах нефтегазоносных провинций.

Природа астеносферного слоя Земля окончательно не изучена, однако, по мнению некоторых исследователей (Чекалюк, 1971), он обогащен летучими компонентами мантийного происхождения. Такая природа слоя объясняет возможность аккумуляции в его кровле зна-

чительных скоплений летучих образований и формирование тем самым очагов смеси воды и углеводородов.

Термодинамические расчеты состава природных углеводородных систем позволили установить глубины образования различных углеводородов в пределах астеносферного слоя верхней мантии Земли (Чекалюк, 1967, 1971; Бойко, 1974).

На некоторых участках земной коры, где магнитотеллурические исследования не проводились, показателем положения астеносферного слоя региона могут служить данные по распределению глубинных тепловых потоков.

В ДДВ тепловые потоки измерялись в 68 пунктах (Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1974). Поверхностная плотность теплового потока составляет 0,8-1,1 мккал/см^2 с (по СИ - 33-46 мВт/м^2) и в среднем ее значения не превышают 1,05± ±0,14 мккал/см^2·с (по СИ - 43 мВт/м^2).

Аномальные участки тепловых потоков (1,3-1,6 мккал/см^2·с, по СИ - 54-67 мВт/м^2) здесь приурочены к пересечению крупных подкоровых поперечных разломов (Орехово-Павлоградского, Кировоградского) с южным продольным подкоровым (глубинным) разломом, отделяющим Днепровский грабен от юго-западного склона УЩ.

Данные о строении земной коры ДДВ и прилегающих районов, а также распределение глубинных тепловых потоков указывают на то, что поверхность астеносферы на юго-востоке региона залегает на меньшей глубине, чем в центральной или северо-западной части впадины. До меридиана Солоховского поднятия поверхность астеносферы может залегать на глубинах 65-80 км, погружаясь к северо-западу до 90-110 км. Следовательно, в пределах исследуемого региона можно предположить существование двух глубинных очагов образования углеводородов, размещение которых контролировалось разными глубинами залегания астеносферы. Очаг, располагавшийся в юго-восточной части региона, явился источником формирования газоконденсатных и газовых залежей. Глубинный источник образования углеводородов, располагавшийся на границе центральной и северо-западной частей ДДВ, служил каналом для газонефтяных смесей, из которых в осадочном чехле формировались нефтяные, нефтегазовые и нефтегазоконденсатные залежи (рис. 38).

Региональные глубинные разрывные нарушения Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции объединяются в две системы - продольных и поперечных разломов.

Продольные разломы, разграничивающие собственно Днепровский грабен от Воронежского кристаллического массива и Украинского щита, очень сложно построены. Зона северного краевого разлома (ширина 10-20 км) выражена крупными уступами в фундаменте с амплитудой от 1,8 до 4,5 км и более с нарастанием общей амплитуды разломов в юго-восточном направлении.

Наиболее сложно построенным участком является район сочленения Черниговско-Брагинского выступа с юго-западной частью Воронежского кристаллического массива, где переход к грабену осуществляется по системе нарушений, располагающихся параллельно основному разлому и различающихся только лишь по амплитуде.

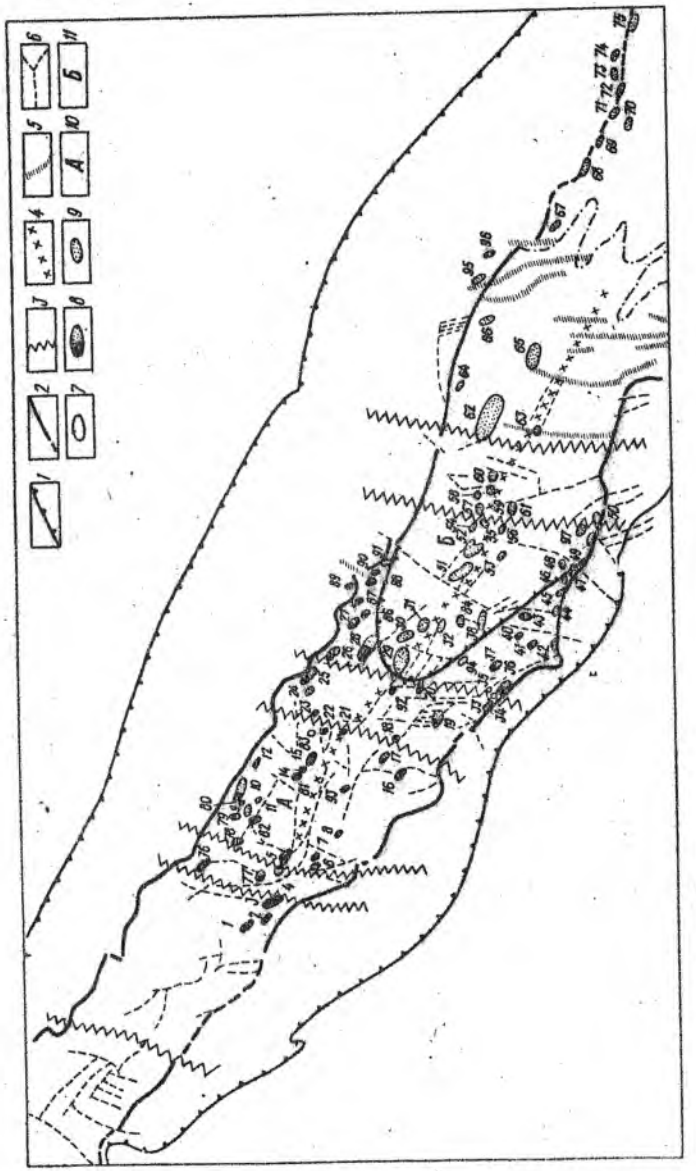
В зоне южного краевого разлома шириной 10-30 км работами КМПВ зафиксированы разломы, амплитуда которых изменяется от 1,5 км на северо-западе до 5,5 км на юго-востоке. Наибольшей амплитуды они достигают непосредственно на контакте борта с локальными впадинами, расположенными в пределах грабена. На участках, где переход от борта к грабену происходит по выступам, он характеризуется системой малоамплитудных нарушений, которые расчленили кристаллический фундамент на мелкие уступы, местами полностью затухающими.

Разломы, выраженные разными уступами в современном рельефе фундамента, по всей вероятности, наиболее молодые, и именно они определяют современные границы грабена.

Разломы, по которым погружение отдельных участков региона происходило на ранних стадиях его развития и в периоды последующих вертикальных движений, выражены в виде небольших по размерам ступенеобразных зон в области сочленения с Украинским щитом. Это свидетельствует об асимметричности подвижек во времени вдоль краевых региональных разломов и тектонически более активной "жизни" УЩ, особенно на ранних этапах геологической истории.

Как северный, так и южный краевые разломы представляют собой зоны интенсивного дробления пород фундамента, существенно влиявшие на дислоцированность осадочного чехла. Своими корнями они достигают поверхности Мохо, что отражается на поперечных к простиранию грабена разрезах ГСЗ (Чекунов и др., 1977).

Продольные разломы влияли на осадконакопление и структурные особенности территории. Вызванное ими резкое изменение мощностей накопившихся осадков в пределах бортов и Днепровского грабена обусловило интенсивное развитие в верхних структурных этажах линейной складчатости, ориентированной вдоль простирания региона.



Крупнейшие поперечные региональные разрывы – Орехово-Павлоградский, Криворожско-Кременчугский, Кировоградский и Одесско-Белоцерковский – пересекают УЩ, Днепровский грабен и достигают Воронежской антеклизы (Чекунов, 1972; Чирвинская, Андреева и др., 1973). Они представляют собой зоны интенсивно нарушенных консолидированных пород, выполненных в пределах щита осадочно-вулканогенными, зачастую метаморфизованными образованиями. Установлено, что эти разломы прорывали раздел Мохо, погружаясь своими корнями в мантию Земли, откуда мантийный материал поднимался в верхние зоны земной коры (Чекунов, 1972).

Рис. 38. Размещение месторождений нефти и газа в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции:
1 – границы ДДВ; 2 – краевые разломы Днепровского рифта; 3 – зоны поперечных глубинных разломов; 4 – зона срединного разлома; 5 – предполагаемые зоны поперечных разломов (по М.В.Чирвинской); 6 – разрывные нарушения в фундаменте (по М.В.Чирвинской); м е с т о р о ж д е н и я : 7 – нефтяные, 8 – нефтегазовые, 9 – газовые; 10 – зона нефтегазоконденсатных месторождений; 11 – зона газовых и газоконденсатных месторождений.
Месторождения (цифры на карте): 1 – Монастырищенское, 2 – Малодевицкое, 3 – Прилукское, 4 – Мильковское, 5 – Леляковское, 6 – Богдановское, 7 – Гнединцевское, 8 – Чернухинское, 9 – Талалаевское, 10 – Великобубновское, 11 – Артюховское, 12 – Роменское, 13 – Анастасьевское, 14 – Чижевское, 15 – Погарщинское, 16 – Кибинцевское, 17 – Малосорочинское, 18 – Радченковское, 19 – Сагайдакское, 20 – Гоголевское, 21 – Харьковское, 22 – Клинское, 23 – Гадячское, 24 – Тимофеевское, 25 – Новотроицкое, 16 – Качановское, 27 – Рыбальское, 28 – Бельское, 29 – Солоховское, 30 – Опошнянское, 31 – Матвеевское, 32 – Руновщинское, 33 – Потичанское, 34 – Лиманское, 35 – Горобцовское, 36 – Зачепиловское, 37 – Решетняковское, 38 – Машевское, 39 – Суходоловское, 40 – Руденковское, 41 – Новониколаевское, 42 – Михайловское, 43 – Новогригорьевское, 44 – Кременовское, 45 – Новоселовское, 46 – Восточно-Новоселовское, 47 – Пролетарское, 48 – Перещепинское, 49 – Голубовско-Ильичевское, 50 – Левенцовское, 51 – Распашновское, 52 – Крестищенское, 53 – Ланновское, 54 – Западно-Староверовское, 55 – Западно-Медведовское, 56 – Западно-Сосновское, 57 – Медведовское, 58 – Мелиховское, 59 – Западно-Ефремовское, 60 – Ефремовское, 61 – Кегичевское, 62 – Шебелинское, 63 – Миролюбовское, 64 – Волоховское, 65 – Сливаковское, 66 – Северо-Голубовское, 67 – Краснопоповское, 68 – Боровское, 69 – Капитановское, 70 – Славяносербское, 71 – Лобачевское, 72 – Вергуновское, 73 – Кондрашевское, 74 – Ольховское, 75 – Кружиловское, 76 – Бахмачское, 77 – Шуровское, 78 – Софиевское, 79 – Матлаховское, 80 – Скороходовское, 81 – Васильевское, 82 – Ярошевское, 83 – Краснознаменское, 84 – Восточно-Полтавское, 85 – Куличихинское, 86 – Сидорячье, 87 – Бугреватовское, 88 – Котелевское, 89 – Прокопенковское, 90 – Козьевское, 91 – Высокопольское, 92 – Семиренковское, 93 – Яблуновское, 94 – Абазовское, 95 – Дружелюбовское, 96 – Зайцевское, 97 – Богатойское

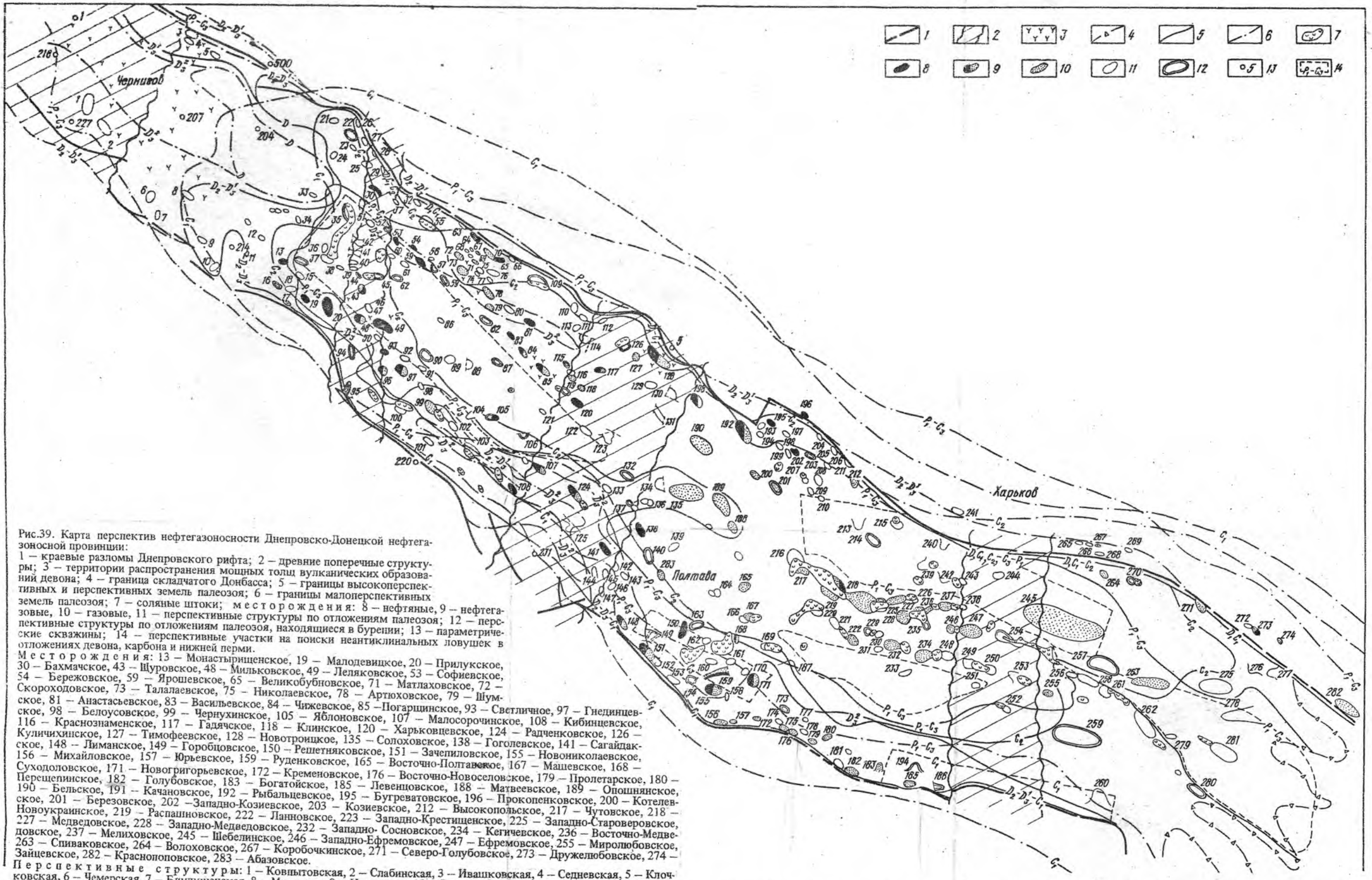


Рис.39. Карта перспектив нефтегазоносности Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции:
1 — краевые разломы Днепровского рифта; 2 — древние поперечные структуры; 3 — территории распространения мощных толщ вулканических образований девона; 4 — граница складчатого Донбасса; 5 — границы высокоперспективных и перспективных земель палеозоя; 6 — границы малоперспективных земель палеозоя; 7 — соляные штоки; месторождения: 8 — нефтяные, 9 — нефтегазовые, 10 — газовые, 11 — перспективные структуры по отложениям палеозоя; 12 — перспективные структуры по отложениям палеозоя, находящиеся в бурении; 13 — параметрические скважины; 14 — перспективные участки на поиски неантиклинальных ловушек в отложениях девона, карбона и нижней перми.

Месторождения: 13 — Монастырищенское, 19 — Малодевицкое, 20 — Прилукское, 30 — Бахмачское, 43 — Шуровское, 48 — Мильковское, 49 — Леляковское, 53 — Софиевское, 54 — Бережовское, 59 — Ярошевское, 65 — Великобубновское, 71 — Матлаховское, 72 — Скороходовское, 73 — Талалаевское, 75 — Николаевское, 78 — Артюховское, 79 — Шумское, 81 — Анастасьевское, 83 — Васильевское, 84 — Чижевское, 85 —Погарщинское, 93 — Светличное, 97 — Гнединцевское, 98 — Белоусовское, 99 — Чернухинское, 105 — Яблоновское, 107 — Малосорочинское, 108 — Кибинцевское, 116 — Краснознаменское, 117 — Гадячское, 118 — Клинское, 120 — Харьковцевское, 124 — Радченковское, 126 — Куличихинское, 127 — Тимофеевское, 128 — Новотроицкое, 135 — Солоховское, 138 — Гоголевское, 141 — Сагайдакское, 148 — Лиманское, 149 — Горобцовское, 150 — Решетняковское, 151 — Зачепиловское, 155 — Новониколаевское, 156 — Михайловское, 157 — Юрьевское, 159 — Руденковское, 165 — Восточно-Полтавское, 167 — Машевское, 168 — Суходоловское, 171 — Новогригорьевское, 172 — Кременовское, 176 — Восточно-Новоселовское, 179 — Пролетарское, 180 — Перещепинское, 182 — Голубовское, 183 — Богатойское, 185 — Левенцовское, 188 — Матвеевское, 189 — Опошнянское, 190 — Бельское, 191 — Качановское, 192 — Рыбальцевское, 195 — Бугреватовское, 196 — Прокопенковское, 200 — Котелевское, 201 — Березовское, 202 —Западно-Козиевское, 203 — Козиевское, 212 — Высокопольское, 217 — Чутовское, 218 — Новоукраинское, 219 — Распашновское, 222 — Ланновское, 223 — Западно-Крестищенское, 225 — Западно-Староверовское, 227 — Медведовское, 228 — Западно-Медведовское, 232 — Западно- Сосновское, 234 — Кегичевское, 236 — Восточно-Медведовское, 237 — Мелиховское, 245 — Шебелинское, 246 — Западно-Ефремовское, 247 — Ефремовское, 255 — Миролюбовское, 263 — Спиваковское, 264 — Волоховское, 267 — Коробочкинское, 271 — Северо-Голубовское, 273 — Дружелюбовское, 274 — Зайцевское, 282 — Краснополяновское, 283 — Абазовское.

Перспективные структуры: 1 — Ковпытовская, 2 — Слабинская, 3 — Ивашковская, 4 — Седневская, 5 — Ключковская, 6 — Чемерская, 7 — Блудищенская, 8 — Мринская, 9 — Носовская, 10 — Западно-Старохуторская, 11 — Лосиновская, 12 — Безугловская, 14 — Восточно-Монастырищенская, 15 — Обычевская, 16 — Петровская, 17 — Жовтневая, 18 — Великодевицкая, 21 — Ядутовская, 22 — Кинашевская, 23 — Забеловщинская, 24 — Оленевская, 25 — Северо-Загоровская, 26 — Высоковская, 27 — Шаповаловская, 28 — Островская, 29 — Суховодская, 31 — Гайворонская, 32 — Домаленковская, 33 — Северо-Омбишская, 34 — Дибровская, 35 — Ивангородская, 36 — Выженьская, 37 — Ичнянская, 38 — Западно-Августовская, 39 — Августовская, 40 — Ступаковская, 41 — Гмырянская, 42 — Гужевская, 44 — Западно-Иваницкая, 45 — Иваницкая, 46 — Переволочнянская, 47 — Коммунарская, 50 — Дорожная, 51 — Мартыновская, 52 — Васильевская, 55 — Дмитриевская, 56 — Тутовая, 57 — Поповичская, 58 — Слободская, 60 — Южная, 61 — Петрушевская, 62 — Тростянецкая, 63 — Плужниковская, 64 — Медвежья, 66 — Горовая, 67 — Бабчинская, 68 — Липовая, 69 — Стряпчинская, 70 — Сохановская, 74 — Королевичская, 76 — Погребская, 77 — Салогубовская, 80 — Перекоповская, 82 — Андреяшевская, 86 — Карпиловская, 87 — Краснозаводская, 88 — Свиридовская, 89 — Луценковская, 90 — Восточно-Озерянская, 91 — Хортицкая, 92 — Калиновицкая, 94 — Журавковская, 95 — Гурбинцевская, 100 — Яцыно-Луговиковская, 101 — Северо-Калайдинцевская, 102 — Береговская, 103 — Литвяковская, 104 — Авдеевская, 106 — Яровская, 109 — Герасимовская, 110 — Афанасьевская, 111 — Берестовская, 112 — Стягайловская, 113 — Липоводолинская, 114 — Шаправинская, 115 — Веселая, 119 — Середняковская, 121 — Клюшниковская, 122 — Лысовская, 123 — Перевозовская, 125 — Коломийцевская, 129 — Мартыновская, 130 — Краснозаярская, 131 — Зеньковская, 132 — Семиринковская, 133 — Кавердинская, 134 — Западно-Солоховская, 136 — Иорданская, 137 — Петренковская, 139 — Байракская, 140 — Семенцовская, 142 — Братешковская, 143 — Шкурупиевская, 144 — Шевбаковская, 145 — Лютовская, 146 — Маменковская, 147 — Решетиловская, 152 — Билыковская, 153 — Боярская, 154 — Солонцовская, 158 — Молчановская, 160 — Воеводовская, 161 — Гайская, 162 — Восточно-Санжарская, 163 — Ольшанская, 164 — Копыловская, 166 — Западно-Машевская, 169 — Разумовская, 170 — Любимовская, 173 — Ковпаковская, 174 — Виноградовская, 177 — Демуренковская, 178 — Лычковская, 181 — Ульяновская, 184 — Орельская, 186 — Затышнянская, 187 — Дорошевская, 193 — Дружбинская, 194 — Мартовская, 197 — Хижняковская, 198 — Ивановская, 199 — Степановская, 204 — Радянская, 205 — Купьевахская, 206 — Качаловская, 207 — Любовская, 208 — Сахалинская, 209 — Карайкозовская, 210 — Белоусовская, 211 — Стрелецкая, 213 — Туровская, 214 — Коломакская, 215 — Валковская, 216 — Кочубеевская, 220 — Тарасовская, 221 — Марьяновская, 224 — Червоноярская, 226 — Южно-Староверовская, 229 — Гриньковская, 230 — Красноградская, 231 — Натальинско-Балковская, 233 — Кобзевская, 235 — Котляровская, 238 — Касьяновская, 239 — Сомовская, 240 — Пегедовская, 241 — Капоновская, 242 — Западно-Рябухинская, 243 — Восточно-Рябухинская, 244 — Соколовская, 248 — Восточно-Павловская, 249 — Светловская, 250 — Веселовская, 251 — Лиговская, 252 — Краснопавловская, 253 — Западно-Беляевская, 254 — Первомайская, 256 — Лозовеньковская, 257 — Северо-Волвенковская, 258 — Волвенковская, 259 — Новомечебиловская, 260 — Близнецовская, 261 — Петровская, 262 — Великокамышевахская, 265 — Малиновская, 266 — Ртищевская, 268 — Граковская, 269 — Новолиманская, 270 — Бригадировская, 272 — Западно-Дружелюбовская, 275 — Краснооскольская, 276 — Карповская, 277 — Медвежанская, 278 — Торско-Дробышевская, 279 — Новоселовская, 280 — Троицкая, 281 — Славянская

Разрывы поперечного направления к простиранию региона преимущественно распространены на участках, разграничивающих крупные депрессии и приподнятые мегаблоки кристаллического фундамента. Они охватывают районы интенсивного прогибания Днепровского грабена, склоны УЩ и Воронежского кристаллического массива.

Зона Орехово-Павлоградского глубинного разлома пересекает Днепровский грабен в районе меридиональной линии Павлоград-Харьков, зона Криворожско-Кременчугского разлома – в районе линии Кобеляки-Полтава, Кировоградского – в районе Прилук. Одесско-Белоцерковский глубинный разлом в своем северо-восточном продолжении разграничивает Припятский и Днепровский грабены.

Следует подчеркнуть, что Орехово-Павлоградский разлом на юго-востоке, Криворожско-Кременчугский – в центральной части впадины и Кировоградский – на северо-западе пересекают зоны размещения выявленных месторождений, среди которых находятся наиболее крупные скопления нефти и газа.

Поперечные разломы, как и продольные, образуют зоны нарушений, которые четко выделяются с юго-востока на северо-запад: Новомосковско-Ефремовский, Царичанско-Шебелинский, Кегичевско-Юсуповский, Старобельский, Воронежский. В пределах Кировоградского глубинного разлома установлены Пирятинская, Придукская, Ичнянская, Юринская сбросовые зоны, размещенные приблизительно параллельно друг другу.

Эти разрывы характеризуются относительно короткой историей геологического развития. Возникновение их в большинстве случаев связано с заключительными этапами геотектонического развития территории, что обусловило проявление их на больших глубинах и затухание к поверхности осадочного чехла.

Поперечные региональные глубинные разрывы в результате их проникновения на значительные глубины, достигающие по крайней мере раздела Мохо, и кратковременного интенсивного развития были определяющими артериями, по которым мигрировали нефтяные углеводороды из очагов их образования в структуры-ловушки осадочного чехла, где и формировались промышленные залежи нефти и газа.

Вопросу времени формирования залежей нефти и газа в последние 25 лет геологи-нефтяники уделяют большое внимание, усматривая в нем важное теоретическое и практическое значение.

Однако единое мнение по этому вопросу еще не выработано. Н.А.Кудрявцев (1957) пришел к выводу, что все существующие современные залежи сформировались недавно, так как древние скопления до нашего времени сохраниться бы не смогли и давно должны были бы разрушиться. В.Б.Порфирьев и В.Ф.Линецкий (1965) считают, что все месторождения нефти и газа земного шара связаны с разломными дислокациями завершающих колебательных движений альпийского тектогенеза.

Другая группа исследователей (Козленко, Машкович, 1959; Максимов, 1964) указывает, что время формирования нефтяных и газовых залежей определяется временем формирования ловушки, способной аккумулировать углеводороды.

В.А.Соколов (1965) полагает, что к оценке возраста нефтяных и газовых залежей следует подходить дифференцированно. "Потери газа из залежей вследствие диффузии и других процессов миграции очень велики и за геологические периоды газовые залежи могут полностью рассеяться. По-видимому, все существующие газовые залежи и в первую очередь те, которые находятся на глубинах до 2-3 км, а в некоторых случаях и глубже, образовались недавно, несколько миллионов лет" (с. 239).

Нет единого мнения и в вопросе о времени формирования залежей нефти и газа ДДВ. Б.П.Стерлин, С.А.Тхоржевский (1964) доказывают раннее время формирования залежей. По данным В.Б.Порфирьева (1968), В.М.Завьялова (1968), все залежи имеют молодой возраст. И.С.Романович (1967), В.И.Савченко (1967), В.А.Кривошея и А.М.Синичка (1967) обосновывают три фазы миграции – позднеюрскую, позднемеловую и палеоген-неогеновую.

В настоящее время существует целый ряд представлений о времени образования залежей, базирующихся на геологических, геохи-

мических и геофизических критериях. Предложены и методы его определения – по наиболее раннему времени формирования ловушки и тектонической обстановки региона, давлению насыщения нефти газом, гелий-аргоновый, рассеивания аномально высоких пластовых давлений в запечатанной ловушке и др.

Однако каждый из методов допускает значительные погрешности и не может быть утвержден как надежный с геологических позиций.

Днепровско-Донецкая впадина испытала многократное изменение тектонического режима от сравнительно незначительных колебательных движений, выразившихся в многочисленных стратиграфических несогласиях, до проявления крупных фаз тектогенеза (бретонской, заальской, ларамийской). Этому должен был соответствовать и процесс нефтегазонакопления. Следовательно, основным критерием, позволяющим с определенной достоверностью говорить о времени образования залежей, является структурно-тектонический. Это прежде всего время формирования ловушки, способной аккумулировать углеводороды, время образования путей миграции нефти и газа, а также наличие благоприятных геологических условий, способных сохранять залежи от разрушения.

Как указывалось (Кравец, 1968; Варичев, Галабуда, 1969; Витенко, Кабышев, 1977), по активности формирования выделяются три типа структур: пассивные, умеренно активные и активные. По времени образования локальные структуры имеют более разнообразный характер. В северной прибортовой зоне и зоне центрального грабена большинство структур формировались на протяжении позднего палеозоя, мезозоя, а некоторые из них и в кайнозое (Великобубновское, Роменское, Новотроицкое, Качановское, Рыбальское, Бельское, Солоховское, Погарщинское, Шебелинское месторождения и др.). Причем увеличение роста амплитуд как указанных структур, так и других ловушек, и их максимальных емкостей по каменноугольным и нижнепермским отложениям произошло к предпозднеюрскому и к предпалеогеновому времени, а на таких структурах как Роменская и Шебелинская – даже к началу четвертичного времени (табл. 6).

В южной прибортовой зоне большинство локальных структур были сформированы как ловушки на 50–60% (Калайдинцевская, Зачепиловская, Пролетарская) в предпозднепермское время и на 60–80% (Сагайдакская, Кременовская, Перещепинская) – в поздней перми, испытывая вплоть до предпалеогенового времени лишь незначительный рост.

Таблица 6. Формирование во времени и рост амплитуды (в %) локальных структур от современной величины этих структур для юго-восточной части ДДВ

Структура	Размеры структуры, км²	Современная амплитуда, м	Этапы формирования структуры во времени и рост амплитуды						
			Средний карбон C_2	Поздний карбон C_3	Ранняя пермь P_1	Поздняя пермь P_2	Юра J	Мел K	Палеоген P
Западно-Крестищенская	16x9	500–790	?	+	+	35	80	65	100
Западно-Сосновская	7x4	200	?	+	+	73	60	75	100
Мелиховская	8x5	490	?	+	+	50	65	70	96
Ефремовская	11x9	1200	?	+	+	60	70	80	98
Кегичевская	12x10	800–1200	?	+	+	50	55	75	98
Шебелинская	30x14	1200	?	+	+	15	35	53	97
Северо-Волвенковская	12x6	480	?	+	+	45	60	–	98
Левенцовская	5x3	55	?	+	+	85	80	–	98
Миролюбовская	5x4,5	55	?	+	+	80	100	–	–
Спиваковская	12x4	250	?	+	+	58	87	–	97

(?) – нет геологических данных о формировании структуры, (+) – формирование структуры происходило.

Такая структура, как Гнединцевская, в пределах которой выявлено нефтяное месторождение в отложениях верхнего карбона и нижней перми, образовалась, как ловушка на 60% лишь в мелу, а окончательно сформировалась в предпалеогеновое время.

Таким образом, несмотря на то, что большинство локальных структур имеет разновозрастный характер формирования, окончательно большинство из них сформировались лишь в предпозднепермское и в предпалеогеновое, а отдельные из них и в более молодое время.

На более чем 250 локальных структурах ДДВ, на которых проводилось глубокое бурение, отмечены сбросы, интенсивно осложняющие поднятия. Во впадине нет, по существу, ни одной локальной структуры, не нарушенной дислокациями сбросового характера. Эти разрывы преимущественно развиты в сводовых частях структур, к периферии они постепенно затухают. Их роль в формировании и распределении залежей нефти и газа велика (Доленко и др., 1968).

По природе локальные разрывы связаны со складчатыми процессами региона. Механизм возникновения разрывов состоит в том, что в периоды неоднократных подвижек блоков фундамента происходил рост девонского соляного ядра, под воздействием которого в надсолевых породах возникали перенапряжения в своде структуры. Растягивающие усилия пород под влиянием вертикально направленного тектонического фактора разрешались разрывами. Такой характер разрывных сил в сводовых частях складок вызвал грабенообразное опускание центральных блоков структуры. Густота локальных сбросов присуща сводовой и присводовой частям структуры, а их амплитуда увеличивается в нижних горизонтах. Эта зависимость установлена для Погарщинской, Качановской, Рыбальской, Бельской, Солоховской, Опошнянской, Шебелинской структур и др. Таким образом, движения по сбросам происходили как одновременно с ростом складки и осадконакоплением, так и в постседиментационные периоды, связанные с эпохами складчатости (табл. 7).

Поперечные сбросы наиболее четко выражены на Богдановской, Погарщинской, Качановской, Рыбальской структурах и других, характеризуются значительными амплитудами (200-450 м), длительным, в основном конседиментационным, развитием в палеозое и увеличением амплитуды в нижнекаменноугольных отложениях (Кравец, 1968). В предмеловое и предпалеогеновое время формирование сбросов было постседиментационным.

Продольные разрывы более мелкие и их амплитуды составляют 30-120 м. Осложняют они преимущественно сводовые и присводовые

Таблица 7. Этапы формирования во времени локальных разрывов на структурах ДДВ

Структура	Время					
	Кайнозойское	Предпалеогеновое	Предраннемеловое	Предпозднепермское	Предраннепермское	Предпоздневизейское
Матлаховская	0	0	0	0	+	–
Мильковская	0	0	0	0	+	–
Богдановская	0	0	0	0	+	–
Великозагоровская	0	+	0	0	+	–
Северо-Дорогинская	0	0	0	0	+	–
Прилукская	0	+	0	+	+	–
Гнединцевская	0	0	0	0	+	–
Чернухинская	0	+	+	+	–	–
Погарщинская	+	+	+	+	+	+
Рыбальская	0	+	+	+	+	+
Качановская	+	+	+	+	+	+
Солоховская	+	+	+	+	+	+
Бельская	0	+	+	+	+	–
Сагайдакская	0	+	+	+	–	–
Машевская	0	+	+	+	–	+
Новогригорьевская	0	+	0	+	–	–
Опошнянская	0	0	0	+	–	–
Зачепиловская	0	+	0	+	–	–
Перещепинская	0	0	0	+	+	+
Кибинцевская	0	+	+	+	+	+
Радченковская	0	+	+	+	+	+
Западно-Крестищенская	0	+	+	+	–	–
Ефремовская	0	+	+	+	–	–
Мелиховская	0	+	+	0	+	–
Западно-Сосновская	0	0	0	+	–	–
Западно-Медведовская	0	+	+	+	–	–
Шебелинская	+	+	+	+	+	–
Сливаковская	0	+	+	+	–	–
Чижевская	0	+	+	+	+	+
Михайловская	0	+	0	+	0	+
Новониколаевская	0	0	0	+	0	+
Голубовская	0	+	+	+	+	–
Кегичевская						

(+) – разрыв формировался, (0) – формирование разрыва не происходило.

участки структур, затухая в сторону крыльев и периклиналей. Этот тип дислокаций формировался лишь в постседиментационные этапы развития региона – во время предпозднекурского, предмелового и предпалеогенового циклов, а некоторые (Погарщинская, Качановская складки и др.) даже в палеогене.

Региональной особенностью формирования локальных поперечных и продольных разрывов является то, что на структурах северо-за-

падной части впадины наиболее интенсивный процесс формирования разрывных дислокаций происходил в предраннепермское время, в центральной и юго-восточной частях – в предпозднепермское и предпалеогеновое время. Уместно напомнить, что большинство залежей нефти и газа (Шебелинское, Западно-Крестищенское, Ефремовское, Лелековское, Гнединцевское, Погарщинское месторождения), не говоря уже о многих скоплениях углеводородов ДДВ, приурочены к крупному предверхнепермскому стратиграфическому перерыву.

Таким образом, как структуры-ловушки, так и локальные, продольные или поперечные, разрывы формировались непрерывно-прерывисто на протяжении всей длительной геологической истории, претерпев несколько крупных тектонических фаз складчатости. Некоторые из них образовались уже в предраннепермское и предпозднепермское время, другие – в последующие этапы вплоть до палеогена и даже неогена.

Формирование нефтяных и газовых залежей Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции, несомненно, являлось региональным процессом. Условия и время формирования каждого отдельного месторождения взаимосвязано с условиями и временем образования всех нефтегазоносных структур региона. Допускать многофазное формирование известных месторождений нефти и газа – значит игнорировать факты и прежде всего наличие крупных стратиграфических и угловых перерывов. В периоды проявления бретонской, заальской и ларамийской фаз тектогенеза и подъема территории впадины происходили значительные эррозионно-денудационные процессы, местами уничтожившие целые стратиграфические комплексы пород и прежде всего верхнего карбона и нижней перми. И если допустить возможное существование залежей в ловушках, сформировавшихся, например, к ранней перми, то уже в предпозднепермское время они были выведены на поверхность и несомненно разрушены. Подобные процессы формирования и разрушения нефтяных и газовых залежей должны были бы возобновляться в каждую из последующих тектонических фаз.

Вместе с тем следы древних окисленных и разрушенных залежей нефти до сего времени нигде во впадине не установлены. Кроме того, в те далекие геологические эпохи не были еще образованы ни мощная пересажская глинистая, ни эвапоритовые никитовская и славянская толщи нижней перми, ни другие достаточно мощные глинистые толщи триаса и юры (бат-байосская), которые способствовали бы сохранению залежей от разрушения, а в настоящее время обусловили бы наличие стратиграфических этажей нефтегазоносности.

Анализ газонефтеносности ДДВ дает возможность заключить, что как газовые, так и нефтяные месторождения региона сформировались в предпалеогеновое – раннепалеогеновое время, когда была окончательно создана современная структура нефтегазоносной провинции и происходила миграция углеводородов с образованием залежей.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Дальнейшие перспективы нефтегазоносности осадочного комплекса ДДВ связываются главным образом с глубокозалегающими горизонтами палеозоя, поскольку до глубины 3000 м вся толща пород изучена достаточно детально. Наметившаяся ранее тенденция к увеличению прироста запасов углеводородов за счет разведки больших глубин продолжает сохраняться. Так, если в восьмой пятилетке на глубины 3000-4000 м приходилось 64,4% прироста запасов, то в девятой на глубины свыше 3000 м приходилось уже 90% прироста, из них 18,8% выявлены на глубинах свыше 4000 м.

Переход на поиски и разведку залежей углеводородов в глубоко залегающих горизонтах в целом привел к повышению эффективности геологоразведочных работ.

По данным подсчета прогнозных запасов, проведенного до глубины 7000 м, на глубине более 3000 м приходится свыше 87% их общего количества. При этом девонский перспективный комплекс содержит 23,5% прогнозных запасов нефти и 13,9% газа, нижнекаменноугольный нефтегазоносный комплекс соответственно 48,3 и 65,5%, среднекаменноугольный - 6,2 и 6,6%, верхнекаменноугольно-нижнепермский - 22,0 и 14,0% (Доленко и др., 1976).

При составлении карты перспектив нефтегазоносности Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции (рис. 39) учитывались основные факторы, способствующие аккумуляции углеводородов: наличие регионального флюидоупора, пород-коллекторов с благоприятными емкостными и фильтрационными способностями, ловушек как части природного резервуара, благоприятной гидрогеологической обстановки. Многолетними исследованиями по изучению закономерностей размещения месторождений и залежей нефти и газа, проведенными нами (Доленко и др., 1967, 1968, 1975 и др.), установлено, что определяющую роль в процессе формирования и размещения месторождений играет тектонический фактор, в частности влияние крупных элементов продольной и поперечной тектонической зональности. В связи с этим при определении перспектив того или иного тектонического участка учитывалось его тектоническое положение в общей структуре региона. Поскольку зоны основного нефтегазонакопления расположены на переходных участках между поперечными поднятиями и депрессиями, а также в приразломных зонах продольных тектонических структур, то территории, расположенные в этих районах, считаются наиболее перспективными.

Составлению сводной карты перспектив нефтегазоносности предшествовал этап создания серии таких карт по двум перспективным (девонский подсолевой и межсолевой комплексы) и четырем нефтегазоносным (турнейско-нижневизейский, верхневизейско-серпуховский, среднекаменноугольный и верхнекаменноугольно-нижнепермский комплексы) толщам. На карты были нанесены области распространения слабопроницаемых толщ (покрышек), показаны их мощности по каждой нефтегазоносной толще и территории, характеризующиеся благоприятной гидродинамической обстановкой.

На основании всестороннего анализа геолого-геофизических материалов по каждому перспективному комплексу выделены конкретные структуры для постановки поисково-разведочных работ и намечены перспективные участки для поисков неантиклинальных ловушек в хемогенной толще нижней перми, в нижнекаменноугольных и девонских межсолевых отложениях (в последних выделены зоны развития биогермов).

Кроме того, определено новое направление поисково-разведочных работ, связанное с поисками залежей углеводородов в приштоковых зонах девонских соляных тел. Открытие Новоукраинского, Медведовского месторождений и других позволило установить, что вблизи крупных соляных тел со стороны компенсационных прогибов часто формируются блоки сильно приподнятых и дислоцированных каменноугольных пород, где при благоприятных условиях могут сформироваться массивно-пластовые залежи углеводородов. Такие блоки установлены пока только в юго-восточной части впадины, однако они могут быть обнаружены и на других участках, в частности в пределах Ичнянской группы соляных структур (Ивангородский блок).

Преспективные земли для поисков залежей нефти и газа в девонских подсолевых отложениях на севере и юге впадины ограничены краевыми разломами рифта. Северо-западная граница проходит по склонам Кошелевского выступа фундамента, а в краевых зонах риф-

та – восточнее линии сел Мрин – Городище. Юго-восточная и средняя части впадины, где подошва девонских подсолевых отложений залегает глубже 7000 м, относятся к территории невыявленных перспективных земель. Перспективными считаются структуры, расположенные на переходных участках между Гмырянским поперечным поднятием, с одной стороны, и Нежинской и Роменской депрессиями, с другой (Гужевская терраса, Мартыновское, Лелаковское, Гайворонское поднятия и др.); между Лютенским поднятием и Роменской и Полтавской депрессиями (Гадячское, Решетиловское, Ольшанское, Решетняковское поднятия и др.). На склонах продольных выступов фундамента и в приразломных зонах перспективны Северо-Лысогорское, Литвяковское, Монастырищенское глубинные поднятия и др.

Перспективная территория по межсолевой и надсолевой литологическим толщам охватывает среднюю и, частично, северо-западную части впадины. Она занимает всю северную краевую часть рифта (зона приразломных впадин), в приосевой зоне ограничена меридианом Ични, а на юго-западе – линией выклинивания фаменской соленосной толщи (Галабуда и др., 1977). На этой территории развиты антиклинальные и неантиклинальные ловушки в зонах выклинивания проницаемых пластов и их тектонического экранирования, а также ловушки, связанные с биогермными образованиями в задонских известняках приразломной зоны северного краевого нарушения.

Для межсолевых отложений девона основными объектами поисково-разведочных работ следует считать:

I. При поисках залежей на локальных поднятиях – Северную зону прибортовых впадин (Ядутовское, Кинашевское поднятия и др.), Монастырищенско-Гмырянскую (Хомовское, Южнодорогинское поднятия и др.), Ичнянскую (Ичнянское, Буромское, Рожновское, Парафиевское поднятия и др.), склоны Лысогорско-Липоводолинской зоны продольных выступов (Юрковцевское, Артюховское, Перекоповское, Анастасьевское, Липоводолинское поднятие и др.), Переволочненско-Андреяшевскую зону (Андреяшевское поднятие и др.), Глинско-Розбышевскую (Харьковцевское, Середняковское поднятия и др.), Трудолюбовско-Богодуховскую (Котелевское, Колонтаевское, Коломакское, Карайковское, Высокопольское, Белоусовское поднятия и др.), Солоховско-Распашновскую (Солоховское, Опошнянское, Матвеевское поднятия и др.).

2. При поисках залежей на моноклиналях – Горобцовско-Руденковскую зону в юго-западной краевой части рифта.

3. При поисках залежей, связанных с биогермными образованиями, – южные склоны локальных поднятий, расположенных в северной зоне приразломных впадин (Березнянского, Менского, Ядутовского, Шаповаловского, Куреньского, Калядинского и др.), склоны выступов, образованных эффузивными породами (типа Новотроицкого, Анисовского), северный склон северо-восточной зоны продольных выступов.

Оценка перспектив нефтегазоносности девонского перспективного комплекса в юго-восточной части впадины, учитывая большую глубину его залегания, возможна только в пределах узкой полосы, примыкающей к южному краевому нарушению, а также на отдельных участках (Рыбальско-Высокопольском, Волоховско-Бригадировском и др.) северной краевой зоны. Для выяснения условий залегания девона на этих участках целесообразно использовать опыт картирования УІ отражающего горизонта на Орельском выступе, а для изучения строения разреза и литологии пород девона – пробурить несколько параметрических скважин.

С нижнекаменноугольным продуктивным комплексом связано 18,9% начальных разведанных запасов углеводородов. Залежи нефти и газа установлены на 66 месторождениях в отложениях серпуховского, визейского и турнейского ярусов (рис. 39). Из общего количества свыше 550 залежей, установленных в ДДВ, 60% приходится на долю нижнего карбона. По величине подсчитанных прогнозных запасов установлены участки повышенных их концентраций: центральная часть Роменской депрессии, где сосредоточено 16% прогнозных запасов нижнекаменноугольного нефтегазоносного комплекса, северная и центральная части Полтавской депрессии – соответственно 12 и 13, центральная прогнутая часть Харьковского поперечного поднятия в зоне срединного глубинного разлома – 24, центральная часть Шебелинской депрессии – 21%.

По наличию в разрезе карбона мощных региональных экранирующих толщ обособляются турнейско-нижневизейская и верхневизейско-серпуховская продуктивные толщи. Но поскольку структурные отличия между ними не существенны на большей части территории рифта, представляется возможным рассматривать их как единый нижнекаменноугольный нефтегазоносный комплекс и рекомендовать одновременную разведку, учитывая лишь, что на северо-западе региона наиболее перспективны нижне- и верхневизейские образования, а на юго-востоке, кроме того, турнейские и серпуховские.

Северо-западная граница высокоперспективной и перспективной зон нижнекаменноугольного продуктивного комплекса проходит при-

мерно по линии Прилуки – Кинашевка, северная и южная – совпадают с краевыми нарушениями, но южная граница в средней части рифта отклоняется на 15–20 км в сторону осевой части. В зонах основного нефтегазонакопления, приуроченных к переходным участкам от поднятий к депрессиям, а также на склонах продольных выступов и в приразломных зонах выделяется ряд перспективных структур: на переходных участках между Гмыряным поперечным поднятием, с одной стороны, Нежинской и Роменской депрессиями, с другой (Восточно-Монастырищенская, Ичнянская, Дорогинская, Переволочнянская, Восточно-Озерянская складки); между Лютенским поднятием и Полтавской и Роменской депрессиями (Середняковская, Клюшниковская, Западно-Солохская, Иорданская, Петренковская структуры и др.).

На склонах северной зоны продольных выступов и приразломных впадин наиболее перспективны поднятия Талалаевско-Артюховской структурной зоны (Королевичское, Сильченковское, Погребское, Плужниковское, Медвежье, Стрятчинское, Бабчинское и др.), Анастасьевско-Рыбальской зоны (Мартыновское, Берестовское, Журавненское, Ивановское, Степановское и др.).

В пределах склонов продольных выступов юго-западной зоны и в приразломных впадинах перспективны поднятия Малодевицко-Чернухинской и Радченковско-Новогригорьевской структурных зон (рис. 39).

В юго-восточной части региона нижнекаменноугольный нефтегазоносный комплекс залегает на глубине до 7 км только в пределах северной и южной краевых зон рифта, на ряде локальных поднятий в западной части Шебелинско-Спиваковской зоны, а также в пределах перспективных территорий северного и южного бортов. Основными направлениями геологоразведочных работ на указанный комплекс являются:

1. Поиски и разведка залежей углеводородов на локальных структурах северной краевой зоны (Сахалинской, Качаловской, Водяновской, Нарижнянской, Валковской, Ковяжской, Белоусовско-Панасовской, Любовско-Карайкозовской, Гутской, Капоновской, Коробочкинской, Лебяжинской, Василенковской, Гетмановской, Горожанской, Базилевской, Шевченковской и др.).

2. Проведение геофизических исследований (рекогносцировочных и детальных) на неизученной территории северного борта впадины и прежде всего в районах сосредоточения прогнозных структур, намеченных морфометрическими и геофизическими методами с целью выявления новых структурных форм (включая ловушки неантиклинального типа), благоприятных для нефтегазонакопления.

3. Детальные и целенаправленные геофизические исследования для выявления новых структурных форм и изучения их строения в пределах кольцевого обрамления Бригадировской, Шебелинской и Мечебиловской впадин, а также в самих впадинах.

4. Продолжение поискового бурения на приподнятых структурах западной части Шебелинско-Спиваковской газоносной зоны (Новомечебиловской и Северо-Волненковской) и, в зависимости от полученных результатов, ввод в бурение новых структур (Волвенковской, Петровской, Лозовеньковской и др.) с целью оценки нефтегазоносности всего разреза нижнего карбона. Независимым и первоочередным объектом следует рассматривать Берекскую структуру, где в нижнем карбоне могут быть выявлены залежи углеводородов, экранированные соляным карнизом Берекского диапира.

5. Детальное изучение тектоники нижнего карбона южной части Руденковско-Левенцовской нефтегазоносной зоны, где эти отложения залегают на доступных для бурения глубинах, и перспективной зоны южного борта с целью поисков ловушек неантиклинального типа и возможных погребенных поднятий в нижнем карбоне с последующим вводом их в бурение.

6. Бурение первоочередных параметрических скважин – Близнецовской, Лозовской, Екатериновской, Северо-Шебелинской, Змиевской, Светловской и Миролюбовской с целью быстрейшего изучения емкостных и флюидоупорных свойств нижнекаменноугольного комплекса на больших глубинах в различных нефтегазоносных зонах.

В среднекаменноугольном комплексе высокоперспективные земли не выделяются. Поиски новых залежей в этом нефтегазоносном комплексе возможны лишь на территории юго-восточной части впадины в пределах не выявленных еще антиклинальных поднятий, расположенных на больших глубинах, а также в блоках, примыкающих к соляным штокам.

Основными направлениями геологоразведочных работ на данный комплекс являются:

1. Поиски и разведка пластовых сводовых залежей нефти и газа и пластовых залежей, экранированных соляными штоками и разрывными нарушениями на Сахалинской, Карайкозовской, Лобовской, Белоусовско-Панасовской, Валковской, Сомовской, Пегедовской структурах и других Рябухино-Северо-Голубовской газоносной зоны.

2. Проведение геофизических исследований на участке Валки – Северная Голубовка, включая Валковское, Бригадировское и Шебелинское (предполагаемое) кольцевые структурные обрамления, с целью более детального изучения структурного плана среднего карбона и выявления новых ловушек, благоприятных для нефтегазонакопления.

3. Проведение комплекса геолого-геофизических исследований, включая бурение структурных скважин, и прямых методов поисков в Рябухинско-Северо-Голубовской зоне и на борту с целью выявления аллювиальных образований, приуроченных к палеоруслам рек, как потенциальных ловушек нефти и газа неантиклинального типа.

4. Проведение геофизических исследований с целью изучения структурного плана среднего карбона на Мелиховской, Ефремовской, Кегичевской структурах и других и ввод их в поисковое бурение.

5. Изучение геофизическими методами и параметрическими бурением структурного плана среднего карбона в Бахмутской котловине с целью выявления структурных форм, благоприятных для аккумуляции углеводородов.

6. Постановка геофизических исследований с целью выявления погребенных поднятий и ловушек неантиклинального типа в пределах Руденковско-Левенцовской нефтегазоносной зоны.

К верхнекаменноугольно-нижнепермскому комплексу приурочены основные запасы газа и значительная часть разведанных запасов нефти, составляющие 72% общего их количества. По данным подсчета (Доленко и др., 1976), прогнозные запасы нефти составляют 14% и газа 22%.

Резерв подготовленных к опоисковыванию структур антиклинального типа в верхнекаменноугольно-нижнепермском комплексе весьма ограничен (около десяти поднятий) и дальнейшие перспективы выявления газовых и нефтяных залежей связываются с неантиклинальными ловушками. При этом определенная роль отводится отдельным блокам пород, примыкающим к соляным штокам. На ряде площадей установлено, что под козырьками соляных штоков залегают значительно размытые верхнекаменноугольные отложения (Медведовская, Червоноярская площади). Иногда размыв достигает средне- и нижнекаменноугольных пород (Новоукраинская, Чутовская, Распашновская площади). Углы залегания примыкающих к штокам пород достигают 60–85°. На основе имеющихся фактических данных и теоретических предпосылок такие блоки прогнозируются на еще малоизученных соляных структурах и рассматриваются как резерв для поисков новых разновидностей залежей углеводородов – массивно-пластовых и пластовых, экранированных соляной грядой (штоком) и тектоническими нарушениями.

Высокоперспективная территория для поисков залежей углеводородов в верхнекаменноугольно-нижнепермском комплексе определяется границами распространения нижнепермской хемогенной покрышки (мощностью 400–1600 м) и приурочена к юго-восточной части грабена, включающей Полтавскую депрессию и Харьковское поперечное поднятие. Остальная территория считается перспективной, за исключением северо-западной части впадины (примерно к западу от меридиана Ични) и большей части юго-западной краевой зоны рифта, где соленосная толща нижней перми отсутствует.

Основными направлениями геологоразведочных работ на рассматриваемый продуктивный комплекс являются:

I. Разведка выявленных массивно-пластовых залежей на Червоноярском, Новоукраинском, Медведовском, Восточно-Медведовском месторождениях с целью их оконтуривания и промышленной оценки, а также подтверждение промышленного значения углеводородных скоплений на поднятиях, где установлены прямые признаки нефтегазоносности (Котляревское, Красноградско-Гриньковское поднятия).

Исходя из характера размещения углеводородных скоплений на Медведовской, Распашновской и Новоукраинской структурах, можно наметить некоторые критерии для оценки промышленной нефтегазоносности на структурах с аналогичным строением. Определяющим при этом является наличие или отсутствие флюидоупорных пород, окружающих группы структур или отдельные тектонические блоки. В этом отношении перспективными следует считать те блоки, которые сверху перекрыты достаточно мощной толщей нижнепермских соляных пород и изолированы друг от друга девонскими соляными телами, внедрившимися в полости тектонических разрывов. Скопления углеводородов в каждом из таких блоков образуют отдельную гидродинамическую систему. Бесперспективны в этих условиях лишь те блоки, которые приподняты настолько высоко, что над ними нет покрышки нижнепермских соляных пород.

Если между тектоническими блоками нет непроницаемых пород и они образуют единую гидродинамическую систему, то перспективность блоков определяется наличием условий для аккумуляции, зависящих от взаимного расположения блоков. Ввиду этого разведочные работы следует направить прежде всего на изучение системы тектонических нарушений, выяснение уровня залегания кровли отдельных блоков и на этой основе определить условия их герметичности.

2. Поиски массивно-пластовых и пластовых залежей, экранированных соляными штоками на Южно-Староверовском, Кленовском, Касьяновском, Сомовском, Валковском, Лиговском поднятиях, а также массивно-пластовых и пластовых сводовых залежей, возможно экранированных тектоническими нарушениями, на структурах, не осложненных штоками (Натальинско-Балковской, Соколовской, Нечадовской) с предварительной детализацией строения некоторых из них сейсморазведкой.

3. Проведение геолого-геофизических исследований в плане реализации намечаемого направления геологоразведочных работ по выявлению в приштоковых участках компенсационных прогибов обособленных блоков каменноугольных пород, представляющих интерес как потенциальные ловушки нефти и газа. Объектами для детальных сейсморазведочных (МОГТ) и электроразведочных (МТЗ) исследований являются прогнозируемые блоки - Червоноярский (северный и южный), Староверовский, Токаревский, Власовский (западный и северный), Южно-Медведовский, Парасковейский, Сосновский, Павловский (северный и южный), Мироновский, Восточно-Ефремовский, Алексеевский (западный и восточный), Адамовско-Бугаевский (северный). При выявлении блоков каменноугольных пород и изучении их морфологии предлагается ввод их в поисковое бурение.

4. Изучение структуры осадочного чехла Бахмутской котловины, подтверждение наличия прогнозных структур (или блоков), выделенных по данным морфологических и гравиметрических исследований, и исследование характера распространения пород-коллекторов путем детальных сейсморазведочных работ в комплексе с параметрическим бурением.

5. Поиски пластовых сводовых залежей на Выеньской, Хортицкой, Северо-Озерянской, Тростянецкой, Карпиловской складках, а также поиски залежей, экранированных соляными штоками, на Нежинской, Ивангородской, Герасимовской, Куличихинской площадях с предварительной детализацией их строения сейсморазведкой.

В последние годы в отдельное направление поисково-разведочных работ вырастает проблема опоискования соленосных толщ, циклическое строение которых обусловливает возможность наличия крупных природных резервуаров внутри соленосной толщи. В таких условиях на ряде поднятий юго-восточной части региона выявлены залежи газа в терригенных и трещиноватых сульфатно-карбонатных отложениях нижней перми. В связи с этим для хемогенной толщи нижней перми

целесообразно выделить самостоятельные направления геологоразведочных работ:

1. Разведка выявленных пластовых, вероятно, тектоклазовых залежей на Мелиховском, Западно-Медведовском, Западно-Староверовском, Крестищенском и Новоукраинском месторождениях с целью их оконтуривания и промышленной оценки.

2. Поиски аналогичных залежей на Восточно-Медведовском, Котляровском, Распашновском, Чутовском (северный и южный блоки), Сосновском, Красноградско-Гриньковском и, вероятно, Белуховском поднятиях, где имеется благоприятная промыслово-геофизическая характеристика разреза.

3. Поиски ловушек неантиклинального типа, преимущественно тектонически экранированных, детальными сейсморазведочными работами на северном и южном моноклинальных склонах Машевско-Ефремовской газоносной зоны. Предполагается выявление разрывных нарушений, их трассы и амплитуды, а также установление соотношения со структурными осложнениями типа структурных террас, выступов, носов.

4. Поиски малоамплитудных антиклинальных поднятий в Бахмутской котловине комплексом геофизических исследований.

5. Выявление ловушек неантиклинального и комбинированного типов (тектонически экранированных, зон трещиноватости, рифогенных построек и др.) как в пределах указанных выше структурных элементов, так и на остальной территории.

6. Поиски ловушек неантиклинального типа в северной и южной краевых частях Полтавской поперечной депрессии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеамент земной коры. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 41-51.

Алексеев Ф.А. О зональности нефтегазообразования в земной коре по данным изотопных исследований. – Геол. нефти и газа, 1974, № 4, с. 62-67.

Алексеев Ф.А., Войтов Г.И., Лебедев В.С. и др. Метан. – М.: Недра, 1978. – с. 309.

Алексеев А.С., Рябов В.З. Новая модель строения верхней мантии Земли. – Природа, 1976, № 7, с. 64-77.

Андреева Р.И. Внутреннее строение складчатого фундамента Днепровско-Донецкой области. – В кн.: Материалы по региональной тектонике СССР. М.: Недра, 1964, с. 52-66.

Андреева В.И., Коломиец Я.И., Тхоржевский С.А. и др. Объем нижней перми в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. – Тез. науч.-тех. конф.: Перспективы увеличения газовых ресурсов Украины... . Харьков: Ротапринт УкрНИИГаза, 1969, с. 218-220.

Антипов В.И. О некоторых особенностях разломной тектоники юга европейской части СССР. – В кн.: Проблемы геологии и тектоники освоения глубокого бурения на нефть и газ в УССР. Киев: Наук. думка, 1969, с. 126-127.

Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. – Физика Земли, 1970, № 5, с. 18-26.

Архангельская В.В. Палеорифтовые системы и связанные с ними полезные ископаемые. – В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 181-186.

Архангельская Н.А., Григорьев Н.В. Условия образования солеродных зон в открытых морских водоемах на примере эвапоритового нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4, с. 58-75.

Баранов И.Г. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. – М.: Недра, 1965. – 234 с.

Белевцев Я.М., Прус А.К. Основні етапи геологічного розвитку Українського щита. – Геол. журн., 1962, № 5, с. 3-18.

Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. – М.: Наука, 1974. Т. 3. – 287 с.

Бердичевский М.Н., Дубровский В.Г., Любимова Е.А. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация. – Физика Земли, 1971, № 7, с. 56-73.

Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 190 с.

Билык О.Д., Витенко В.А., Кельбас Б.И. и др. Зоны нефтегазонакопления Днепровско-Донецкой впадины. – М.: Недра, 1977. – 120 с.

Білик О.Д., Вітенко В.О., Поляк Р.Я. Вплив глибини залягання на колекторські властивості кам"яновугільних відкладів Дніпровсько-Донецької западини. – Геологія і геохімія горючих копалин, 1973, вип. 33, с. 24-28.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). – Сов. геология, 1964, № 9, с. 3-24.

Бакиров А.А., Табасаранский З.А. Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в пределах молодых платформ СССР. – В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1957. – 380 с.

Бойко Г.Е. Углеводороды в астеносфере верхней мантии Земли. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып. 38, с. 8-13.

Бойко Г.Е. Зональность в нефтегазонакоплении. – Киев: Наук. думка, 1976. – 123 с.

Бондарчук В.Г. Геологическая структура УССР. – Киев: Изд-во АН УССР и Киевск. гос. ун-та, 1946. – 146 с.

Бондарчук В.Г. Геологія України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1959. – 830 с.

Бондарчук В.Г. Основные вопросы тектоорогении. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961.

Борисов А.А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. – Изв. АН УССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 3-8.

Борисов А.А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. – Сов. геология, 1964, № 4, с. 3-23.

Борисов А.А. Геофизическая характеристика платформенных территорий. – Геотектоника, 1965, № 3, с. 3-13.

Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. – М.: Наука, 1967. – 303 с.

Бражникова Н.Е., Вакарчук Г.И., Вдовенко М.В. и др. Микрофаунистические маркирующие горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1967. – 383 с.

Бритченко А.Д. К вопросу о взаимоотношении вулканических и соленосных формаций в девоне северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Достижения геологической науки по Днепровско-Донецкой впадине за годы Советской власти: Тез. докл. годовой сес. Укр н.-и. геологоразв. ин-та. Чернигов, 1967, с. 20-22.

Бритченко А.Д., Восанчук С.С., Галабуда Н.И. и др. Условия осадкообразования в франский век в Днепровско-Донецкой впадине. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып. 39, с. 66-73.

Бритченко О.Д., Галабуда М.І., Сухорський Р.П., Фещенко Н.І. До умов середньодевонського осадконагромадження в Дніпровсько-Донецькій западині. – Доп. АН УРСР, 1973, № 2, с. 101-104.

Бритченко А.Д., Кононенко Л.П., Передерей Р.В. и др. К вопросу о среднедевонских образованиях северного борта Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1975, № 1, с. 107-113.

Бритченко А.Д., Фещенко Н.И., Плошко В.В. Стратиграфия и корреляция разрезов девона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. – Тр. Укр. н.-и. геологоразв. ин-та, 1968, вып. 16, с. 135-141.

Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-восточной части Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1975. – 132 с.

Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканических образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области. – В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1974, с. 37-44.

Вавилов С.И. Исаак Ньютон. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 294 с.

Вакарчук Г.И., Винниченко Л.Г., Дудко Н.А. и др. Схема индексации и региональная корреляция продуктивных горизонтов карбона Днепровско-Донецкой впадины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1979, вып. 52, с. 35-46.

Варичев С.А. Особенности тектоники Днепровско-Донецкой впадины (в связи с нефтегазоносностью): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1971. – 20 с.

Варичев С.А., Галабуда Н.И. Анализ тектонического развития некоторых структур Днепровско-Донецкой впадины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 19, с. 19-27.

Варичев С.О., Галабуда М.І., Винниченко Л.Г. Деякі особливості розвитку Дніпровсько-Донецької западини в девоні. – Геологія і геохімія горючих копалин, 1971, вип. 26, с. 19-26.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.

Вассоевич Н.Б. Исходное вещество для нефти и газа. – В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Наука, 1972.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти. – Вестн. Моск. гос. ун-та. Сер. геол., 1975, № 5, с. 3-23.

Вассоевич Н.Б. Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования. – В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М.: Наука, 1977, с. 36-58.

Вассоевич Н.Б., Амосов Г.А. Геологические и геохимические улики образования нефти за счет живого вещества. – В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967.

Ващилов Ю.Я. Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности. – Физика Земли, 1971, № 1.

Вебер В.В. Диагенетическая стадия образования нефти и газа. – М.: Недра, 1978. – 140 с.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3-17.

Витенко В.А., Кабышев Б.П. История развития и нефтегазоносность структур Днепровско-Донецкой впадины. – М.: Недра, 1977. – 191 с.

Витенко В.А., Новоселецкий Р.М. О времени образования нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой впадины. – Тр. Укр. н.-и. геологоразв. ин-та, 1963, вып. 3, с. 389-397.

Волошина З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтовых пород в Днепровско-Донецком авлакогене. – Докл. АН СССР, 1971, № 1, с. 169-172.

Воробьев Б.С. Стратиграфические уровни нефтегазонакопления в Днепровско-Донецкой впадине. – Нефт. и газ. пром-сть, 1961, № 2, с. 3-6.

Вотах О.А. Структурные элементы Земли в зонах сочленения платформ и складчатых областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 192 с.

Высочанский И.В. К типизации ловушек и залежей нефти и газа в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. – Тез. науч.-тех. конф.: Перспективы увеличения газовых ресурсов Украины... . Харьков: Ротапринт УкрНИИГаза, 1969, с. 270-272.

Высочанский И.В. Геология и условия формирования газовых месторождений восточной части Гриньковско-Степановской антиклинальной зоны юго-востока Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1975. – 26 с.

Высочанский И.В., Галабуда Н.И., Сердюков В.В. Типы залежей углеводородов и их размещение в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Закономерности образования и размещения залежей нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1978, с. 89-99.

Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. – М.: Недра, 1975. – 270 с.

Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. – Киев: Наук. думка, 1969. – 268 с.

Гавриш В.К. Глубинные разломы и геотектоническое развитие Доно-Днепровского прогиба в девоне. – Геол. журн., 1970, № 2, с. 82-91.

Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. – Киев: Наук. думка, 1974. – 158 с.

Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. – Киев: Наук. думка, 1978. – 167 с.

Галабуда Н.И. Формации карбона Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 12, с. 1062-1065.

Галабуда Н.И. Геологическое строение франской соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 50, с. 59-68.

Галабуда Н.И., Доленко Г.Н., Сухорский Р.Ф. и др. Ритмичность и распространение формаций девона Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1978, с. 197-205.

Галабуда Н.И., Рахимова И.Ш., Альтман А.Д. К вопросу о методике изучения формирования поверхностей раздела земной коры. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 44, с. 78-84.

Галабуда Н.И., Сухорский Р.Ф., Бритченко А.Д. и др. Нижнефаменские отложения Днепровско-Донецкой впадины и условия их накопления. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып.43, с. 52-59.

Галабуда Н.И., Фещенко Н.И., Сухорский Р.Ф. и др. Среднедевонские отложения Днепровско-Донецкой впадины и условия их образования. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып.37, с. 27-32.

Галабуда Н.И., Хмель Ф.Ф., Вакарчук Г.И. и др. Особенности строения девонских и каменноугольных отложений крайней северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геология и геохимия нефтегазоносных провинций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 62-72.

Галабуда Н.И., Хмель Ф.Ф., Вакарчук Г.И. и др. Геологические предпосылки поисков залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках верхнего палеозоя Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных провинций. Киев: Наук. думка, 1979, с. 98-107.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Угольные бассейны и месторождения юга Европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963, Т. I. – 1910 с.

Гладких В.С. Некоторые особенности формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). – В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 101-107.

Гоньшакова В.И., Бойчук М.Д., Бутурлинов Н.В. и др. Появление щелочно-ультраосновного – щелочнобазальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом. – Изв. АН СССР, 1968, № 9, с. 3-14.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных – щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. – М.: Наука, 1968.

Гоньшакова В.И., Чернышев Н.М., Быков И.Н. и др. Некоторые черты сходства и эволюции химизма протерозойских габброидов и девонских базальтов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973, с. 208-214.

Гринберг И.В. Некоторые химические аспекты проблемы генезиса нефти (вакуумно-карбогидратный синтез глубинных углеводородов).- В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1966, с. 26-48.

Гринберг И.В. Геохимические и физико-химические основы глубинного синтеза углеводородов. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1971.

Гринберг И.В. Геохимические основы генезиса и метаморфизма сингенетических и эпигенетических битумов. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975.

Доленко Г.Н. Основні закономірності нафтонагромадження в нафтогазоносних провінціях України. - Геол. журн., 1964, № 1,с.3-13.

Доленко Г.Н. Закономерности нефтегазонакопления в земной коре и теория неорганического синтеза нефти и газа. - В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных месторождений. Киев: Наук. думка, 1966, с. 3-26.

Доленко Г.Н. Закономерности нефтегазонакопления в земной коре, свидетельствующие о глубинном происхождении нефти и газа. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1971, с. 3-37.

Доленко Г.Н. К проблеме происхождения нефти и газа и формирования их промышленных месторождений. - В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975, с. 40-51.

Доленко Г.Н. Основные вопросы взаимосвязи седиментации и тектоники в нефтегазоносных провинциях Украины. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 38-50.

Доленко Г.Н. Геологические аспекты времени образования месторождений нефти и газа. - В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1976, с. 26-29.

Доленко Г.Н. Тектоника и седиментация в нефтегазоносных провинциях Украины. - В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 108-112.

Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Килын И.В. и др. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. - Киев: Наук. думка, 1976.- 125 с.

Доленко Г.Н., Варичев С.А. К вопросу о структурном положении Днепровского рифта. - В кн.: Геологическое строение провинций горючих ископаемых Украины. Киев: Наук. думка, 1978. с. 3-8.

Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины. - Геотектоника, 1970, № 1, с. 53-60.

Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. и др. Закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции. - В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Украины. Киев: Наук. думка, 1967, с. 161-175.

Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. и др. Закономерности размещения месторождений нефти и газа в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции.- Киев: Наук. думка, 1968. - 215 с.

Доленко Г.Н., Варичев С.О., Галабуда М.І. та ін. Геологічна будова і перспективи нафтогазоносності девонських відкладів північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини. - Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 3, с. 786-791.

Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. и др. Карта перспектив нефтегазоносности Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции (с объяснительной запиской). - В кн.: Рефераты науч.-исслед. работ Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (1975), Киев: Наук. думка, 1976, с. 38-41.

Доленко Г.Н., Галабуда Н.И., Фещенко Н.И. и др. Формации девона Днепровско-Донецкой впадины. - Литол. и полез. ископаемые, 1975, № 1, с. 144-151.

Доленко Г.Н., Данилович Л.Г. Новое учение о геосинклиналях и его приложение к Украинским Карпатам. - Геол. журн., 1975, № 5, с. 3-9.

Доленко Г.Н., Кравец В.В., Ярош Б.И. и др. Оценка потенциальных ресурсов нефти и газа на территории Украинской ССР. - В кн.: Рефераты науч.-исслед. работ Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (1975). - Киев: Наук. думка, 1976, с. 34-38.

Доленко Г.Н., Ярош Б.И., Галабуда Н.И. и др. Определение закономерностей пространственного размещения жидких и газообразных углеводородов в перспективных комплексах каменноугольных и девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины, а также неогеновых и палеогеновых - Предкарпатского прогиба. - В кн.: Рефераты науч.-исслед. работ Ин-та геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР (1975). Киев: Наук. думка, 1976, с. 24-29.

Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осадочных формаций. Л.: Недра, 1974. - 160 с.

Егоров О.С., Кармазин П.С. Дайковый комплекс щелочных базальтоидов южной части Донецкого бассейна. - Геол. журн., 1972, № 5, с. 98-104.

Завьялов В.М. Некоторые закономерности размещения скоплений нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине. - Тр. Укр. н.-и. геологоразв. ин-та, 1964, № 8, с. 197-203.

Завьялов В.М. К вопросу определения времени формирования залежей нефти и газа. - Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 15, с. 57-62.

Завьялов В.М. Условия аккумуляции нефти и газа и закономерности размещения их в Днепровско-Донецкой впадине. - М.: Недра, 1973. - 120 с.

Зильберман Я.М., Карачинский В.Е., Литвин Н.И. и др. Графоаналитическое определение размера и формы газовой залежи по первой продуктивной скважине.- Нефт. и газ. пром-сть, 1969, № 2, с. 7-9.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Рифтовые структуры в геологическом прошлом. - В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11-14.

Зубкова Е.В. О распространении соленосных толщ нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов: Ротапринт Укр. н.-и. геологоразв. ин-та, 1973, с. 17-25.

Иващенко З.Ф., Пашова Н.Т. Зависимость изменчивости литологических пачек верхнего визе от структурно-тектонических особенностей зоны центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины. - Тр. УкрНИИГаза, 1973, вып. 8, с. 31-41.

Каламкаров Л.В., Васильев Ю.М., Чарыгин М.М. Особенности распространения нефти и газа в солянокупольных областях. - Геол. нефти и газа, 1963, № 3, с. 23-31.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. - Киев: Наук. думка, 1965. - 275 с.

Каляев Г.И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия. - Геотектоника, 1974, № 3.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей - венд). - М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1968. - 98 с.

Китык В.И. Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1970. – 204 с.
Китык В.И., Галабуда Н.И. К вопросу о составе, границах распространения и условиях образования девонских соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1971, вып. 27, с. 23–29.
Китык В.И., Галабуда Н.И. Соленосные формации девона Днепровско-Донецкой впадины и условия их образования. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 45, с. 14–25.
Китык В.И., Галабуда Н.И. К вопросу об условиях образования девонских галогенных формаций Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977; Т. 2, с. 167–170.
Коган В.Д. Основные ритмы хемогенной толщи Донецкой перми.– Сов. геология, 1964, № 9, с. 95–103.
Козленко С.П. Классификация структурных поднятий по возрастным признакам. – Докл. АН СССР, 1954, № 4.
Козленко С.П., Машкович К.А. Возраст ловушек нефти и газа как критерий прогноза их перспективности. – В кн.: Проблемы миграции и формирования скоплений нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1959, с. 202–208.
Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. – Киев: Наук. думка, 1975. – 121 с.
Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере юга СССР): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Львов, 1978. – 50 с.
Корзун В.П. О возможной кимберлитоносности вулканогенного комплекса девона Припятской впадины. – Докл. АН БССР, 1976, № 10, с. 924–927.
Котык А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. – М.: Наука, 1971. – 218 с.
Косыгин Ю.А. О принципах тектонического районирования. – В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972; Т. 5, с. 7.
Кравец В.В. О времени формирования залежей Рыбальского газонефтяного месторождения. – В кн.: Материалы науч. конф. геол. фак-та. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1966, с. 58–59.
Кравец В.В. Зависимость распределения углеводородных залежей от температуры и давления в недрах Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1977, с. 99–106.
Кравец В.В., Осадчий В.Г. Температурный режим и размещение залежей углеводородов в Восточно-Украинской нефтегазоносной области. – В кн.: Перспективы обеспечения газовой промышленности УССР ресурсами газа. М.: Недра, 1972, с. 98–99.
Кривошея В.А., Синичка А.М. Цикличность развития структур Днепровско-Донецкой впадины и время формирования залежей нефти и газа. – В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. Киев: Наук. думка, 1967, с. 205–211.
Кривошея В.А., Синичка А.М., Черпак С.Е. Некоторые взгляды на условия и время формирования залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине. – Геол. нефти и газа, 1966, № 1.
Кропоткин П.Н. Глубинное строение и деформации древних платформ (в связи с вопросами нефтегазоносности платформенного чехла). – В кн.: Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971.
Кудельский А.В., Лукашев К.И. Образование и миграция нефти.– Минск: Высшая школа, 1974. – 132 с.

Кудрявцев Н.А. О миграции нефти и формировании ее залежей. – В кн.: Геология и геохимия. Л.: Гостоптехиздат, 1957.
Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. – 215 с.
Кудрявцев Н.А. О спорных вопросах образования нефти и газа. – В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. М.: Недра, 1972, с. 70–83.
Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. – Л.: Недра, 1973. – 216 с.
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. – Киев: Наук. думка, 1971.
Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной формы Земли. – М.: Недра, 1975. – 186 с.
Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Баранова Е.П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1971, № 2, с. 77–82.
Летников Ф.А. – Некоторые проблемы эволюции вещества в земной коре при высоких температурах и давлениях. – В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975.
Линецкий В.Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. – Киев: Наук. думка, 1965. – 198 с.
Линецкий В.Ф. Миграция нефти и газа на больших глубинах. – Киев: Наук. думка, 1974. – 130 с.
Логачев Н.А. Последовательность и условия образования неоген-четвертичного комплекса пород. – В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. – М.: Наука, 1974; Т. 1, с. 62–226.
Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. – М.: Наука, 1977. – 182 с.
Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. – Геотектоника, 1967, № 2, с. 3–20.
Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. – М.: Наука, 1971; Т. 2. – 381 с.
Лучицкий И.В., Бровков Г.Н., Пилипенко В.А. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты. – В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов: Тр. Лаб. палеовулканол. Казахск. НИИ минеральн. сырья, 1964, вып. 3, с. 12–22.
Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1977. – 177 с.
Макаревич В.Н. Эпиплатформенная рифтовая зона Днепровско-Припятского авлакогена. – Докл. АН БССР, 1971, № 2, с. 162–165.
Маков К.И. Схема современной структуры УССР и смежных районов. – Зап. Харьковск. с.-х. ин-та, 1946, 5 (42).
Максимов С.П. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа. – М.: Недра, 1964.
Малеев В.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. – М.: Недра, 1975. – 255 с.
Маловицкий Я.П. Геологическое строение и история геологического развития Доно-Донецких степей. – Тр. МИНХ и ГП, 1960, вып. 27, с. 90–133.
Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Недра, 1974, с. 92–104.
Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 15–21.

Мархинин Е.К., Подклетнов Н.Е. Явления образования предбиологических соединений при извержении вулкана Толбачик. – Докл. АН СССР, 1977, № 5, с. 1208–1206.

Махнач А.С., Корзун В.П. О формационной принадлежности вулканических образований девона Припятской впадины. – Докл.АН СССР, 1977, № 3, с. 657–660.

Махнач А.С., Урьев И.И., Бордон В.Е. Литолого-геохимические особенности и условия накопления герцинских формаций дорифейской стадии развития северо-западной части Днепровско-Донецко-Припятского авлакогена. – В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев: Наук. думка, 1976, с. 19–34.

Машкович К.А. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа. – М.: Гостоптехиздат, 1961.

Мехтиев Ш.Ф. Проблемы генезиса нефти и формирования нефтяных залежей. – Баку: Изд-во АН АзССР, 1969.

Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1970, № 2, с. 13–56.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976. – 277 с.

Михайлова Н.А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. – М.: Наука, 1973. – 53 с.

Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. – Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1962, № 11, с. 11–25.

Нестеренко Л.П. Нижнепермские отложения Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого бассейна (Опыт изучения по Лутугинской методике). – Киев; Донецк: Вища школа, 1978. – 148 с.

Новикова А.С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. – М.: Наука, 1975. – 150 с.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964, с. 7–14.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5, с. 23–39.

Панов Б.С. О Донбасско-Тяньшаньском рудном поясе. – Докл. АН АрмССР, 1973, № 5, с. 117–118.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.

Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956а, № 1.

Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 2. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956б, № 3.

Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. – В кн.: Международ. геол. конгр. 21 сессия: Докл. сов. геологов. Проблема 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Пистрак Р.М., Пашкевич Е.И. Литолого-фациальные комплексы фамена Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972, с. 104–113.

Пистрак Р.М., Пашкевич Е.И., Бритченко А.Д. и др. Литолого-стратиграфический очерк. – В кн.: Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1973, с. 11–71.

Погребняк В.А., Марков А.А. Опыт корреляции нефтегазоносных пластов верхов нижнего и среднего карбона северной окраины Донбасса и северного борта Днепровско-Донецкой впадины. – Тр. УкрНИИГаза, 1969, вып. 3, с. 19–37.

Порфирьев В.Б. К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений. – В кн.: Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений. М.: Гостоптехиздат, 1959.

Порфирьев В.Б. О природе нефти. – Геол. об. Льв. геол. об-ва при Льв. ун-те, 1961, № 7–8, с. 13–38.

Порфирьев В.Б. Современные представления о природе нефти. – Геол. журн., 1964, № 4.

Порфирьев В.Б. К вопросу об условиях формирования промышленных нефтяных скоплений. – Геол. журн., 1968, № 4, с. 3–35.

Порфирьев В.Б., Клочко В.П., Краюшкин В.А. и др. Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины. – Киев: Наук. думка, 1977. – 152 с.

Проблема промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1973. – 192 с.

Пятенко И.К., Зарицкий А.И., Стремовский А.М. Новые данные о лейпатсодержащих породах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. – Докл. АН СССР, 1967, № 3, с. 674–678.

Рахимова И.Ш., Галабуда Н.И., Альтман А.Д. Динамика перемещения поверхности Мохоровичича (на примере профиля Киев – Гомель). – Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 63, с. 3–7.

Рахимова И.Ш., Галабуда Н.И., Альтман А.Д. Об использовании статистических методов при изучении эволюции земной коры. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 4, с. 314–319.

Романович И.С. Геологическое строение и условия формирования Шебелинского газового месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1965. – 19 с.

Савченко В.И. Условия формирования и размещения залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине. – В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. Киев: Наук. думка, 1967, с. 183–191.

Садыков А.М. Идеи рациональной стратиграфии (на примере Центрального Казахстана). – Алма-Ата: Наука, 1974. – 184 с.

Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. – Киев: Наук. думка, 1964. – 48 с.

Семененко Н.П. Континентальная кора. – Киев: Наук. думка, 1975. – 197 с.

Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований. – Киев: Наук. думка, 1973. – 200 с.

Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа. – М.: Недра, 1965.

Соллогуб В.Б., Калюжна Л.Т. Нові дані про внутрішню будову земної кори південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. – Доп. АН УРСР, 1975, № 4, с. 306–308.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение нефтегазоносных областей Украины по данным геофизических исследований. – В кн.: Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 58–69.

Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Чирвинская М.В. Строение земной коры юга Европейской платформы и сопредельной части Средиземноморского складчатого пояса. – В кн.: Геологическое строение и история развития платформенных областей Украины и Северо-Западной Африки в связи с проблемой нефтегазоносности фундамента. Киев: Наук. думка, 1975, с. 7–23.

Сорохтин О.Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. – Физика Земли, 1972, № 7, с. 55–64.

Стерлин Б.П., Тхоржевский С.А. О времени образования залежей нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине и на окраинах Донбасса. – М.: Недра, 1964.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Наука, 1962; Т. 3. – 550 с.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. – Киев: Наук. думка, 1964. – 136 с.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. – Киев: Наук. думка, 1968. – 174 с.

Сухорский Р.Ф. О некоторых геохимических и физических процессах, ведущих к улучшению коллекторов девона Днепровско-Донецкой впадины на больших глубинах. – В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. Киев: Наук. думка, 1976, с. 74–75.

Сухорский Р.Ф., Галабуда Н.И., Варичев С.А. и др. Особенности размещения коллекторов в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1975, с. 220–224.

Туаев Н.П. Современное состояние высокотемпературного варианта гипотезы органического происхождения нефти и газа. – В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Наука, 1968, с. 157–174.

Условные обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. Наливкина В.Д., Ронова А.Б., Хаина В.Е. и др. М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 46 с.

Успенская И.Ю. Поле крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. – Сов. геология, 1961, № 3, с. 88–92.

Филиппов Б.В. Типы природных резервуаров нефти и газа. – Л.: Недра, 1967. – 123 с.

Фремд Г.М. Общие вопросы методики составления палеовулканологических карт. – В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 4–12.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973. – 512 с.

Ханин А.А. Коллекторы нефти и газа месторождений СССР. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – 101 с.

Харитонов В.Д., Біланов В.М., Волкова В.Ф. та ін. Про зв"язок просторового розміщення родовищ нафти і газу з розломно-блоковою тектонікою фундаменту Дніпровсько-Донецької западини. – Доп. АН УРСР, 1967, № 9, с. 789–792.

Хитаров Н.И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. – М.: Наука, 1976. – 52 с.

Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. – Киев: Изд-во АН УССР, 1963. – 152 с.

Чекалюк Э.Б. Нефть верхней мантии Земли. – В кн.: Проблема происхождения нефти и газа и образование их промышленных месторождений. Киев: Наук. думка, 1966, с. 49–63.

Чекалюк Э.Б. Нефтепродуктивный слой верхней мантии Земли. – В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1971а.

Чекалюк Э.Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. – Киев: Наук. думка, 1971б. – 255 с.

Чекалюк Э.Б. Термодинамические свойства углеводородных систем. – В кн.: Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. Киев: Наук. думка, 1975.

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. – Киев: Наук. думка, 1972. – 176 с.

Чирвинская М.В. Глубинное строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований (в связи с нефтегазоносностью): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Киев, 1963.

Шаблинская Н.В. Природа разломов молодых плит и методика их исследования. – Докл. АН СССР, 1970, 192, № 3, с. 623–625.

Шаблинская Н.В. Природа разломов молодых плит и их влияние на структуру осадочного чехла. – В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975.

Шаблинская Н.В. Разломы по геофизическим данным и их роль в формировании структур Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит. – В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977.

Шарапов И.П. Системный анализ в геологии. – В кн.: Перспективы обеспечения газовой промышленности УССР ресурсами природного газа. М.: Недра, 1972, с. 217–218.

Швед Н.А., Калиш В.П., Гуцало Л.К. и др. Некоторые закономерности изменения физико-химических свойств природных нефтей Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. Киев: Наук. думка, 1967, с. 280–287.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. – М.: Недра, 1968. – 231 с.

Шкребта Г.П., Антипов В.И., Лашманова Р.М. Новые данные о возрасте древнейших образований Днепровско-Донецкой впадины. – Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1973, вып. 4, с. 59–65.

Шкребта Г.П., Лашманова Р.М. Споро-пыльцевая характеристика продуктивных горизонтов каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Стратиграфия, условия формирования, состав и свойства осадочных пород УССР. Киев: Наук. думка, 1978, с. 38–39.

Dewey J.F., Bird J. Plate tectonics and geosinclines. – Tectonophysics, 10, N 5/6, 1970, p. 625–638.

Dickinson W.R. Plate tectonic models of geosinclines. – Earth and Planet. Sci.Letters, 10, N 2, 1971, p. 165.

Dietz R.S. Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. – Nature, 190, N 4779, 1961, p. 854–857.

Dietz R.S. Geosinclines, mountains and continent-building. – Sci. American , March 1972, 226, N 3.

Hess H.H. History of ocean basins. – In: Petrological studies (Buddington volume). Geol. Soc. Amer., New York, 1962, p.599–620.

Hills E.S. The formation of continents by convection. – London, 1947.

Hulti O.W., Bolt B.A. P-ware residuals as a function of azimuth. Undulations of the mantle low-velocity as an explanation. – J. Geophys. Res., N 27, 74, 1969.

Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and new global tectonics. – Journ. Geophys. Res., 73, N 18, 1968, p.5855–5900.

King B.C., Chapman G.R. Volcanism of the Kenya Rift Valley. – Phil. Trans. R. Soc., Ser.A, 1972, v. 271, p. 185–208.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. – Journ. Geophys. Res., 1968, 73, N 12, p. 3661–3697.

Moody J.D., Hill M.J. Wrench-fault tectonics. – Bull. Geol. Soc. Am., 1956, 67, N 9.

Morgan W.J. Rises, trenches, greath faults and crustal blocks. – Journ. Geophys. Res., 1968, 73, N 6, p. 1959–1982.

Sonder R.A. Mechanik der Erde. – Stuttgart, 1956, S. 110–138.

Wickens A.J. Variations in litospheric thickness in Canada. – Can. Journ. Earth Sci., 1971, N 9.

Williams L.A.Y. The volcanics of the Gregory rift valley, East Africa. – Bul. Volcanolog., 1971, 34, N 2, p. 439–465.

Wilson J.T. A new class of faults and their bearing of continental drift. – Nature, 1965, 207, p. 343–347.

Григорий Назарович Доленко
Станислав Александрович Варичев
Илларион Владимирович Высочанский
Николай Иванович Галабуда
Вадим Васильевич Кравец
Зоя Максимовна Ляшкевич
Роман Филиппович Сухорский

ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Утверждено к печати ученым советом
Института геологии и геохимии горючих ископаемых
АН УССР

Редактор О.И.Калашникова
Обложка художника Г.М.Балюна
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Л.Н.Муравцева
Корректоры А.Ф.Коровниченко

Информ. бланк № 4053.

Подп. к печ. 31.12.81. БФ 01735. Формат 60x84/16. Бумага офс.№ II
Офс. печ. Усл.печ.л. 14,65. Усл.кр.-отт. 14,882. Уч.-изд.л. 15,8.
Тираж 400 экз. Заказ 4-33 Цена 2 руб.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004, Киев-4, Репина, 4.