

251.24  
p/7

# РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА

## и нефте- газоносность Украины



Наукова думка

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ УКРАИНЫ

Киев Наукова думка 1989

А в т о р ы

Г.Н.Доленко, С.А.Варичев, В.В.Колодий, И.П.Копач, В.В.Кравец,  
Г.М.Мицько, В.Г.Осадчий, М.И.Павлюк, А.Гр.Стрельковская,  
С.С.Ступка, Г.Н.Широбокова

УДК 551.24:553.98(477.8)

Разломная тектоника и нефтегазоносность Украины / Доленко Г.Н., Варичев С.А., Колодий В.В. и др.; Отв. ред. Г.Н.Доленко, АН УССР, Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых. - Киев : Наук. думка, 1989. - 116 с. - ISBN 5-12-000187-4.

В монографии освещаются вопросы взаимосвязи нефтегазоносности, геохимических особенностей нефти и газов, гидрогеологии и тепловых полей нефтегазоносных провинций с разломной тектоникой Украины.

Для геологов, геофизиков, геохимиков и студентов вузов нефтяного профиля.

Ил. 31. Табл. 9. Библиогр.: С. 110-115 (144 назв.).

Ответственный редактор Г.Н.Доленко

Утверждено к печати ученым советом

Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР

Редакция литературы о Земле

Редактор Н.Я.Чехович

Н а у ч н о е   и з д а н и е

ДОЛЕНКО Григорий Назарович,  
ВАРИЧЕВ Станислав Александрович  
КОЛОДИЙ Владимир Васильевич и др.

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ УКРАИНЫ

Художник обложки В.А.Потиевский  
Художественный редактор И.Е.Писарева  
Технический редактор Л.Н.Муравцева  
Оператор В.Ф.Политова  
Корректоры С.И.Колесник, С.В.Лисицына

ИБ № 9650

Сдано в набор 03.05.88. Подп. в печ. 13.01.89. БФ 01507. Формат 70x108/16. Бум. офс. № 2. Офс. печ. Усл. печ. л. 10,15. Усл. кр.-отт. 10,50. Уч.-изд. л. 10,68. Тираж 400 экз. Заказ 9-73. Цена 2 р. 20 к.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3. Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

Р 1804050000-140 308-89  
M221(04)-89

ISBN 5-12-000187-4 © Издательство "Наукова думка", 1989

ВВЕДЕНИЕ

За последние 30 лет в науке утвердились идеи о глубинных разломах, характеризующихся длительностью и унаследованностью развития, большой протяженностью, значительной шириной зон нарушения, проникновением в подкоровой субстрат [88]. Глубинные разломы, по существу, определяют геодинамические процессы в регионах: эндогенные режимы в верхней мантии, движения земной коры, осадконакопление, магматизм, складчатость, орогенез и т.д. С ними прямо или опосредованно связаны также условия образования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа.

В геосинклиналиных областях глубинные разломы разграничивают крупные структурно-фациальные зоны со своеобразным тектоническим стилем и магматизмом, в платформенных - различные неотектонические элементы: своды (щиты, антеклизы), синеклизы, рифтогенные прогибы, авлакогены, валы и др.

Приуроченность нефтепроявлений и месторождений углеводородов (УВ) к разрывным нарушениям на территории Украины (в Карпатах и Предкарпатье) геологи отмечали еще в конце прошлого века. Масштабные поиски нефти и газа, развернувшиеся на Украине в годы Советской власти в Днепровско-Донецкой впадине, Причерноморье, Крыму и Волыно-Подолии, предоставили исследователям огромный геолого-геофизический материал, обобщение которого позволило полнее охарактеризовать роль разломной тектоники в формировании нефтегазоносных провинций, размещении зон нефтегазонакопления и отдельных месторождений в их пределах.

В порядке иерархической соподчиненности различаются глубинные разломы, региональные и локальные разрывные нарушения. Глубинные разломы, как правило, образуют системы и зачастую являются звеньями трансконтинентальных линейментов, пронизывающих земную кору и мантию до основания литосферы. Региональные разрывные нарушения развиты преимущественно в осадочном чехле провинций и разграничивают зоны нефтегазонакопления, приуроченные к структурным элементам разных тектонических этажей. Нередко они наследуют местоположение нарушений кристаллического и (или) складчатого основания. Локальные разрывы (соскладчатые и постскладчатые) контролируют отдельные залежи в структурных ловушках. Образование их связано со складчатостью в инверсионный и орогенный этапы неотектонического развития нефтегазоносных регионов и с проявлением соляного диапиризма.

Разрывные нарушения всех рангов оказали влияние не только на образование и размещение скоплений УВ, но и на их свойства, химизм глубинных вод, температурные аномалии в нефтегазоносных провинциях и на отдельных месторождениях УВ.

Сравнительно небольшая по площади территория Украины включает платформенную (юго-западная часть Восточно-Европейской платформы, Скифская плита) и горноскладчатую (часть Средиземноморского пояса) области, к периферическим и внутренним зонам которых приурочены регионы с установленной и (или) предполагаемой нефтегазоносностью.

К геоструктурам древней платформы относятся Украинский щит (УЩ), южный склон Воронежской антеклизы (ВА), Волыно-Подольская плита (ВПШ), Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) и Донецкое складчатое сооружение (Донбасс). Причерноморская впадина имеет гетерогенный фундамент. Северная ее часть покоится на докембрийском кристаллическом основании, южная — на палеозойско-кембрийском складчатом фундаменте Скифской плиты.

Горноскладчатая область включает в себя Карпатское горное сооружение с обрамляющими его Предкарпатским и Закарпатским прогибами и Крымский мегаантиклинорий, образовавшиеся в новейший орогенный этап на месте альпийской геосинклинали.

#### Украинский щит и Воронежская антеклиза

УЩ и ВА представляют собой древние складчатые сооружения, сформированные в геосинклинальном режиме архейского и раннепротерозойского времени, денудированные и панепленизированные в байкальский тектонический этап и перекрытые впоследствии сравнительно маломощным плащом палеозойских и мезозойских (ВА) и кайнозойских (УЩ) отложений.

На крайнем западе УЩ располагаются Волынский и Подольский мегаблоки. Последний сложен высокометаморфизованными (гранулитовая фация) образованиями побужского комплекса архей, представленными формациями кинцитовой, кальцифир-кристаллосланцевой, гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, кварцитов и высокоглиноземистых пород, железорудно-гнейсовой, кондалитовой и мрамор-кальцифировой, по которым развиваются ультраметаморфические образования. Складчатая структура мегаблока с широким развитием брахиформных и куполовидных форм общего северо-западного простирания образовалась, по-видимому, в период саамского (3500 млн лет) или даже готхобского (4000 млн лет) циклов диастрофизма [68].

Волынский мегаблок имеет гетерогенное строение. В отдельных глыбах обнаружены высокометаморфизованные образования, относящиеся, вероятно, к тикичскому или побужскому комплексам, а на юге — в Тетеревском прогибе — метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы предположительно раннепротерозойского возраста [62]. Близкий возраст имеет и располагающаяся севернее Белокозовичская структура, где широко развиты терригенные отложения. На севере мегаблока известен Овручский грабен, выполненный терригенно-вулканогенными образованиями. Магматизм проявлен интрузивными фациями

коростенского и осницкого габбро-гранитоидных комплексов. Геологическое развитие мегаблока относится, скорее всего, к карельскому, кибарскому и гренвилевскому циклам диастрофизма. Границей Волынского и Подольского мегаблоков служит Андрушевский глубинный разлом широтного простирания.

К востоку располагается Одесско-Белоцерковский мегаблок, западной границей которого является Брянско-Вильшанский разлом. Развитие здесь образования довольно близки по составу породам аульского комплекса. Кроме них установлены суперкрупные биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллосланцы, а также железорудно-гнейсо-амфиболитовая и ультраметаморфическая (биотит-роговообманковых бластитов, гранито-гнейсов) формации тикичского комплекса, монофациально метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Отличительной особенностью мегаблока является широкое развитие глыб пород гранулитового комплекса (Голованевская и др.). По комплексу геологических и геохронологических данных предполагается [62], что крупные складчатые структуры меридионального простирания, сложенные высокометаморфизованными образованиями тикичского комплекса, возникли в свазиландскую эпоху диастрофизма (3000–3500 млн лет).

На большей части территории следующего к востоку Холмско-Кировоградского мегаблока, отделенного от Одесско-Белоцерковского Ядловско-Трактемировским глубинным разломом, развиты зонально метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации образования ингуло-ингулецкого комплекса. Он включает в себя метаморфизованные (вулканогенно-кремнисто-сланцевая, лептитовых гнейсов, олигомиктовых песчаников, конгломератовая) и ультраметаморфические (серых биотитовых плагиогнейсов, лейкократовых гранито-гнейсов, порфиридных гранито-гнейсов) формации [68]. Складчатость, во время которой завершилось формирование этого комплекса, относится к карельскому циклу диастрофизма (2000 млн лет). В течение кибарского или даже гренвилевского цикла диастрофизма (1000–1500 млн лет) на мегаблоке формировался курсунь-новомиргородский интрузивно-магматический комплекс, включающий формации габбро-монзонитов и гиперстеновых гранитов, рапакиви и лабрадоритов.

На юго-востоке УЩ, за Криворожско-Кременчугским разломом, выделяются Курско-Среднеднепровский и Приазовский мегаблоки, разделенные Орехово-Павлоградским глубинным разломом.

Курско-Среднеднепровский мегаблок — типичный пример гранито-зеленокаменной области и имеет двухъярусное строение. Нижний структурный этап представлен суперкрупными (кристаллосланцево-гнейсовая, кристаллосланцево-амфиболитовая), ультраметаморфическими (биотитовых и биотит-роговообманковых гранито-гнейсов, диоритовых пород) и интрузивно-магматическими (метаморфизованных тоналитов) образованиями аульского формационного комплекса, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Кроме них, в комплексе основания известны глыбы пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, являющиеся приподнятыми блоками более древних архейских образований. Возраст первичных складчатых структур нижнего структурного яруса, которые имеют субширотное простирание, по-видимому, свазиландский, хотя местами омоложен тектоно-термальными процессами этапа формирования верхнего структурного этажа — зеленокаменных поясов, т.е. существенно вулканогенных прогибов, приуроченных к глубинным разломам, которые на заключительных стадиях развития подверглись интенсивной складчатости, обусловленной внедрением гранитоидных диапиров, и сопровождающему ее метаморфизму.

Зеленокаменные пояса рассматриваемого мегаблока объединяются в конкско-верховцевский формационный комплекс, включающий в себя метаморфизованные габбро-перидотитовую, габбро-диабазовую, андезит-риолит-сланцевую, коматитовую, андезит-дацит-толеитовую, джеспилит-толеитовую и коматит-толеитовую, а также интрузивно-магматические формации — калиевых гранитов и тоналит-пла-

гнейзоподобную [96]. Возраст складчатых структур зеленокаменных поясов в мегаблоке изменяется. Возраст пород Белозерской зеленокаменной структуры 3100, Криворожской - 2500 млн лет. Складчатость в Курско-Среднеднепровском мегаблоке продолжалась с перерывами, начиная с барбетонского (3000 млн лет) и кончая кеноранским (2500 млн лет) циклом диастрофизма [68], в течение которых образовалась современная структура мегаблока с субмеридиональными синклиналями - зеленокаменных поясов и разделяющих их антиклинальных сооружений, в ядрах которых обнажаются образования аульского комплекса и более древних архейских пород.

Приазовский мегаблок сложен суперкрупными, ультраметаморфическими и интрузивно-магматическими формациями архея, среди которых встречаются разновозрастные, близкие формациям побужского комплекса. Эти образования были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, а затем подверглись диафорезу амфиболитовой фации. Возраст первичной складчатости, вероятно, саамский, а при наложении тектоно-термальных процессов существенно омолаживается. Например, Гуляйпольская наложенная структура имеет раннепротерозойский возраст. Породы Приазовского мегаблока собраны в системы складок субмеридионального простирания.

Дизъюнктивные дислокации УЩ не имеют такой дифференцированности, как плективные. Разломы образуют две генеральные системы - ортогональную и диагональную. В детально откартированных структурах установлено, что диагональная система разломов, среди которой преобладают сбросо-сдвиги, - главенствующая.

По данным сейсмического зондирования [104], мощность земной коры на УЩ изменяется от 30 до 60 км. Сравнительно "тонкой" корой (30-35 км) характеризуются участки выходов на поверхность наиболее древних пород фундамента (Сурская зона в Среднем Приднепровье, Белоцерковский, Фастовский, Кировоградский и Приазовский блоки). Они же отличаются и относительно небольшой мощностью "базальта", которая увеличивается на участках развития зон зеленокаменных поясов и в районах распространения интрузий основных и ультраосновных пород (Голованевская структура и др.).

В фундаменте ВА прослеживаются большинство мегаструктур и ограничивающих их глубинных разломов, установленных на УЩ и протягивающихся сюда через ДДВ.

Продолжением Волынского на ВА служит Центральнобелорусский мегаблок, где широко развиты граниты и мигматиты атаманского комплекса.

Зеленокаменные пояса Белгород-Михайловской и Старооскольской зон ВА сложены метаморфизованными формациями обоянской, курской и оскольской серий, являющихся возрастными аналогами аульского и конкско-верховцевского формационных комплексов УЩ.

Архейские суперкрупные и ультраметаморфические формации Приазовского мегаблока на ВА не распространяются. Последний образует клинообразное тело внутри Курско-Среднеднепровского мегаблока, ограниченное на западе Орехово-Павлоградским, а на севере - срединным глубинным разломом ДДВ.

#### Волыно-Подольская плита

ВШ располагается на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы между УЩ и Предкарпатским прогибом (рис. 1), имеет архей-среднепротерозойский метаморфизованный фундамент, перекрытый рифейскими (полесская серия), вендскими (волынская и валдайская серии), палеозойскими (от кембрия до карбона), а местами также мезозойскими (юра, мел) и кайнозойскими отложениями. Поверхность фундамента полого погружается к западу и юго-западу, достигая на границе с Предкарпатским прогибом и во Львовском палеозой-

ском прогибе глубины 6-8 км. Фундамент погружается по системе ступенчатых сбросов субмеридионального направления, главным из которых является Радехов-Рогатинский глубинный разлом, отделяющий моноклиналиный склон плиты от Львовского палеозойского прогиба.

На крайнем юго-западе граница ВШ проводится нами по глубинному разлому, разделяющему Внутреннюю и Внешнюю зоны Предкарпатского прогиба, а на западе и северо-западе - по Рава-Русскому разлому.

В истории развития рассматриваемой территории выделяются байкальский, каледонский, герцинский и альпийский геотектонические циклы.

На байкальском этапе геотектонического развития юго-западная граница Восточно-Европейской платформы прослеживается по линии разлома от г. Коцк на города Устилут, Владимир-Волынский, Радехов, Буск, Перемышляны, Рогатин, далее, кулисообразно смещаясь, проходит от г. Бережаны на города Отиня, Коршев и Давишны. Краевые разломы в районе г. Ковель образовали в теле древней платформы внутренний угол, против которого заложился Волыно-Оршанский прогиб (Волыно-Полесская впадина) северо-восточного простирания, заполнявшийся в рифее лагунно-континентальными красноцветными терригенными отложениями полесской серии мощностью до 800 м. Развитие прогиба обуславливалось тектонической активностью разломов фундамента, в частности Вишняцкого и Луцкого, являющихся продолжением Минского и Смоленского структурообразующих разломов Оршанского авлакогена.

В миогеосинклинальной зоне Карпатской геосинклинали накапливались мощные (несколько тысяч метров) в основном глинистые отложения санской серии. В эвгеосинклинальной зоне, развивающейся далее на юго-запад в пределах современных Внутренних Карпат, откладывались терригенные песчано-глинистые осадки с преобладанием кварц-полевошпатовых песчаников. Осадконакопление сопровождалось проявлениями вулканизма преимущественно основного состава. Эти осадки, по мнению А.П.Медведева [69], послужили исходным материалом для образования пород белопотокского комплекса и серии Бритила-Рарэу Мармарошского массива, а также татранской и когутской серий Западных Карпат.

На рубеже рифея и венда во время орогенного этапа байкальского тектогенеза геосинклинальные отложения подверглись складчатости и метаморфизму. При этом миогеосинклинальные образования выражены фацией зеленых сланцев, а эвгеосинклинальные - эпидот-амфиболитовой фацией.

Важно отметить, что молассовые образования этого времени нигде не обнаружены во всей западной части Альпийского горного пояса. На этом основании большинство исследователей считают, что байкальские геосинклинали не сопровождаются краевыми прогибами.

В общем развитие байкальской геосинклинали, обрамляющей на юго-западе древнюю платформу, завершилось в конце протерозоя образованием Галицийской складчатой области рифеид [94].

На каледонском этапе развития ВШ произошла существенная перестройка ее структурного плана. Часть байкальской геосинклинали присоединилась к платформе. Северо-восточная граница каледонской геосинклинали установилась

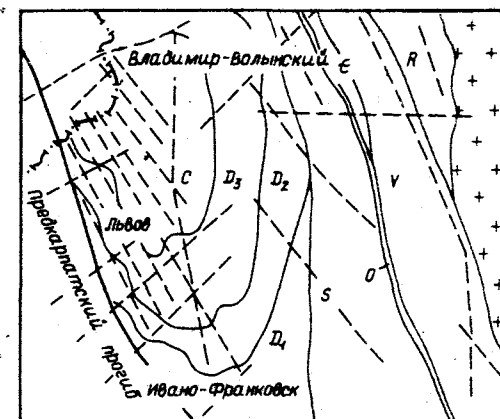


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема ВШ: 1 - УЩ; 2 - стратиграфические границы; 3 - юго-западная граница Восточно-Европейской платформы; 4 - разрывные нарушения

во глубинному разлому, проходящему по линии Кельцы - Сандомир - Рава-Русская - Николаев на города Стяня, Корнев, Давиденны. В каледонской миегеосинклинали возникла структура, именуемая А.П.Мелведевым [70] Краковско-Дрогобычским геосинклиналиальным поднятием.

К северо-востоку от него в миегеосинклиналиальном трогге зародился обширный бассейн осадконакопления северо-западного простирания, известный под названием Днестровско-Бутского [26], или Приднестровского [72], входящий в структурном отношении в зону платформенных перикратонных опусканий. В нем с венда до жедина накапливалась мощная толща геосинклиналиальных формаций: базальная лагуно-континентальная и трапшовая (нижний венд), нижняя морская терригенная (верхний венд - кембрий), карбонатная (ордовик - силур) и верхняя морская терригенная (жединский ярус нижнего девона). Каждая из этих формаций отражает определенные периоды активной вулканической деятельности и перестройки структурного плана.

Тектонические движения каледонской эпохи (сандомирская, таконская и краковская фазы), происходившие в миегеосинклинали, сминали осадки в складки, выводили их на дневную поверхность, затем вновь погружали под уровень моря, меняли очертания седиментационного бассейна, вызывая перерывы и несогласия в осадконакоплении и смену одних формаций другими.

Эвгеосинклиналиальная зона каледонской геосинклинали отличалась более устойчивым тектоническим режимом седиментации. В ней в венде - раннем палеозое накапливались мощные осадочно-вулканогенные комплексы деловецкой серии и серии Тульгеш, установленные в современной Мармарошской зоне Внутренних Карпат. Выше откладывались глинистые и песчано-глинистые отложения, местами флишеидного характера (верхнемагурская подсвита деловецкой серии). Подчиненное значение имели карбонатные образования. На завершающих этапах осадконакопления увеличивалось количество песчаного материала и развивалась пестроцветная грубообломочная формация (верхний дудлов), наиболее резко выраженная в Краковско-Дрогобычском поднятии и северо-восточном обрамлении Верхнесилезского бассейна.

Вулканическая деятельность сопровождала осадконакопление почти на всем каледонском этапе. Вулканические кислые и основные продукты в виде лав и туфов образовывали прослой среди осадочных пород.

На орогенной стадии (рубеж жедина и зигена) накопившиеся отложения были смяты в складки и выведены на дневную поверхность. В приплатформенной зоне образовался прогиб, наложенный на перикратонный. Он не был резко выражен, поэтому последующие красноцветные песчано-глинистые осадки днестровской серии (зигенский и эмский ярусы нижнего девона) без каких-либо несогласий ложатся непосредственно на подстилающие породы.

На герцинском этапе к началу среднего девона каледонское горное сооружение было в значительной мере с nivelировано, и установился платформенный режим. В это время в зоне сочленения древней Восточно-Европейской и молодой Средне-Европейской платформ на месте краевого каледонского сформировался постгумный прогиб [70], охвативший частично как древнюю, так и молодую платформы (Львовско-Люблинский прогиб), где на протяжении среднего и позднего девона формировалась карбонатная формация пород, выраженная известняками, доломитами (во многих случаях загипсованными), среди которых залегают маломощные прослой аргиллитов, алевролитов, песчаников и ангидритов. Общее количество терригенного материала в составе формации увеличивается по направлению к Ущ [70].

В дальнейшем под влиянием тектонических движений бретонской фазы герцинского тектогенеза во Львовско-Люблинском прогибе произошел значительный, а местами, в частности на поперечном Дыле-Холмском поднятии, и полный разрыв отложений среднего и верхнего девона, в результате чего генетически

единый Львовско-Люблинский прогиб разделился на два прогиба - Львовский и Люблинский.

Тектонические движения этой фазы проявились также в Свентокшиских горах, в Предкарпатье, Меховской впадине, вызвав воздымание отдельных блоков, локальные перерывы в осадконакоплении и денудацию пород на отдельных участках.

Во Львовском прогибе в раннем и башкирском ярусе среднего карбона образовалась угленосная формация, выраженная лимническо-параличским полифацциальным комплексом [121]. Угленосная формация накапливалась в медленно исчезающем бассейне, расположенном перед Галицийским каледонско-байкальским складчатым сооружением. Здесь же образовался Львовско-Волынский угольный бассейн.

На территории современных Карпат существовала геосинклинали герцинского этапа. В миегеосинклиналиальной зоне отлагались преимущественно карбонатные осадки, в меньшей мере песчано-глинистые. В разрезе пород верхней части нижнего девона и в среднем девоне нередко встречаются прослой диабазов. В эвгеосинклиналиальной зоне (Мармарошско-Татранская зона) накапливалась мощная толща пород серии Репеди, раковецкой и гармонской серий, сложенная терригенными, главным образом глинистыми и вулканогенными, образованиями (диабазы и их туфами). В меньшей мере здесь развиты карбонатные породы. В украинской части Мармарошского массива эти отложения не обнаружены [70].

В позднем карбоне (при двучленном его делении) вследствие проявления тектонических движений судетской фазы складчатости произошли общее поднятие территории Волыно-Подольи и превращение ее в область денудации. Обширная территория современных Карпат и Судет была охвачена интенсивной складчатостью, метаморфизмом, гранитизацией и орогенезом. Перед растущим герцинским горным сооружением, на границе его с эпикаледонской платформой, образовался Силезско-Покутский краевой прогиб, заполнившийся сначала молассовой сероцветной угленосной формацией, а затем в перми - красноцветной континентальной [70]. Сейчас этот прогиб почти полностью закрыт породами альпийского чехла, но его существование подтверждается обломками пород, встречающихся в отложениях флиша и моласс вдоль северного склона Карпат.

Заключительные тектонические движения астурийской и заальской фаз герцинского цикла тектогенеза обусловили интенсивную складчатость герцинского Силезско-Покутского прогиба и дизъюнктивные дислокации западной части Львовского палеозойского прогиба. Наступивший перерыв в осадконакоплении длился со среднекаменноугольного времени (московский ярус) до среднеюрского (байосский ярус).

Альпийский тектонический цикл характеризуется образованием формаций: базальной лагуно-континентальной (средняя и частично верхняя яра), карбонатной (верхняя яра и мел) и морской регрессивной терригенной (палеоген - неоген). В послесарматское время территория ВПШ является областью денудации.

#### Днепровско-Донецкая впадина

Впадина образовалась в своде древнего Сарматского (Украинско-Воронежского) щита дорифейской Восточно-Европейской платформы в результате его воздымания при расширении вещества мантии и последующего обрушения по глубинным разломам присводовой части (рифтовая стадия). Бортовые части впадины формировались в послерифтовый этап вследствие вовлечения в прогибание примыкающих участков разобщенного палеощита.

Фундамент впадины сложен различными метаморфическими, кристаллическими и интрузивными породами архея и протерозоя, по существу, являющимися реликтами мегаструктур Ущ и ВА. На юго-востоке региона в основании ДПВ предпола-

гается сравнительно узкий грабен, выполненный предположительно рифейскими, возможно, вулканогенными образованиями [107, 112]. По отношению к девонскому Днепровскому рифту он занимает секущее положение и находится с ним в соотношении, подобном Припятскому девонскому грабену с Вольно-Оршанским рифейским авлакогеном, т.е. должен рассматриваться или в составе фундамента, или как промежуточный структурный этаж древней платформы.

Геологическая история собственно ДДВ (составной части Припятско-Днепровского авлакогена) начинается с герцинского тектонического цикла, когда в среднем - позднем девоне в своде Сарматского палеошита образовался рифт северо-западного простирания, в котором накапливались мощные толщи терригенных и карбонатных, соленосных и вулканогенных пород. В начале рифтогенеза накопилась терригенная формация лярнуско-наровского и старооскольского горизонтов живецкого яруса среднего девона и пашийско-кыновского горизонта франского яруса верхнего девона. Литологически породы этой формации выражены гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Подчиненное значение имеют доломиты, известняки, эффузивные породы. Образование формации происходило при преобладании нисходящих движений, интенсивность которых резко менялась. Установленная мощность формации не превышает 150 м, однако допускается, что в погруженных участках она значительно возрастает и, возможно, достигает 500-700 м.

Выше по разрезу выделяется карбонатная формация франского яруса, сложенная отложениями саргаевского (верхнешигровского), семилукского, бургского (алатырского) и воронежского горизонтов. Литологически это известняки, доломитизированные известняки, доломиты и аргиллиты. Подчиненное значение имеют алевролиты, песчаники, ангидриты, реже - примеси туфогенных глинисто-карбонатных пород. В семилукское время, видимо, вследствие активизации тектонических движений несколько увеличилось накопление грубообломочного терригенного материала и в значительном количестве - вулканогенных образований. В этот период глубинные разломы, ограничивавшие рифт, проникли в мантию, и одновременно возродились поперечные разломы, разграничивавшие протогеосинклинальные зоны и архейские протоплатформы. В узлах пересечения разломов продольного и поперечного направлений концентрировались очаги вулканизма. В составе вулканических толщ выделяются две формации: щелочных оливиновых базальтов и щелочно-ультраосновных - щелочно-базальтоидных пород [66]. Наиболее распространены базальты, определяющие девонизм ДДВ. Породы карбонатной формации франского возраста обнаружены в рифте (грабене) и местами на северном борту ДДВ. Мощность их достигает 500-700 м в северной краевой части грабена. Мощность вулканических образований, особенно на северо-западе, составляет 1000-2000 м.

Выше залегает соленосная формация франского яруса, сложенная каменной солью с маломощными прослоями ангидритов, доломитов, мергелей, аргиллитов и песчаников. Иногда встречаются известняки, алевролиты и туфы. Мощность формации значительно изменяется (100-1000 м), достигая на соляных куполах 3000-4000 м, а соляные штоки воздымаются над поверхностью соли на 5-6 км.

На соленой с перерывом залегает карбонатная формация фаменского возраста (задонский горизонт), сложенная известняками с прослоями аргиллитов, реже - алевролитов, песчаников и туффитов. Встречаются также доломитизированные известняки. Мощность ее 100-500 м.

Выше по разрезу развита терригенная формация (елецкий горизонт), представленная разнозернистыми песчаниками (аркозовыми и полевошпат-кварцевыми) с пропластками слюдяных алевролитов и аргиллитов, иногда известняков. Мощность формации достигает 800-1000 м.

Затем следует соленосная формация фаменского яруса (верхняя девонская соль). Она накопилась в условиях тектонически расчлененного рельефа. Вслед-

ствие этого мощность формации в прибортовых частях впадины составляет около 500, а в приосевой - 1300 м и более.

Разрез фаменского яруса (данково-лебединские слои) заканчивается эффузивно-терригенной красноцветной формацией, выраженной бурными, железненными терригенными и вулканическими породами. Она распространена в основном в приосевой части впадины. Вулканические образования, сосредоточенные в верхней части разреза, залегают в виде экструзивных конусов, потоков и покровов. Надо полагать, что формация образовалась в континентальных условиях. Максимальная мощность пород 2000 м.

Поперечные к ДДВ поднятия и депрессии в значительной мере определили и условия накопления осадков каменноугольного и последующих периодов времени.

Турнейские отложения в нижней части разреза характеризуются грубообломочными пестроцветными породами зацепиловской свиты мощностью до 600 м. Верхняя часть яруса сложена карбонатно-глинистой толщей пород, развитой в юго-восточной части впадины и по ее бортам. Сходной по составу терригенно-карбонатной толщей представлены и нижневизейские отложения. Эти толщи объединяются в карбонатную формацию позднетурнейско-ранневизейского времени [75]. Общая мощность формации увеличивается от десятков метров на северо-западе до 600 м и более в центральной части ДДВ.

В конце ранневизейского времени проявились тектонические движения. На многих структурах в подошве верхневизейских отложений установлены угловое и стратиграфическое несогласия. Эти движения были не менее интенсивными по размаху, чем предкаменноугольные, и, вероятно, связаны с одной из субфаз бретонской фазы складчатости. Осадочные образования верхнего визе выходят далеко за пределы Днепровского грабена и перекрывают разновозрастные отложения вплоть до кристаллических пород склонов УЩ и ВА. В нижней части они представлены карбонатной толщей, выше которой залегает морская терригенная толща, вмещающая прослойки каменных углей, мощность которых увеличивается к Донбассу. Эти породы объединяются в песчано-глинистую угленосную формацию поздневизейско-серпуховского возраста. Мощность ее изменяется от 200-300 на северо-западе до 1500-2000 м на юго-востоке ДДВ.

Среднекаменноугольные отложения выражены аргиллитами, алевролитами, известняками и песчаниками. Литологически они объединяются в глинисто-карбонатную формацию нижнебашкирского подъяруса (мощность до 400 м) и глинисто-песчаную угленосную формацию верхнебашкирского подъяруса и московского яруса. Мощность последней на северо-западе ДДВ 300-500, на юго-востоке - до 1800 м.

В позднем карбоне накапливались терригенные образования - аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями известняков, которые объединяются в глинисто-песчаную пестроцветную формацию совместно с нижнепермскими. Формация распространена преимущественно в грабене. Мощность ее на северо-западе региона 50-100, на юго-востоке - 800-1000 м. Формация образовалась в условиях регрессии, вызванной ростом Донецкого складчатого сооружения, о чем свидетельствуют конгломератные известняки и грубозернистые песчаники с включениями галек карбонатных пород, обнаруженные в верхнекаменноугольных отложениях Бахмутской и Кальмиус-Торепкой котловин.

Полная изоляция бассейна осадконакопления, вызванная заальской фазой складчатости герцинского тектогенеза, обусловила накопление каменной соли в раннепермское время. Карбонатно-сульфатно-галогенная формация этого времени залегает с крупным угловым и стратиграфическим несогласием на глинисто-песчаной пестроцветной.

В конце раннепермского времени территория ДДВ испытала общее воздымание, сопровождавшееся складчатостью и образованием соляных куполов. С этого времени начинается новый этап геотектонического развития, именуемый си-

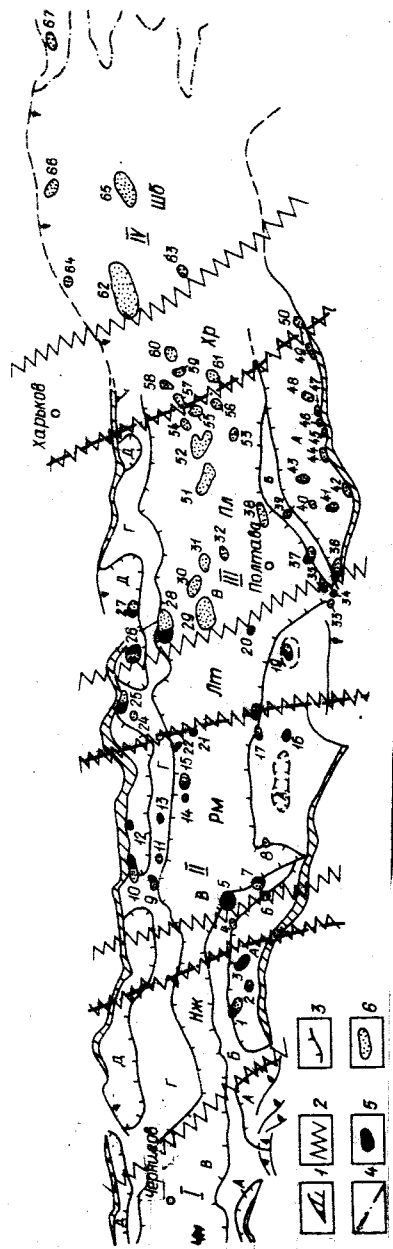


Рис. 2. Тектоническое районирование ДДВ:

1 - краевые разломы; 2 - зоны поперечных разломов; 3 - границы продольных тектонических зон палеорифта; 4 - границы мегаблоков; 5 - месторождения нефти; 6 - месторождения газа. Продольные тектонические зоны: А - юго-западная приразломных впадин, Б - юго-западная приразломных впадин, В - приосевой, Г - северо-восточная приразломных впадин. Мегаблоки: I - Черниговский, II - Лохвицкий, III - Полтавский, IV - Изясский. Поперечные поднятия: Чн - Черниговское, Рм - Ромненское, Лт - Лытвенское, Лп - Полтавское, Лж - Харьковское. Поперечные депрессии: Нж - Нежинская, Рм - Ромненская, Лд - Полтавская, Лш - Шебелинская.

В неогене накапливались пески, рыхлые песчаники полтавской свиты, перекрытые впоследствии маломощными терригенными осадками антропогена.

Тектонические движения рифтового этапа развития региона, когда зарождались и активно проявлялись продольные краевые и центральный глубинные разломы, а также возобновились подвезки по поперечным разломам дорифтового заложения, обусловили современную тектоническую зональность ДДВ. Окончательно структурный план впадины сформировался в основном после дарамийской фазы альпийского тектонического цикла.

Основными продольными тектоническими элементами впадины являются юго-западный и северо-восточный борты и Днепровский грабен (рис. 2).

На юго-западном борту (северный склон УЩ) поверхность кристаллического основания постепенно под углами от 1-2 до 5-6° погружается в направле-

нии южного краевого разлома грабена на глубину до 3 км. Отчетливо выражен также ее наклон вдоль простирания борта в юго-восточном направлении. На этом общем фоне выделяются приподнятые и опущенные блоки близмеридионального направления, представляющие собой реликты складчатых сооружений саксаганид и архейских протоплатформ. Среди осадочных образований юго-западного борта установлены отложения, накопившиеся только в послерифтовый этап формирования ДДВ.

Северо-восточный борт впадины является одновременно и южным склоном ВА. Здесь кристаллическое основание также погружается в сторону грабена под углами от 2-4 до 5-6° и менее круто - на юго-восток. Среди осадочных образований установлены отложения палеозоя, начиная с нижнего карбона, мезозоя и кайнозоя. Отличительной особенностью является широкое распространение отложений верхнего мела.

Днепровский грабен (палеорифт) отделен от бортов глубинными разломами, проявляющимися в фундаменте крупными сбросами. Его основание устанавливается на глубинах от 1,5-2 на северо-западе до 20 км на юго-востоке. В приразломных и приосевой зонах грабена выделяются цепочки впадин, разделенные продольными и поперечными выступами и седловинами. Наиболее крупные впадины приурочены к приосевой зоне (Скоренецкая, Нежинская, Сребнянская, Полтавская, Шебелинская). Превышение выступов над впадинами фундамента составляет 1-1,5 км.

Во впадинах широко распространены солянокупольные структуры, на выступах развиты нормальные складки брахиантиклинального и сводового типов. Феномен поперечной тектонической зональности ДДВ - глубинные и региональные разломы близмеридионального и северо-восточного простираний, разграничивающие мегаблоки кристаллического фундамента, а также поднятия и депрессии в его рельефе как структуры более низкого ранга - признается сейчас большинством исследователей [21, 31, 118 и др.]. Представление П.Ф.Шпака [138], отрицающего поперечные к простиранию впадины тектонические элементы, по существу, не может считаться альтернативным, так как выделяемые им в фундаменте ДДВ крупные впадины ("зоны нефтегазообразования") разделены седловинами и выступами, которые и образуют, собственно, поперечные поднятия в нашем понимании. Более того, установленные им закономерности размещения месторождений нефти и газа, т.е. приуроченность последних к склонам депрессий, нами вовсе не отрицаются, поскольку эти участки одновременно являются и склонами поднятий, а значит, и зонами нефтегазоаккумуляции [29].

#### Донецкое складчатое сооружение

Согласно современным представлениям, Донбасс является складчатой структурой, образованной в позднепалеозойское время в юго-восточной части Припятско-Донецкого авлакогена. Его развитие и становление происходили на консолидированном основании древней Восточно-Европейской платформы. За последние 20 лет благодаря значительному объему геофизических исследований (прежде всего ГСЗ), а также глубокому разведочному бурению накоплен большой материал, позволяющий детально охарактеризовать глубинное строение и геологическую историю этого геотектонического элемента земной коры.

По представлениям В.Б.Соллогуба [104], в Донбассе по сравнению с ДДВ значительно увеличена мощность "базальтового" слоя, исчезает "гранитный" слой, а общая мощность коры достигает 45-50 км.

При образовании Припятско-Донецкого авлакогена процессы тектогенеза происходили в разных его районах с различной интенсивностью. Наиболее активно они протекали в Донбассе и юго-восточной части ДДВ. В Донбассе вулканизм проявился в среднем девоне, в ДДВ - в позднем в две фазы - поздней



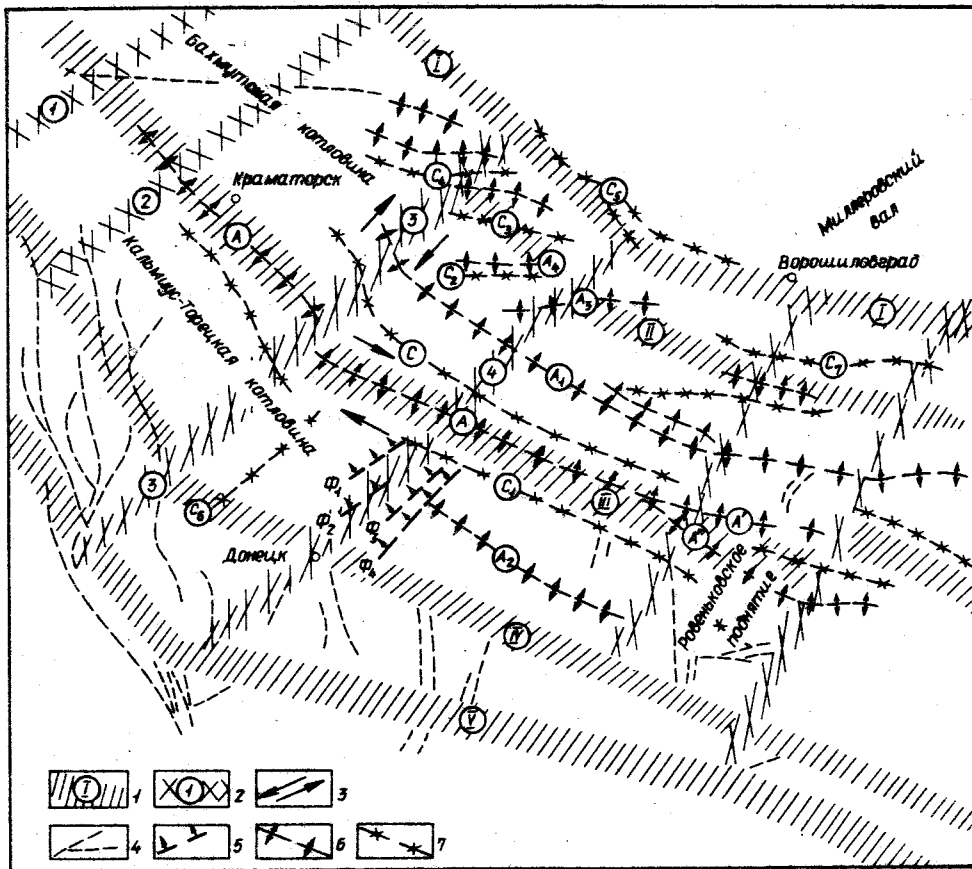


Рис. 3. Основные структурные элементы Донецкого складчатого сооружения [99]. Зоны глубинных разломов: 1 - продольные (I - Северодонецкий, II - Лутугинский, III - Центральнодонецкий, IV - Мушкетовский, V - Южнодонецкий); 2 - поперечные (цифры в кружках: 1 - Восточношебелинский, 2 - Корюльско-Краснооскольский, 3 - Дзержинский, 4 - Донецко-Калиевский); 3 - сдвиги; 4 - разломы осадочного чехла. Структуры: 5 - поперечные флексуры ( $\Phi_1$  - Ветковская,  $\Phi_2$  - Чайкинская,  $\Phi_3$  - Калиновская,  $\Phi_4$  - Ясиновско-Ждановская); 6 - антиклинали (A - Главная Донецкая, A<sup>1</sup> - Орехово-Тарасовская ветвь, A<sup>2</sup> - Есауловская ветвь; A<sub>1</sub> - Северная, A<sub>2</sub> - Южная, A<sub>3</sub> - Чернухинская, A<sub>4</sub> - Аннинская); 7 - синклинали (C - Главная (Северная), C<sub>1</sub> - Южная, C<sub>2</sub> - Селезневская, C<sub>3</sub> - Алмазная, C<sub>4</sub> - Калиновская, C<sub>5</sub> - Луганская, C<sub>6</sub> - Волчанская, C<sub>7</sub> - Лутугинская)

франскую и фаменскую. Вулканические породы среднего девона выражены ультраосновными, щелочными базальтоидными и более кислыми дериватами щелочно-базальтовой магмы, а вулканы позднефранского и фаменского времени представлены оливин-базальтовой, щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтовой формациями [66]. Магматические очаги тяготели к узлам пересечения глубинных разломов авлакогена (продольных) и поперечных глубинных разломов, трассирующихся с Ущ.

Осадочная толща Донбасса прорвана субвулканическими телами трахитопаритов (возраст 290-270 млн лет), дацитов (230-200 млн лет), лампрофиров (160 млн лет) и щелочных базальтов (80 млн лет). Мощностью пород каменноугольного возраста достигает 8-13 км; суммарная мощность каменноугольных и нижнепермских отложений - 15 км и более.

Мезозойская активизация глубинных разломов отразилась в формировании рудоносных формаций - полиметаллической и сурьмяно-ртутной (месторождения Никитовского ртутного поля) [97].

Основные тектонические события в Донбассе произошли в конце перми - начале триаса, когда вследствие дифференциации и расплава мантии некоторая ее часть внедрилась в кору, создавая "горн" гор. [130]. В это же время осуществлялись основной теплоперенос и миграция гидротермальных и ртутносных флюидов из очагов мантии в осадочную толщу [78].

Таким образом, в конце герцинского цикла тектогенеза сформировался небольшой Донецкий ороген, и его мощный осадочный чехол был дислоцирован и метаморфизован.

Региональный тектонический план Донбасса определяют крупные структурные элементы субширотного простирания - антиклинории и синклинории (рис. 3).

В настоящее время в Донецком складчатом сооружении по фундаменту выделяются пять структурных зон [99, 100]: 1) Северная приразломная (зона сочленения ВА и Донбасса); 2) Моноклиальный склон северной части Донбасса; 3) Центральный грабен; 4) Моноклиальный склон южной части Донбасса; 5) Южная приразломная (зона сочленения Донбасса и Призовского блока Ущ).

Эти зоны разграничиваются продольными глубинными разломами - Северным, Лутугинским, Центральнодонецким, Мушкетовским и Южнодонецким. Они проявляются в осадочном чехле надразломными структурами - антиклиналями, флексурами, мелкой складчатостью, зонами развития пластических деформаций.

Центральнодонецкому глубинному разлому соответствует Главная Донецкая антиклиналь. Этот разлом четко прослеживается по поверхности Мохоровичича и, вероятно, сечет всю литосферу. Именно он контролирует Центральный ртутносный пояс открытого Донбасса (Никитовское, Дружковско-Константиновское месторождения) и рудопроявления на соляных куполах юго-восточной части ДДВ (Славянский и др.).

По данным геофизических исследований ГСЗ, глубинными являются также Лутугинский и Мушкетовский разломы, трассирующиеся параллельно Центральнодонецкому. Они ограничивают Центральный грабен Большого Донбасса. Вдоль них концентрируются магматические тела глубинного происхождения.

Анализ интенсивности деформаций осадочных комплексов пород показывает, что важное значение в строении Донбасса имеют и поперечные разрывные нарушения фундамента, в частности Донецко-Калиевский и Дзержинский, развитые на границе ДДВ и Донбасса, к востоку от которых возрастает интенсивность складчатости и увеличивается метаморфизм углей. Допускается также наличие поперечных глубинных разломов, ограничивающих Ровеньковское поперечное поднятие в Донбассе и Миллеровский вал на южном склоне ВА.

По зоне Дзержинского разлома наблюдается сдвиг Дружковско-Константиновской антиклинали относительно Главной. Размеры горизонтального смещения в зоне Дзержинского разлома увеличиваются от южного борта к северному. На юге смещение составляет 3-5, в зоне Главной антиклинали - 15-18 и у северного борта - 60-70 км. На востоке в Донецко-Макеевском углепромышленном районе выделяется система поперечных антиклиналь-флексур, связанная с зоной Донецко-Калиевского глубинного разлома. Здесь восточный приподнятый блок Донбасса нависает на Волчанскую синклинали [100].

В зонах пересечения продольных и поперечных разломов отмечается резкое усложнение тектоники с образованием наложенных структур и формированием рудных зон (например, Нагольный рудный район).

Среди отрицательных структур упомянем Главную (Северную) и Южную синклинали, которые вместе с Главной антиклиналью образуют региональную зону крупных линейных складок Донбасса.

В наиболее опущенной части Главной синклинали установлены Боково-Хрустальская и Должанская котловины с весьма простой морфоструктурой и развитой разломной тектоникой. Разрывы пространственно тяготеют к Ровеньковскому поперечному поднятию. Боково-Хрустальская и Должанская котловины вытянуты в

широтном направлении почти на 100 км. Их осевые линии несколько смещены относительно друг друга. Боково-Хрустальская в северо-западном направлении раскрывается в Бахмутскую котловину.

Наиболее приподнятой зоной Главной синклинали является район Ровеньковского поперечного поднятия, ширина которого составляет около 6-7 км, а на поверхность выходят отложения свиты  $S_2^5$ . По мере погружения на запад и восток в сторону Боково-Хрустальской и Должанской котловин в разрезе появляются свиты  $S_2^6$  и  $S_2^7$ .

Севернее Боково-Хрустальской котловины происходит сочленение Селезневской котловины, западного периклинального замыкания Северной (Колпаковско-Замчаловской) антиклинали и антиклинальных и синклиналичных структур с наиболее значительной среди них Чернухинской антиклиналью. По представлению Р.М.Смишко, система структур, расположенных в западной части Колпаковско-Замчаловской антиклинали, совпадает по фундаменту с поперечной зоной Донецко-Кациевского глубинного разлома и его апофизами. Северная антиклиналь широким сводом погружается в Бахмутскую котловину. Селезневская котловина протягивается на расстоянии около 30 км при ширине 5-7 км. На всем ее протяжении северное крыло крутое - 60-70, южное пологое - 5-12, иногда до 20-25°. Эта котловина входит в состав системы складчатых структур так называемого Алмазного синклинория, в котором крупные синклинали разграничиваются широкими антиклиналями с плоскими замковыми частями. Чернухинская антиклиналь имеет длину 40 и ширину 4-5 км, плоский свод и крутые крылья. Наиболее значительная амплитуда складки наблюдается в месте ее пересечения с Северной антиклиналью.

Селезневская котловина с севера ограничена линией складок Аненской антиклинали. На востоке они срезаются Ильичевским надвигом и дальше не прослеживаются.

К северу от Аненской антиклинали располагается Калиновская синклиналь, вытянутая в субширотном направлении на 40 км. К западу она расширяется до 20, к востоку сужается до 7 км и ограничивается Алмазным надвигом. В этом районе доминируют разнообразные антиклинальные формы.

С продвижением на восток в зоне мелкой складчатости преобладают синклиналичные формы: Луганская, Лутугинская, Суходольско-Гундоровская котловины и прогибы более мелких размеров.

Луганская котловина на севере ограничена Марьевским и Северным, а на юге - Алмазным надвигами. Длина ее составляет 46, ширина 18 км. Ось котловины постепенно погружается в юго-восточном направлении под углом 3°. Углы падения слоев на крылья достигают 60-70°.

Лутугинская котловина вытянута в широтном направлении на 50 км при максимальной ширине 12-13 км.

Суходольско-Гундоровская котловина, расположенная далее к востоку, имеет длину около 32 и ширину 9-10 км. В центральной ее части выделяется антиклиналь-флексура, которая делит котловину на две впадины - западную Суходольскую и восточную Гундоровскую.

Вдоль бортов Луганской, Лутугинской и Суходольско-Гундоровской котловин на лежащем крыле Марьевского надвига выделяется Новосветловская синклиналь, которая к востоку сменяется Петровско-Караичевской синклиналью.

Для рассмотренного района характерны многочисленные дизъюнктивные нарушения, многие из которых генетически связаны с глубинными разломами. Кроме этих разломов развито значительное количество более мелких разрывных нарушений. Они обычно сопряжены с региональными разломами и участвуют в строении локальных складок.

Южная синклиналь Донбасса крутым северным крылом примыкает к Главной антиклинали и относительно пологим южным крылом - к Зуевской антиклинали.

На востоке выделяются Шахтинско-Несвидаевский прогиб, на западе - Чистяковско-Снежнянский, раскрывающийся в Кальмиус-Торецкую котловину. В восточной части синклинали наблюдаются тектонические осложнения, связанные с проявлением Донецко-Кациевского глубинного разлома. Это крупные флексуры Витковская, Чайнинская, Калиновская и Ясиновато-Ждановская с сопровождающими их разрывными и складчатыми дислокациями высших порядков [98].

Южное крыло Кальмиус-Торецкой котловины, примыкающее к Южнодонецкому глубинному разлому, имеет менее сложное строение. Развитые здесь структуры пологие, углы падения их крыльев не превышают 12-20°. Относительно простая тектоника иногда усложняется разнонаправленными разрывными нарушениями.

На северо-восточном крыле котловины установлены мелкие поднятия, связанные с зоной глубинного разлома, продолжающего в этом направлении Главную антиклиналь. Северо-западную границу котловины большинство исследователей проводит по Восточно-Шебелинскому поперечному разлому.

Бахмутская котловина на севере ограничивается Алмазно-Марьевским надвигом, на северо-западе, как и Кальмиус-Торецкая, - Восточно-Шебелинским разломом.

Среди основных структурных элементов Бахмутской котловины - четыре антиклинальных линии западного простирания: Лисичанско-Червоноскольская, Дроновско-Спиваковская, Артемовско-Славянская и Константиновско-Петровская, разграниченные Белогорско-Каменской, Криволукско-Комышевахской и Часовьярско-Краматорской синклиналями.

Крайняя северная линия антиклинальных складок - Лисичанско-Червоноскольская - включает купола (с юго-востока на северо-запад): Кременский, Терновский и Червоноскольский. Это небольшие структуры длиной 7-18 и шириной 3-8 км.

Дроновско-Спиваковская линия антиклинальных складок включает в себя Дроновскую антиклиналь и кулисообразно сочленяющуюся с ней Торско-Дробышевскую. Последняя с другими антиклиналями, которые располагаются северо-западнее, включая и Спиваковскую структуру, образует вытянутую на 90 км антиклинальную линию.

Артемовско-Славянская структурная зона объединяет Артемовский структурный выступ и Славянский соляной купол. В районе с. Корульки эта антиклинальная линия складок соединяется со структурными элементами, развитыми на продолжении Главной антиклинали.

Константиновско-Петровская линия складок включает структуры: Дружковско-Константиновскую, Корульскую, Великокомышевахскую, Петровскую, Волвенковскую и Лозовеньковскую. В сводовых частях отдельных структур выходят на поверхность верхнепалеозойские породы, среди сплошного покрова мезозойских отложений.

Синклинали, которые разделяют антиклинальные линии складок, характеризуются простым строением. Здесь не отмечаются проявления соляной тектоники и ундуляции осевых линий складок.

В целом Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины западными границами входят в переходную зону между Донбассом и ДВВ.

#### Причерноморская впадина

Причерноморская впадина выделяется на южном крае Восточно-Европейской платформы между УЦ и Крымской геосинклинальной областью. На западе она граничит с Волинно-Подольской и Молдавской плитами, на востоке - с Приазовским выступом докембрийского фундамента (рис. 4). Северная граница ее проходит по зоне разломов (Конского и др.), выраженных в структурных уступах фундамента УЦ. Южная граница проводится не совсем уверенно, скорее всего,

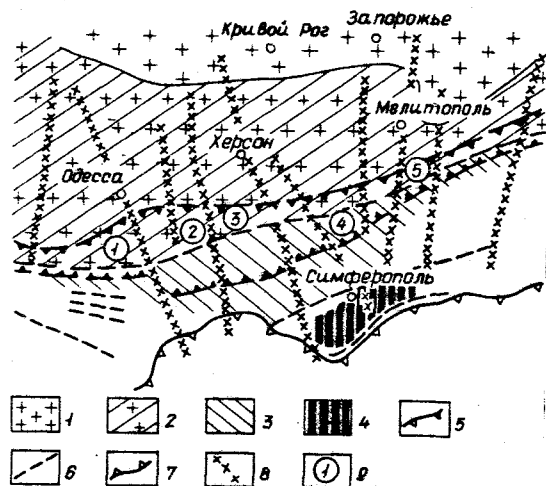


Рис. 4. Тектоническая схема Причерноморской плиты:  
 1 - Украинский щит; 2 - Причерноморская плита; 3 - Скифская плита; 4 - Крымское горное сооружение; 5 - разломная граница между северной и южной частями Причерноморской плиты; 6 - шовная (осевая) зона сочленения Причерноморской плиты (дорифейской Восточно-Европейской платформы) со Скифской плитой; 7 - Северокрымский глубинный разлом; 8 - поперечные глубинные разломы; 9 - тектонические блоки Одесско-Сивашско-Азовского прогиба: 1 - Крыловский, 2 - Одесский, 3 - Каркинитский, 4 - Сивашский, 5 - Генический

восток от 300 в Приднестровье до 50 км в Приазовье.

Углы падения кристаллического фундамента весьма пологие. На Приазовском выступе фундамент резко погружается.

В междуречье Прут - Днестр кристаллическое основание быстро погружается в Молдавский прогиб. Здесь глубины увеличиваются от 2 до 7 км на расстоянии всего 40 км. К югу от Днестровского лимана и в северной части Каркинитского залива дорифейский фундамент устанавливается на глубинах 5-6, на юге Перекопского перешейка, на севере Сивашского прогиба, к югу от Геническа и в районе о-ва Бирючий - около 4, на севере Азовского моря (в краевой части плиты) - 2, 5-3 км.

На основании этих данных моноклиальный склон Причерноморской впадины разделяется на две подзоны: северную с очень пологим и южную с более крутым погружением фундамента.

Южная подзона по мере приближения к шовной (осевой) зоне сочленения с молодым складчатим основанием Крымского горного сооружения усложняется. В ней наряду с увеличением наклона фундамента появляются субширотные разломы, обуславливающие ступенчатый характер погружения субстрата. Выделяющийся здесь Одесско-Сивашский прогиб подразделяется поперечными разломами древнего заложения на несколько блоков (с запада на юг): Одесский, Каркинитский, Джанкойский и Генический.

В североазовской части подзоны также выделяются грабенообразные прогибы, отделенные друг от друга поперечными разломами и сопровождающими их перемычками. Глубина залегания кристаллического фундамента здесь не превышает 2-2,5 км.

Субмеридиональные разломы разделяют Одесско-Сивашский прогиб и североазовский южный склон впадины на отдельные блоки и связанные с ними впадины

она совпадает с шовной зоной между дорифейской Восточно-Европейской платформой и Крымским горным сооружением, по А.В.Чекунову [129], - между двумя разновозрастными платформами: Восточно-Европейской и Скифской. Западная граница большинством исследователей проводится по субмеридиональному Одесскому глубинному разлому. К западу от него располагается Крыловский грабенообразный прогиб Молдавской плиты, завершивший развитие к меловому времени, а к востоку - Одесско-Сивашский прогиб, развивавшийся довольно интенсивно в меловое время и несколько спокойнее - в палеогене и неогене. Восточную границу образует зона Молочанского или Западно-Приазовского субмеридионального разлома.

Северный борт, являясь одновременно южным склоном УЩ, представляет собой моноклиаль субширотного простирания. Ширина его уменьшается с запада на

и горстообразные перемычки. Амплитуда смещения пород по ним увеличивается с севера на юг. Если в северной подзоне они почти не выражены, то при переходе в южную, с приближением к шовной зоне, они становятся более значительными как по глубине, так и по ширине зоны дробления пород. Эти разломы выходят на поверхность в пределах УЩ, где разграничивают отдельные геотектонические элементы: протоархейские антиклинали и протоплатформенные синклиналинные прогибы. Они распространяются в область альпийского Средиземноморского пояса. В Причерноморской впадине эти разломы значительно влияли на тектонику, особенно южной ее части. Перемещение по блокам отразилось на изменении мощностей и фаций слагающих ее пород.

Наиболее древние (палеозойские и триасовые) породы осалочного чехла распространены на западе и юге плиты (преимущественно в шовной зоне). Залегавшие выше образования юрского возраста встречаются в Молочанской депрессии севернее г. Мелитополь. Литологически они представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По данным КМПВ, юрские отложения предполагаются в грабенообразных впадинах фундамента в районе г. Скадовск и с. Громовка.

Меловые отложения распространены наиболее широко. Они представлены разнообразными литологическими разностями - песчаниками, гравелитами, песками, алевролитами и глинами с углистым материалом, мергелями, известняками, песчим мелом. Мощность меловых пород достигает 1000 м.

Палеогеновые отложения также встречаются повсеместно. Они выражены в основном алевролитами, глинами, мергелями, известняками и песчаниками. Мощность их на юге и юго-востоке составляет около 1000 м.

Неогеновые отложения распространены главным образом в районе нижнего течения р. Днепр и в южной части впадины. Литологически это преимущественно песчано-глинистые породы и известняки в нижней части и глины - в верхней. Общая их мощность не превышает 500 м.

В межблоковых пространствах, в зонах развития глубинных разломов предполагаются мезозойские вулканические образования.

В шовной (приосевой, по А.В.Чекунову) зоне, восточнее Крыловского прогиба, между Одесским и Криворожско-Евпаторийским разломами располагается глубокий Одесский (Каркинитский) грабен, который соединяется на востоке с Сивашским грабеном. По идентичной истории их развития они объединяются в единый Одесско-Сивашский грабен, ограниченный на востоке Орехово-Павлоградским разломом.

Ось Сивашского грабена постепенно мигрировала к северу: по фундаменту она проходит в районе Северо-Джанкойской складки, по более молодым породам - севернее. Чем моложе отложения, тем севернее располагается осевая линия максимального опускания.

Расположенные восточнее южного продолжения Орехово-Павлоградского разлома североазовские грабенообразные прогибы, которых здесь выделяется не менее трех, характеризуются асимметричным строением. Северные их борты сравнительно спокойные в тектоническом отношении, южные, как правило, приподняты. В результате при общем южном падении пород моноклиаль северного борта имеет обратноступенчатый характер. Разломы секут в основном фундамент и породы мела. В более молодых отложениях, начиная с майкопских, они не прослеживаются. К южным поднятым крыльям разломов приурочиваются локальные антиклинальные складки.

Североазовские прогибы непосредственно сочленяются по крупному региональному субширотному разлому с Азовским валом.

В целом в шовной (приосевой) зоне, где происходит сопряжение разной по строению земной коры (дорифейский фундамент сменяется молодым складчатим основанием), в широтном направлении протягивается гравитационный максимум и изменяется характер магнитного поля. Следовательно, границей Причерноморской

впадины, а значит, и южной границей Восточно-Европейской платформы является крупный глубинный разлом, прорывающий, по данным ГСЗ, всю толщу земной коры и уходящий корнями глубоко в мантию. На поверхности этому разлому соответствует осевая зона, именуемая Северокрымским прогибом.

### Карпатское горное сооружение

В соответствии с современными представлениями [34-36], основанными на теории тектоники литосферных плит, на территории Карпат в начальные этапы альпийского геотектонического цикла происходила деструкция Европейского континента с образованием в процессе растяжения (спрединга) океанической коры. Судя по распространению пород офиолитовой ассоциации, спрединг начался в триасе и закончился в раннем мелу (не раньше апта - альба).

Внешняя миогеосинклиналиная зона Карпат, располагающаяся к северо-востоку от Закарпатского (Пенинского) глубинного разлома, развивалась на домезозойской континентальной коре, на которой формировались парагеосинклиналиный (триас - нижний мел) и миогеосинклиналиный (верхний мел - палеоген - неоген) эпиконтинентальные бассейны. На границе эвгеосинклиналиной и миогеосинклиналиной зон (в зоне Бенъофа) образовалась полоса андезитово-базальтового вулканизма, фиксирующая островные дуги на периферии окраинного моря.

В альпийской тектонической эволюции Украинских Карпат выделяют четыре этапа: 1) рифтовый (триас) - заложение в теле пра-Карпат рифта; 2) океанский, или ранний (начальный) геосинклиналиный (юра - нижний мел) - формирование эвгеосинклинали на океанической коре с офиолитовой ассоциацией пород в основании и парагеосинклиналиного прогиба на континентальной коре; 3) геосинклиналиный (верхний мел - неоген) - формирование миогеосинклинали с флишевой и молассовой формациями пород и 4) орогенный (плиоцен) - инверсия геосинклиналиного режима, формирование складчатой структуры Карпат и прилегающих Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

В настоящее время при тектоническом районировании Украинских Карпат выделяют следующие структурно-тектонические элементы: юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы, Предкарпатский передовой (предгорный) прогиб, Горные Карпаты (Внешние и Внутренние), Закарпатский (загорный) прогиб.

Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы активным краем слагает основание миогеосинклиналиной зоны Карпат. Поверхность дорифейского основания платформы ст. Ущ по системе субмеридиональных разломов постепенно погружается в юго-западном направлении, достигая глубин 3500 м в средней части моноклиналиного склона и более 8 км - во Внешней зоне Предкарпатского прогиба. В осадочном чехле комплексы пород верхнего протерозоя и палеозоя выходят под поверхность мезозойских образований в виде полос субмеридионального простирания, последовательно с северо-востока на юго-запад сменяющих друг друга.

В разрезе пород платформы выделяются два основных структурно-тектонических этапа: нижний, объединяющий отложения верхнего протерозоя и палеозоя, и верхний, сложенный породами мезозоя и кайнозоя.

Весь комплекс пород протерозоя, палеозоя и мезозоя моноклиналиного склона разбит системой ступенчатых сбросов на линейно вытянутые в субмеридиональном направлении блоки, наклоненные к юго-западу.

Моноклиналиный склон платформы расчленяется также на блоки разломами северо-восточного направления, распространяющимися сюда из Карпатской геосинклинали.

Погружаясь в юго-западном направлении, древняя дорифейская Восточно-Европейская платформа и юго-восточная часть молодой эпипалеозойской Централь-

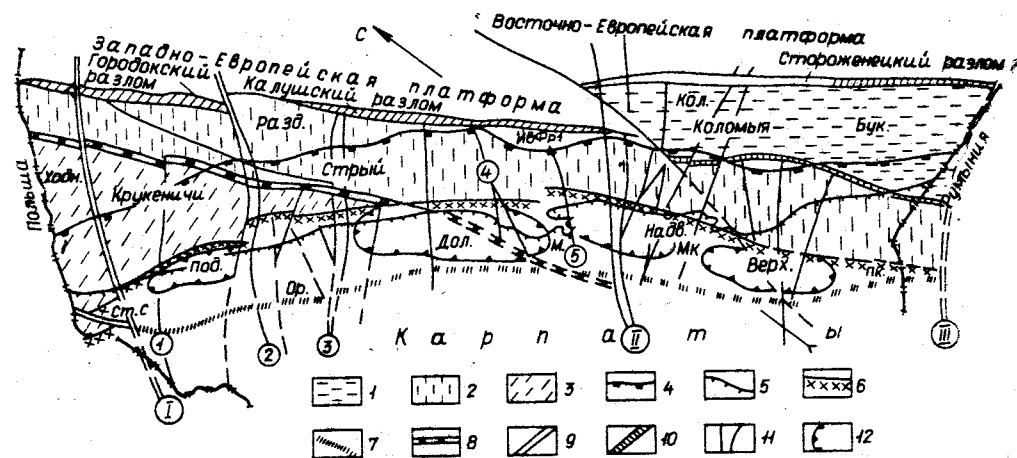


Рис. 5. Схема тектонического районирования Предкарпатского прогиба. Блоки Внешней зоны: 1 - Стороженецкий, 2 - Угерско-Косовский, 3 - Круженицкий; 4 - Стебникский надвиг, 5 - Береговой надвиг, 6 - Предкарпатский глубинный разлом; 7 - Сколевский глубинный разлом; 8 - Круженицкий разлом; 9 - поперечные глубинные разломы: 1 - Днестровский, 2 - Дрогобычско-Ширецкий, 3 - Стрыйский, 4 - Турянский, 5 - Ломницкий и др.; 10 - разломы на границе Внешней зоны прогиба и платформы: Городокский, Калужский и Стороженецкий; 11 - глубинные разломы трансформного типа: I - Балатон-Владимир-Волынский, II - Шопуркинско-Надворнянско-Монастырский, III - Прутский; 12 - депрессия Внутренней зоны: Под. - Подбужская, Дол. - Долинская, Над. - Надворнянская, Верх. - Верховинская; поперечные поднятия Предкарпатского прогиба: Ст.С.-Холн. - Старосамборско-Холновичское, Ор.-Разл. - Оров-Разпольское, М.-Ив.Фр. - Майдан-Ивано-Франковское, Мк.-Кол. - Микучин-Коломыйское, Пк.-Бук. - Покутско-Буковинское

но-Европейской платформы образуют гетерогенное основание современного Предкарпатского прогиба.

Предкарпатский передовой (предгорный) прогиб находится в пограничной зоне между платформой и Карпатским горным сооружением (рис. 5). В нем выделяются две структурно-тектонические зоны: Внешняя, развившаяся на платформенном основании, и Внутренняя, сформировавшаяся на карпатском геосинклиналином основании.

Возникновение и развитие прогиба происходило в миоценовый период. При этом Внутренняя зона сформировалась значительно раньше. В ее строении принимают участие породы нижнего миоцена (эгерия, эггенбургия, оттангия) и в меньшей мере - среднего миоцена (бадения) и верхнего миоцена (сармата). Развитие Внешней зоны началось только в нижнем бадении и закончилось в послесарматское время, вследствие чего в ней нет нижнемиоценовых образований и развиты только баденские и главным образом сарматские отложения. В целом комплекс миоценовых образований Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба по природе относится к молассовой формации.

Граница между Внутренней и Внешней зонами на поверхности выражена Стебникским надвигом, по которому породы Внутренней зоны надвинуты на Внешнюю.

Северо-восточная граница Предкарпатского прогиба и одновременно его Внешней зоны проходит на глубине по системе кулисообразно сменяющих друг друга разломов: Городокскому, Калужскому, Стороженецкому. На поверхности она заходит в пределы платформы и проводится по северо-восточному краю распространения сарматских отложений.

Внешняя зона в структурно-тектоническом отношении разделяется на три подзоны: Круженицкую, Угерско-Косовскую и Стороженецкую.

Во Внутренней зоне выделяются две подзоны: Бориславско-Покутская (южная) и Самборско-Рожнятовская (северная).

И Внешняя, и Внутренняя зоны Предкарпатского прогиба во многом унасле-

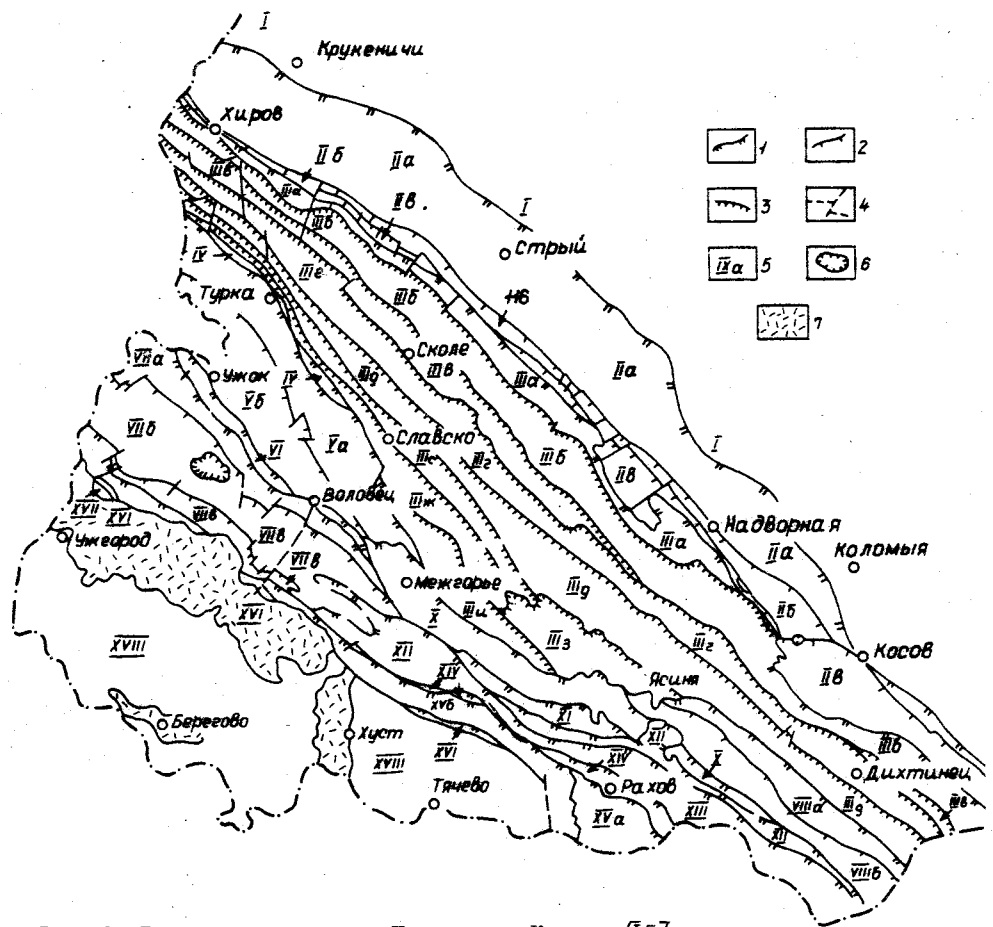


Рис. 6. Тектоническая схема Украинских Карпат [15]:

1 - границы между зонами; 2 - границы между подзонами; 3 - границы между скибами; 4 - другие разрывные нарушения; 5 - структурно-фациальные единицы: I - Внешняя зона Предкарпатского прогиба; II - Внутренняя зона Предкарпатского прогиба с подзонами: IIa - Дрогобычской, IIб - Долинской, IIв - Бориславской; III - Скибовая зона с подзонами: IIIa - Береговой, IIIб - Оровской, IIIв - Скольской, IIIг - Парашки, IIIд - Зелемянки, IIIе - Рожанки, IIIж - Славской, IIIз - Брустуранки, IIIи - Синевира; IV - Венгловецкая; V - Кросненская зона с подзонами: Va - Туровской, Vб - Соименской; VI - Преддуклянская зона; VII - Дуклянская зона с подзонами: VIIa - Ставнянской, VIIб - Дусинской, VIIв - Туринской; VIII - Черногорская зона с подзонами: VIIIa - Скуповской, VIIIб - Говерлянской; IX - Магурская; X - Свишовецкая; XI - Красношорская; XII - Буркутская; XIII - Суховская; XIV - Раховская; XV - Мармарошская; XVI - кристаллический массив; XVII - осадочная оболочка; XVIII - Пенинская; XIX - Подгальский флиш; XX - Закарпатский прогиб; 6 - тектонические останцы; 7 - эффузивы Выгорлат-Гутинской гряды

довали строение фундамента. Особое влияние оказывали поперечные к Карпатам депрессии и разделяющие их поднятия, отражающие опущенные и приподнятые блоки земной коры. Во Внутренней зоне это Подбужская, Долинская, Надворнянская и Верховинская, во Внешней - Крукеничская, Болоховская, Отинская и Косовская депрессии.

Поперечные поднятия, разделяющие депрессии, общие для Внутренней и Внешней зон. Среди них (с северо-запада на юго-восток): Старосольско-Ходновичское, Оров-Раздольское, Майдан-Ивано-Франковское, Микулечин-Коломыйское и Буковинско-Покутское.

Депрессии и поднятия разграничивают глубинные разломы Стрийский, Днестровский, Монастырецкий, Дрогобычско-Щирецкий, Стрийский, Турянский, Ломницкий, Манявский, Надворнянский, Лячский, Прутский, Сучавский и др.

На юго-западе Внутренняя зона Предкарпатского прогиба граничит с Внешними Карпатами. На поверхности эта граница выражена Береговым надвигом, а на глубине она проходит по одному из глубинных разломов, скорее всего, по Сколевскому. Величина надвига складчатых флишевых Карпат на молассы Внутренней зоны Предкарпатского прогиба достигает более 20 км.

Внешние Карпаты характеризуются интенсивной надвиговой (шарьяжной) складчатостью с четко выраженной вергентностью по направлению к Предкарпатскому прогибу и платформе. Накопление пород флишевой формации мелового и палеогенового возраста ограничивалось на северо-востоке Предкарпатским глубинным разломом, на юго-западе - Закарпатским разломом и происходило на территории, расчлененной полводными кордильерами.

В современном плане (рис. 6) во Внешних Карпатах выделяются [15] следующие структурно-фациальные зоны (с северо-востока на юго-запад): Скибовая, включающая скибы Береговую, Оровскую, Сколевскую, Парашки, Зелемянки, Рожанки, Славскую, Брустуранки и Синевира; Субсилезская (Венгловецкая); Силезская (Кросненская) с подзонами Ставнянской, Дусинской и Туринской; Черногорская с подзонами Скуповской и Говерлянской; Красношорская; Преддуклянская; Дуклянская с подзонами Рачанской, Быстрицкой и Кохановской; Буркутская; Суховская и Раховская. Все они увязываются с соответствующими структурно-фациальными единицами Польских и Чехословацких Западных Карпат на северо-западе и Румынских Восточных Карпат на юго-востоке.

Внутренние Карпаты характеризуются выходом на дневную поверхность древних пород, слагающих основание многоэпизодической зоны. В структурно-фациальном отношении здесь выделяются Мармарошская и Пенинская зоны.

Мармарошская зона примыкает непосредственно к области развития внешнекарпатского флиша и надвинута к северо-востоку на Раховскую и местами - на Суховскую зоны Внешних Карпат.

Вдоль Мармарошского надвига прослеживается полоса утесов, сложенная юрскими и нижнемеловыми известняками с включениями элементов более древних пород, в том числе офиолитовых комплексов.

В разрезе фундамента выделяются два комплекса: верхнепротерозойский и верхнепалеозойский. В неокме в этой зоне накапливались маломощные карбонатные и карбонатно-терригенные образования свалывской свиты. В позднем барреле эта структурно-фациальная зона испытала общее поднятие, о чем свидетельствует перерыв в осадконакоплении в апте и раннем альбе. Позднеальбская трансгрессия обусловила накопление конгломератов, песчаников и алевролитов соймурской и карбонатных пород тисальской свиты. Обмеление морского бассейна в сеномане вызвало накопление красных мергелей пуховской свиты. К концу мела произошел перерыв в осадконакоплении.

Пенинская (Утесовая) зона тектонически взаимосвязана с глубинным Пенинским (Закарпатским) разломом. Особенностью ее являются многочисленные юрские глыбы (утесы) среди меловых и палеогеновых отложений, которые рассматриваются как тектонические отторженцы, выведенные из глубины на поверхность [14].

Среди юрских пород выделяются две литологические разности: глубоководные свалывского типа и мелководные - каменецкого.

В самых нижних горизонтах наблюдается переслаивание серых глин с песчаниками и органогенными известняками ранней лейасовой возраста. Выше залегают серые мергели и пятнистые известняки, затем - пачка темно-серых и черных мергелеподобных глин и мергелей, переходящая в красные мергели (средний лейас). Кверху следуют лейас-байосские розовые и зеленоватые известняки с разнозернистыми песчаниками в основании.

Образования тоарского яруса выражены пачкой черных, зеленых и красноватых

тых аргиллитов с прослоями фукоидных мергелей и известняков, затем следует пачка пестрых глин и серых алевролитов, мергелей и известняков аалена, еще выше - толстослоистые и массивные криноидные известняки доггера.

Верхнеюрские отложения (бат-келловей) представлены пачкой красных и розовых криноидных крупнокристаллических известняков с тонкими пропластками зеленоватых крупнозернистых песчаников. Следующие затем образования оксфорд-кимериджа выражены в одних случаях мелководными, в других - глубоководными образованиями. Литологически это зеленоватые и красноватые брекчиевидные известняки, иногда с линзами известковистых конгломератов. Они перекрываются светло-серыми известняками сваяльской свиты (титон - неком).

Общий характер пород Пеннинской зоны свидетельствует о том, что образование в ее пределах юрских утесов было связано с развитием Закарпатского глубинного разлома, разделявшего эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны Карпатской геосинклинали.

Закарпатский (загорный) прогиб сформировался в эвгеосинклинальной зоне на мезозойском (триас - нижний мел) меланже. Это породы офиолитовой ассоциации - диабазы, диабазовые порфириты, базальтовые порфириты, спилиты, шальштейны, брекчии и агломераты диабазов и базальтов, кремнистые аргиллиты, яшмы, радиоляриты и др. [25].

В целом фундамент Закарпатского прогиба раздроблен разнонаправленными и разноамплитудными продольными (северо-западными) и поперечными (северо-восточными) разломами.

От Паннонского массива Закарпатский прогиб отделен Береговским (Припаннонским) глубинным разломом.

В прогибе выделяются Солотвинская и Чопская впадины и разграничивающая их Выгорлат-Гутинская вулканическая града (см. рис. 6), протягивающаяся вдоль Закарпатского глубинного разлома.

В строении непосредственно Закарпатского (неогенового) прогиба принимают участие образования негровской свиты (верхний эгерий), сложенной в нижней части гравелитами, брекчиями и конгломератами, состоящими из обломков песчаников, аргиллитов, известняков, реже ангидритов; бурналовской свиты (эггенбургий), выраженной известняковистыми песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами мощностью 60-80 м; новоселицкой свиты (бадений) с терешульскими базальными конгломератами. Свита представлена светло-зелеными и голубоватыми липарит-лацитовыми туфами с прослоями аргиллитов, алевролитов, туффитов, реже известняков и конгломератов общей мощностью 10-200 м. Терешульские конгломераты, развитые на небольшом участке северной окраины Солотвинской впадины, состоят из гальки юрских известняков и флишевых песчаников. В подчиненном количестве встречаются обломки пуховских мергелей, туфогенных песчаников и др. Мощность конгломератов изменяется от нескольких до 100 м [16, 17].

Далее следуют образования талаборской свиты (нижний бадений), прослеживающиеся узкой полосой вдоль северной окраины Солотвинской впадины. Литологически они характеризуются зелено-серыми глинами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. Мощность 50-250 м.

Последующая тереблинская свита (бадений) сложена толщей каменной соли с небольшими прослоями и пачками аргиллитов, алевролитов, гипсов и ангидритов, редко - прослоев туффов и туффитов. Соль в виде диапиров выступает на поверхность в некоторых складках Солотвинской котловины. Мощность резко изменяется от десятков до 500-1000 м.

Широко распространены породы солотвинской свиты (верхний бадений), представленные серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 100-1000 м.

Выше по разрезу залегают нягтовские конгломераты, тячевская, нересницкая и доросинская свиты бадения.

Образования верхнего миоцена (сармата) выражены глинами, алевролитами, песчаниками и туфами доробатовской и луковской свит мощностью 500-650 м [13]. Выше следуют песчано-глинистые породы алмашской, изовской и кошелевской свит (паннон), сменяющиеся гутинской, ильницкой и бужорской свитами (левантин). Породы гутинской и бужорской свит представлены вулканическими образованиями: андезитами, андезито-базальтами, липаритами и их туфами, ильницкой свиты - песчано-глинистой толщей и бурными углями. Породы паннонского и левантинского ярусов распространены главным образом на северо-западе прогиба.

Изменение мощностей неогеновых отложений и структурные их особенности обуславливались блоковым строением фундамента. Большинство структур наследовали эрозивно-тектонические выступы донегеновой поверхности. На орогенном этапе развития Карпатской геосинклинали они усложнились соляными диапирами.

#### Крымское горное сооружение

В Крыму выделяются следующие геотектонические элементы: южный склон Причерноморской впадины, западная часть Скифской эпигерцинской плиты; предгорный прогиб Горного Крыма и Крымский мегаантиклинорий (рис. 7).

Эти геотектонические элементы разграничивают глубинные разломы субширотного простирания. Все они, по данным ГСЗ, проникают до мантии Земли. По ним происходило обрушение земной коры в процессе формирования отдельных геотектонических элементов. Это разломы между древней Восточно-Европейской платформой и молодой Скифской плитой, между последней и предгорным прогибом и между предгорным прогибом и Крымским горным сооружением. Кроме продольных субширотных глубинных разломов развиты также поперечные субмеридиональные глубинные разломы, разбивающие фундамент каждого из выделенных геотектонических элементов на отдельные блоки. Блоковый характер фундамента отразился на строении осадочного чехла, и прежде всего на развитии в нем депрессий и поднятий.

В результате в современном структурно-тектоническом плане Крыма выделяются: в шовной зоне - Северокрымский прогиб с Каркинитской впадиной на западе и Сивашским прогибом на востоке, разделенные Перекопским поднятием. На Скифской плите - Новоселовское, Каламитское и Новоцарицинское поднятия. В предгорном прогибе - Альминская впадина и Индольский прогиб, разделенные Симферопольским поднятием. В Крымском горном сооружении обособляются Западно- и Восточнокрымский синклинории, разделенные Качинским поднятием. Кроме

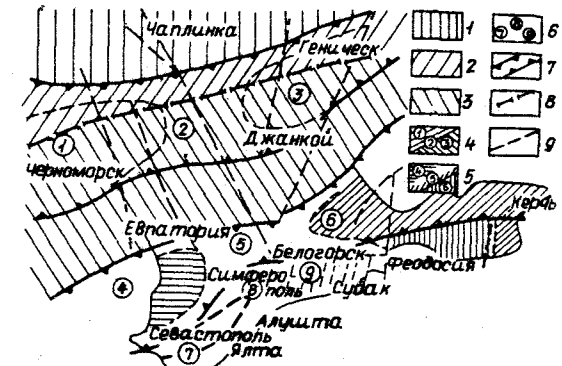


Рис. 7. Схема тектонического районирования Причерноморья и Крыма: 1 - северный склон Причерноморской плиты; 2 - южный склон Причерноморской плиты; 3 - Скифская плита, 4 - Северокрымский прогиб (цифры в кружках: 1 - Каркинитская впадина, 2 - Перекопское поднятие, 3 - Сивашский прогиб); 5 - предгорный прогиб Крымского горного сооружения (цифры в кружках: 4 - Альминская впадина, 5 - Симферопольское поднятие, 6 - Индольский прогиб); 6 - Крымское горное сооружение (цифры в кружках: 7 - Западнокрымский синклинорий, 8 - Качинское поднятие, 9 - Восточнокрымский синклинорий). Глубинные разломы: 7 - субширотные; 8 - глубинный разлом в шовной части сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты; 9 - субмеридиональные (поперечные) разломы

того, здесь выделяются Судакский синклиниорий и северо-восточное погружение Крымского горного сооружения [71]. Допускается, что Каинское, Симферопольское, Новоселовское и Перекопское поднятия образуют единую субмеридиональную структуру, разделяющую юго-западные и северо-восточные структурно-тектонические элементы Крымского п-ова.

Евпаторийско-Новоселовское поднятие состоит из Евпаторийского, Западно-новоселовского, Новоселовского и Сакского блоков. Вместе с Новоцаричинским они образуют единую зону приподнятого палеозойского фундамента Скифской плиты, северо-восточным продолжением которого служит Азовский вал. Продолжением Северокрымского прогиба на западе является Одесский прогиб, а на востоке - Североазовский прогиб [104]. В соответствии с описанием [22], Северокрымский прогиб - это асимметричная структура, северный пологий борт которой наложен на южный край Восточно-Европейской платформы, а южный более крутой опирается на приподнятое складчатое основание Скифской плиты.

В основании прогиба развит грабен позднепалеозойско-раннемезозойского заложения, ограниченный глубинными разломами. На юге Северокрымский прогиб граничит с Новоселовским (Центральнокрымским) поднятием. В последнем эта граница проходит в западной части с Донузловским грабенообразным погружением, отделяющим Новоселовское поднятие от Тарханкутской линии складок, осложняющих южный склон Каркинитской впадины.

В Сивашском прогибе осевая линия несколько смещается к северу и проходит через северную часть Арабатской стрелки, к востоку от которой прогиб замыкается, отделяясь от Североазовского Чингульской перемычкой. В основании структурных элементов Северокрымского прогиба залегают породы парагеосинклинального триас-юрского комплекса, относимые многими исследователями к начальному этапу киммерийского цикла тектогенеза.

В Альминской впадине в осевой зоне основание меловых отложений залегают на глубине 1500-2000 м. Эта впадина сформировалась в палеогеновое и неогеновое время [22]. Максимальная мощность нижнемеловых образований отмечается в ее северной части.

Индольский прогиб, по данным М.В. Муратова [71], сформировался в олигоцен-миоценовое время, в инверсионный этап развития Крымского горного сооружения. Его осевая линия по неогеновому комплексу пород проходит через южную часть Азовского моря, а по мел-палеогеновому - южнее, на севере Керченского п-ова, образуя внутреннюю зону прогиба. Южной границей прогиба является Парпачский гребень на Крымском п-ове. Восточнее прогиб переходит в межпериклиналиный Керченско-Таманский прогиб, разделяющий периклиналиные окончания Крымских гор и Кавказа [71]. Отложения мела погружены на глубину 7000-9000 м.

Юго-западная часть Керченского п-ова и прилегающий к ней с юга участок шельфа Черного моря представляют периклиналиное погружение Крымского горного сооружения. Выделяющиеся здесь в меловом комплексе пород антиклиналиные складки находятся на продолжении структурных элементов Горного Крыма. Меловые отложения в этих складках залегают на глубине 4000-5000 м.

Все продольные геотектонические элементы Крыма секутся поперечными субмеридиональными разломами мантийного заложения. Среди них, согласно [114, 129], главными, секущими одновременно Скифскую и Восточно-Европейскую платформы и уходящими далеко на север в пределы Ущ и на юг в Горный Крым и Черноморскую впадину, являются (с запада на восток): Одесский, Кировоград-Николаевский, Криворожско-Евпаторийский (Евпаторийско-Скадовский, по [113]); Салгирско-Октябрьский (Центральнокрымский [113]); Конкско-Белозерский (Белозерско-Судакский [113]); Орехово-Павлоградский (Мелитопольско-Новоцаричинский [113]) и Корсаковско-Феодосийский. Салгирско-Октябрьский и Белозерско-Судакский разломы ограничивают Качинско-Симферопольско-Новоселовско-Перекопское поперечное поднятие Крымского п-ова.

Успешное осуществление международных работ в Индийском океане (1959-1965 гг.), по Проектам верхней мантии (1962-1970 гг.), глубоководного бурения (1968-1975 гг.) и пришедшему ему на смену международному этапу океанского бурения способствовало созданию гипотезы новой глобальной тектоники, переосмыслению сложившихся представлений о строении и динамике развития геотектонических элементов земной коры, закономерностях образования и размещения месторождений полезных ископаемых.

Одними из первых в исследование строения глубинных зон земной коры и мантии отдельных регионов Украины включились С.И. Субботин, В.Г. Бондарчук, О.С. Вялов, В.К. Гавриш, В.В. Глушко, Г.Х. Диккенштейн, Г.Н. Доленко, Г.И. Калыев, М.Л. Левенштейн, А.П. Медведев, В.Б. Соллогуб, О.С. Ступка, И.И. Чебаненко, А.В. Чекунов и др., предложившие оригинальные трактовки новых геолого-геофизических данных, исходя из предпосылок о главенствующей роли разломов в тектоно- и седиментогенезе, рудообразовании.

Разломы земной коры по своей природе подразделяются на экзогенные и эндогенные. Первые образуются обычно "пассивно" в сводовых частях щитов древних платформ и подобных им элементов иных геоструктур, вследствие чего амплитуды вертикальных перемещений по ним уменьшаются по мере проникновения на глубину. Эндогенные разломы, зарождаясь в верхней мантии (астеносфере?), обычно "затухают" к поверхности Земли.

С.И. Субботин [116], анализируя влияние процессов превращения вещества верхней мантии на формирование структурных элементов земной коры, указывает, что образование глубинных разломов обуславливается процессами сжатия и расширения мантии при полиморфных, фазовых и иных превращениях ее вещества. Возникновение глубинных разломов, секущих не только земную кору, но и всю литосферу, происходит вследствие конвективных потоков в нижней мантии [31]. Каждому такому потоку, зарождающемуся на границе внешнего ядра Земли и нижней мантии и замыкающемуся в астеносфере, соответствуют геотектонические циклы развития Земли или эпохи тектогенеза.

И.И. Чебаненко [127] считает, что глубинные разломы земной коры Украины имеют общерегиональный характер, т.е. отражают закономерности общепланетарной геодинамики.

Анализируя разрывные нарушения Ущ, Н.П. Семенов, Л.Г. Ткачук, И.С. Усенко и другие датируют их археем и протерозоем. Они разграничивают основные блоки щита, отличающиеся структурными особенностями, петрографическим составом пород. Разломы (эндогенные) распространяются за пределы Ущ на север в ДДВ и далее на ВА, на юг в Причерноморскую впадину и Молдавскую плиту, в акватории Черного и Азовского морей, Крымского мегаантиклинория. В Донбассе глубинные разломы также унаследованы от древних нарушений Сарматского палеощита. Одним из них ограничивается Ровеньковское поперечное поднятие.

Субмеридиональные разломы, трассирующиеся с Ущ, обособливают Центральнокрымское поднятие в составе Качинского, Симферопольского, Новоселовского и Перекопского валов.

Затухание амплитуды упомянутых нарушений по мере приближения к периферическим зонам УЩ и резкое ее увеличение на их продолжениях в зонах герцинской и альпийской активизации свидетельствуют о цикличности и преемственности геотектонического процесса. Еще одно доказательство этого – активная тектоническая позиция древних разломов доальпийского основания Карпат, возродившихся на орогенном этапе развития геосинклинали – Балатон-Владимир-Волинского, Шопуркинско-Монастырский и др.

Продольные глубинные разломы непосредственно связаны с образованием и развитием последующих более молодых геотектонических элементов земной коры. По ним происходило ее обрушение при сжатии вещества верхней мантии (экзогенные разломы). Эти тектонические нарушения, в частности на ВЩ, в Причерноморской впадине и других, способствовали погружению дорифейского фундамента в направлении геосинклинальных областей. К ним относятся, например, Советско-Мелитопольский разлом на границе УЩ, ВЩ, Молдавской плиты и Причерноморской впадины, разломы, оконтуривающие западную часть Скифской плиты.

В ДДВ и Донбассе продольные разломы являются составными частями планетарного линейamenta (линии Карпинского, по Э.Зюссу), протягивающегося из Северо-Западной Европы до отрогов Гиссарского хребта в Средней Азии.

В геосинклинальных областях продольные разломы разграничивали краевые и внутренние прогибы, погребенные кордильеры, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны. Особое место занимают зоны субдукции (Беньофа), приуроченные к границам областей с океанической и континентальной корой (например, Пенинский – в Закарпатье, разлом на границе Крымских гор и впадины Черного моря). Продольные разломы в настоящее время являются глубинными границами структурно-фациальных зон горноскладчатого сооружения Карпат и обрамляющих его прогибов.

Эндогенные глубинные разломы, возникнув на самых ранних этапах формирования земной коры, послужили своеобразным тектоническим каркасом, на который наращивались все известные геоструктуры современных платформенных и геосинклинальных областей. Эти их особенности отражаются и в глубинном строении литосферы Украины [110, 111 и др.], т.е. этажности и глубовости архей-нижнепротерозойских образований, расслоенности разрезов и блоковости фанерозойских комплексов и др. Например, на УЩ сложно осуществить корреляцию поверхности протофундамента даже в смежных блоках, а в зонах герцинской и более поздней активизации – установить поверхность докембрийского фундамента ("гранитного" слоя).

"Безгранитная" литосфера предполагается в Донбассе между городами Донецк и Ростов-на-Дону [107]. Здесь мощность осадочной толщи, залегающей на протофундаменте, составляет 22 км. Протяженность зоны отсутствия "гранитного" слоя – около 250 км при ширине 50–60 км. В низах коры этого района выявлен так называемый коро-мантийный слой.

"Гранитный" слой, по данным В.Б.Соллогуба [103], отсутствует под Предкарпатским прогибом и Скибовой зоне Карпат, где осадочная толща (профиль Долна – Берегово) залегающая на коре, образовавшейся в результате "объединения" прото- и дорифейского фундаментов. Эта зона шириной 60–80 км протягивается вдоль края Восточно-Европейской платформы.

Отметим, что "коро-мантийный" слой наиболее выражен под геотектоническими элементами сравнительно молодой активизации – предгорными прогибами, внутригорными впадинами и рифтогенами. Так, он фиксируется под Волинно-Полесским (байкальским), Днепровским (герцинским), Одесско-Сивашским (trias-прским) палеорифтами и Предкарпатским прогибом.

По-разному изменяется также мощность "базальтового" слоя литосферы Украины [105]. Выделяются блоки, где он отсутствует или имеет малую толщину

(Белоцерковский, Сурский и другие на УЩ). Максимальная мощность слоя установлена на Волинно-Полесском палеорифте – 20–25 км.

На схеме поверхности астеносферы Украины [110] показаны контуры Днепровского палеорифта, Карпатского горного сооружения и три линейamenta: Одер-Кавказский, разделяющий толстую платформенную и тонкую альпийскую геосинклинальную кору, граница Восточно-Европейской платформы и каледонский Советско-Мелитопольский разлом, характеризующий зону тектонических деформаций с положительными углами наклона пород на северо-восток.

Мантийные разломы северо-восточного простирания разграничивают литосферу на четыре сегмента с различной мощностью. Крайний северо-западный сегмент отвечает Волинно-Полесскому палеорифту, где кровля астеносферы залегающая на глубине 100 км. На юго-востоке он ограничен Тетеревской зоной разломов, в Карпатской геосинклинали которой соответствует Балатон-Горнадско-Волинский глубинный разлом. Восточнее его выделяется второй сегмент с толщиной литосферы 100–125 км. Он протягивается из Трансильванской впадины через Карпаты на Восточно-Европейскую платформу, где мощность литосферы увеличивается до 150 км. На УЩ второму астеносферному сегменту соответствует Попольский блок. Третий сегмент с максимальной толщиной литосферы 200–250 км включает Кировоградский блок УЩ, центральную часть ДДВ и продолжается на ВА. В Средиземноморском поясе он включает район зоны Вранча и Мизийской плиты. Самый восточный сегмент имеет мощность литосферы 100–150 км на Скифской плите и в зоне сочленения Донбасса с ДДВ.



Значительные по объему геологические, геофизические и геохимические исследования и глубокое бурение, проведенные в нефтегазоносных провинциях Украины, позволяют довольно детально охарактеризовать связь условий образования и закономерностей распространения месторождений УВ с разломной тектоникой.

Предкарпатская нефтегазоносная провинция, перспективные области Закарпатского прогиба и Вольно-Подольской плиты

Первые сведения о глубинных разломах в Карпатах публикуются в работах В.Тейссеяре [143]. На его схеме выделяются две системы разломов: северо-восточная и северо-западная. Отдельные из них В.Тейссеяре считал "источниками" нефти. В частности, с дислокацией Гологоры - Кременец, распространяющейся от оз. Балатон в Венгрии через Карпаты до г. Кременец на Вольно-Подольи, он связывал Бориславское месторождение, а с дислокацией Дембоницы - месторождения Плоештинского района.

На региональные разрывные тектонические нарушения в Карпатах указывал также К.Толвинский [144], оно он им не придавал такого значения, как В.Тейссеяре.

Советские геологи О.С.Вялов [14], В.В.Глушко [24], Г.Н.Доленко [27 и др.], В.Б.Соллогуб [106], С.И.Субботин [115], А.В.Чекунов [129] и др., проведя детальные геолого-геофизические исследования, значительно уточнили схему разломной тектоники Карпат и сопредельных территорий, утвердив представления о преобладающем развитии здесь глубинных разломов (рис. 8).

Продольные (северо-западные и субширотные) разломы разграничивают отдельные геотектонические элементы Карпатской горноскладчатой области и ее предгорного (Предкарпатского) и загорного (Закарпатского) прогибов. Активно проявляясь на всех этапах развития Карпатской геосинклинали, они обусловили основные черты тектонического стиля ее структурно-фациальных зон.

Поперечные (близмеридиональные) глубинные разломы на ранних этапах были пассивными (латентные нарушения) и служили лишь границами опущенных и приподнятых блоков фундамента, имеющих нормальное к карпатскому направление. В орогенный этап под воздействием тектонических (геодинамических) напряжений, будируемых астеносферным слоем, они оживились в наиболее прогнутых участках обширной территории. Именно в Предкарпатском прогибе, особенно в его Внутренней зоне, глубинные разломы обусловили максимальные смещения пород осадочного выполнения и всей земной коры, а по направлению к Карпатам, VIII и Паннонскому массиву они затухают.

Перикарпатский глубинный разлом, разделяющий Внутреннюю и Внешнюю зоны прогиба, представлен зоной ступенчато погружающихся под Скибовые Карпаты нарушений, так что Внутренняя зона имеет, по-существу, разломный мел-палеогеновый фундамент. Ее глубинная граница проходит далеко под Карпатами

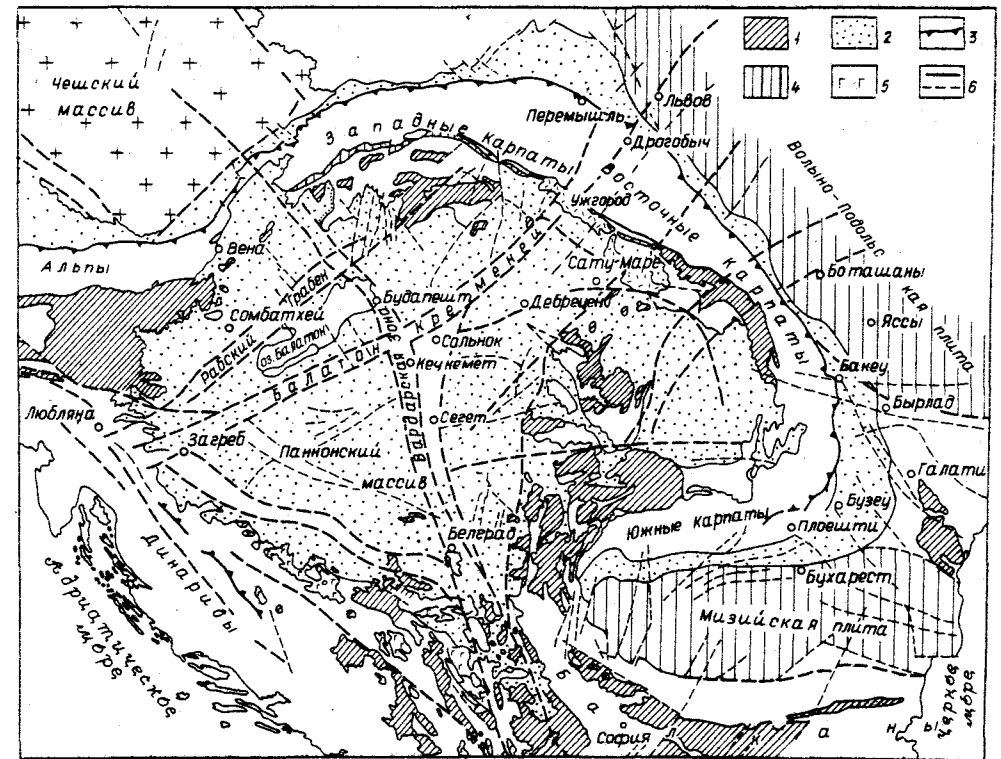


Рис. 8. Схема главных структурных элементов Карпат и смежных территорий: 1 - выход на поверхность докезойских образований; 2 - молассы предгорных прогибов; 3 - линии региональных надвигов; 4 - Пеннинская (Утесовая) зона; 5 - ультраосновные породы; 6 - глубинные разломы

и отстоит на 20-40 км от Берегового надвига флишевых пород Скибовой зоны на молассы Предкарпатского прогиба [24, 29].

Поперечные разломы разделяют поднятия и депрессии Внутренней зоны, распространяются в пределы Внешней зоны Предкарпатского прогиба, на примыкающие участки Западно- и Восточно-Европейской платформ, прослеживаются во Внешних Карпатах и далеко к югу и юго-западу.

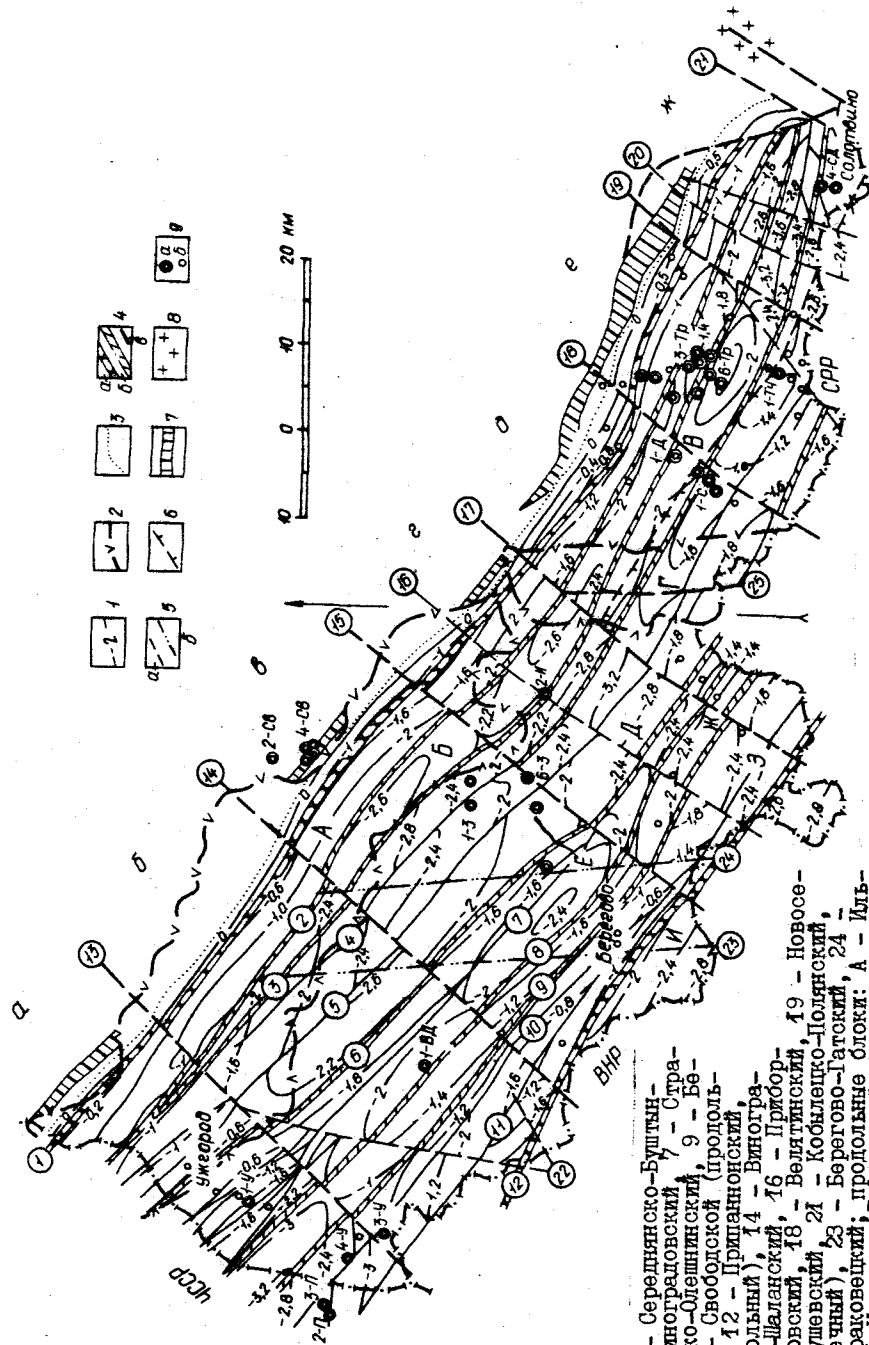
Закарпатский прогиб еще более, чем Предкарпатский, расчленен густой сетью разноамплитудных разломов. В свое время С.И.Субботин [115] выделил Перечинско-Драговский продольный разлом, трассирующийся очагами вулканических извержений Выгорлат-Гутинской гряды, Чопско-Береговский - по группе локальных аномалий геомагнитного поля и по направлению распространения эффузивных пород Береговского холмогорья и Хустский - по гравитационной ступени, проходящей из района с. Новое Село на г. Хуст и г. Тячево. Последний, в его представлении, на участке Новое Село - Хуст с юга ограничивает Иршавскую впадину, а далее - к юго-западу по линии Хуст - Вышково - Тячево - юго-западный борт Солотвинской впадины.

Систему диагональных и ортогональных разломов намечает В.И.Хоменко [125].

В.М.Шерба [33] на основании обобщения данных глубокого бурения и материалов С.И.Субботина и В.И.Хоменко значительно увеличил количество разломов как продольного, так и поперечного направлений (рис. 9). Наиболее интенсивно они развиты в породах фундамента осадочного чехла, выше постепенно затухают и лишь в отдельных случаях достигают дневной поверхности. По Закарпатскому (Перечинско-Драговскому) и Свободскому (Чопско-Береговскому) глубинным разломам в плиоцене изливались на поверхность вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды и Береговского холмогорья. По Припаннонскому разлому

Рис. 9. Карта разломной тектоники Закарпатского прогиба по [33].

- 1 - изогипсы донеговеновой поверхности, км; 2 - границы Вьгорлат-Гутинской вулканической гряды; 3 - граница распространения неогеновых отложений; 4 - продольные разломы; а - глубокие; б - реллианальные; в - оперные; а - поперечные меридиональные; б - линии нальвига; 7 - Пенинская зона; 8 - Рыхловский кристаллический массив; 9 - скважины; а - глубоководного бурения; разломы (цифры в кружках); 1 - Закарпатский; 2 - Антоновско-Череминский; 3 - Дандловский; 4 - Приборжавско-Сокринский; 5 - Середианский; 6 - Ужгородско-Виноградский; 7 - Стрибчевский; 8 - Рагочацко-Олешинский; 9 - Беганско-Квазовский; 10 - Свободской (продольный); 11 - Яворовский; 12 - Прищанский; 13 - Ужгородский (продольный); 14 - Виноградский; 15 - Иршавско-Шаланский; 16 - Приборжавский; 17 - Виноградский; 18 - Велигинский; 19 - Новозавский; 20 - Дубово-Грушавский; 21 - Кобыляцко-Полянский; 22 - Свободской (поперечный); 23 - Берегово-Гатский; 24 - Мукачевский; 25 - Мелораковецкий; продольные блоки: А - Ильичико-Колодненский; Б - Иршавско-Терновский; В - Хустско-Дубровский; Г - Мукачевско-Солотвинский; Д - Шаланско-Вышковский; Е - Гатско-Виноградский; Ж - Великолобронский; З - Чотско-Береговский; И - Дыковский; поперечные блоки: а - Ужгородский; б - Середианский; в - Залужский; г - Иршавский; д - Хустский; е - Теревлянский; ж - Солотвинский



проходит западная граница Закарпатского загорного прогиба. Многие из разломов поперечного направления распространяются в Карпаты и на Паннонский массив.

Породы основания Закарпатского прогиба образуют меланж зоны поддвига океанической коры под континентальную, т.е. зоны субдукции (Беньофа). В этом, по-видимому, причина весьма слабой нефтегазоносности выполняющих прогиб миоценовых и плиоценовых пород.

#### Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция

Основоположником представлений о грабенообразной структуре ДДВ по праву считается выдающийся русский ученый А.П.Карпинский [45]. В принципе, тектонические линии, ограничивающие намеченное им восточное и западное продолжения "Донецкого кряжа", и являются прообразом краевых глубинных разломов Днепровского грабена (авлакогена, рифтогена, палеорифта), в понимании современных исследователей этого региона. Идея А.П.Карпинского разделяли А.Д.Архангельский [2], считавший, что в этой полосе фундамент платформы раздроблен на горсты и впадины, Д.Н.Соболев [101], выделивший поперечное нарушение между ДДВ и Донбассом, проходящее через Петровский купол, и др.

Этапными в развитии представлений о региональных, а затем и глубинных разломах, предопределивших формирование и тектонику ДДВ, являются работы Л.Ф.Лунсгерсгаузена [63, 64], В.С.Завистовского и С.И.Субботина [40], В.Г.Бондарчука [9], И.А.Балабушевича [4], И.С.Шарапова [131], С.И.Субботина [117] и др. Их актуальность определяется тем, что они появились в период, когда некоторые исследователи упорно продолжали отстаивать мнение об отсутствии или незначительном влиянии дизъюнктивной тектоники на строение и развитие рассматриваемой территории [10, 73, 93, 95 и др.]. Многие из этих схем были слишком гипотетичными и строились исходя из геотектонических концепций, разделяемых их авторами, которым не откажешь в феноменальном предвидении. Так, довольно уверенно юго-западное краевое нарушение проводил Л.Ф.Лунсгерсгаузен, считая его, однако, северо-восточной надвиговой границей УЩ. Разрывы, ограничивающие на юге и севере Днепровский грабен, показаны на геологическом разрезе В.С.Завистовским и С.И.Субботиным [40]; разломы типа сбросов - С.И.Субботиным [116], И.А.Балабушевичем [4]; системы поперечных разрывов выделены также на схемах И.С.Шарапова [131] и С.И.Субботина [116].

В 60-е годы появляется все больше работ, в которых разломной тектонике, в частности глубинным разломам, отводится ведущая роль в формировании геологической структуры Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (рифтогена) [18, 29, 108, 110, 118 и др.]. Отметим, что теоретической основой их явились разработки А.В.Пейве [88] и его школы, эмпирические данные, полученные в результате широкомасштабных геологоразведочных работ при поисках нефти и газа, а также геофизических (сейсмических - методом ГСЗ) исследований.

Несмотря на высокую степень изученности тектоники ДДВ, вопросы систематики глубинных разломов, их морфологии, простирания и амплитуды, отражения разломов фундамента в осадочном чехле и другие еще недостаточно разработаны.

До сих пор достоверно не установлено местоположение многих поперечных разломов, даже таких сравнительно хорошо изученных, как Кировоградско-Драбовский, Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский. В этом нетрудно убедиться, сравнивая структурные рисунки перечисленных нарушений, выполненные разными авторами [19, 58, 128]. Не выяснены ширина зон разломов и другие морфологические параметры. Многие исследователи считают основным критерием глубинности разлома лишь уровень проникновения его в литосферу, вследствие чего в категорию глубинных структур попадают многочисленные достаточ-

но глубокие внутриблоковые расколы (сколы) с ограниченными тектоническими функциями. В действительности отвечающими понятию "глубинный разлом" можно считать краевые нарушения<sup>1</sup> Днепровского палеорифта, а из поперечных - Одесско-Ядловский, Кировоградско-Драбовский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский линейменты. Остальные крупные и глубокие дизъюнктивы следует классифицировать как региональные межблоковые и внутриблоковые разломы.

Исследованиями И.С.Шарапова, С.И.Субботина, И.И.Чебаненко и нашими [75] установлено, что определяющую роль в развитии ДДВ играли разломы диагональной системы планетарных трещин (по Н.С.Шатскому). Разломы ортогональной системы имеют подчиненное значение или вообще не проявляются [75, рис. 31].

Продольные разрывные дислокации (северо-западная ветвь диагональной системы) представлены юго-западным (Припятско-Маньчским, по В.К.Гавришу), северо-восточным (Барановичско-Астраханским, по В.К.Гавришу) и средним (центральным) глубинными разломами Днепровского грабена [75 и др.].

Глубинный характер Припятско-Маньчского разлома подтверждается не только местоположением его на границе разнородных тектонических структур, большой (свыше 3000 км) протяженностью, длительностью геологической истории, но и проникновением до основания земной коры. Ширина зоны разлома и его амплитуда по поверхности кристаллического фундамента непостоянны на всем протяжении и достигают соответственно 15-20 и 0,5-4 км. Неодинакова и его морфология: в некоторых случаях это крупный сброс с серийной апофиз, иногда система ступеней, ограниченных однонаправленными или падающими навстречу друг другу сбросами, а местами - кулисообразно сходящиеся разрывы. Простирается разлом в общем северо-западное (300-320°), на некоторых участках сменяется широтным или даже меридиональным. В осадочной толще юго-западный краевой разлом местами фиксируется до подошвы верхнепермских отложений, хотя реверсивные движения вдоль него происходили и в последующее время, что выразилось в образовании приразломных брахиантиклинальных складок и надразломных флексур.

Барановичско-Астраханский (северо-восточный краевой) разлом, имея признаки юго-западного, более четко фиксируется по поверхности фундамента, в девонских и нижнекаменноугольных отложениях. Ширина его зоны достигает 20-50, а амплитуда в приднепровской части ДДВ - 6-8 км [29, 130]. Проникновение разлома в мантию зафиксировано на поперечных профилях ГСЗ, пересекающих ДДВ. Преимущественное простирается его в северо-западных румбах сохраняется на генерализированной линии нарушения.

Несмотря на большую мощность мезозойских и кайнозойских отложений, перекрывающих Днепровский грабен и его северо-восточный борт в зоне сочленения, реверсивные движения этого времени по северному краевому разлому отражены в структуре осадочной толщи флексурными перегибами и прислоненными брахи- и гемибрахиантиклиналями.

За пределами рассматриваемой территории на юго-востоке Восточно-Европейской платформы оба нарушения (а точнее, их продолжение) фиксируются единичными разрывами или их сериями, затрагивающими отложения мезозоя. С южным из них, в частности, связана система Маньчских грабенов [118, 120].

Заметим, что зоны краевых разломов, являющиеся, собственно, минирифтами (разломо-парами, по В.К.Гавришу [19]), представляют собой особый интерес в качестве самостоятельного объекта для изучения нефтегазоносности.

Внутренние (встречные) по отношению к плечам Днепровского палеорифта разрывы имеют меньшую глубину заложения и амплитуду смещения по поверхности фундамента. На профиле ГСЗ Яготин - Батурин, например, последняя составляет 1000 м у юго-западного нарушения и 1,7 км - у северного. В осадочной толще,

<sup>1</sup> Удивительно, что на космических снимках [11] эти разломы не дешифрируются, зато четко фиксируется "линеймент", протягивавшийся вдоль долины Днепра.

как правило, эти разломы сопровождаются флексурами. Крутизна северных крыльев флексур в юго-западной зоне с глубиной увеличивается и в мезозое достигает 11-15°. Смыкающиеся крылья флексур отвечают положению сместителя нарушений, которыми сменяются флексуры в отложениях палеозоя.

Северо-восточному встречному сбросу на северо-западе ДДВ соответствует Воловицкая флексура, установленная к северо-западу от Великозагоровского поднятия и изменяющая простирается с западного на северо-западное. На участке резкого изгиба флексуры, к западу от нее, установлены Холмское и Борковское поднятия, сочленяющиеся кулисообразно. Юго-западное крыло Холмской складки резко поворачивает к северо-западу, следуя изменению простирается флексуры, которая далее на северо-запад переходит в обширную Блестовскую террасу, где затухает. К описанной флексуре приурочена граница распространения нижнепермских эвапоритов.

Срединный (центральный) разлом Днепровского грабена - продолжение Центральноднепровского глубинного разлома [12]. На всем протяжении он фиксируется, по данным ГСЗ, двумя V-образными разрывами, глубина проникновения которых в нижние горизонты земной коры неодинакова. На северо-западе региона они затрагивают поверхность "гранитного" слоя, а на юго-востоке - достигают верхов мантии [12]. Косвенными признаками его проявления в осадочной толще являются локальные поднятия, в том числе крупные - Глинско-Розбышевское, Солохско-Диканьское, Чутовско-Распашновское. Северное крыло последнего осложнено крупным нарушением типа сброса с амплитудой около 1000 м. Область опущенного крыла разлома на рассматриваемом участке характеризуется пологим залеганием палеозоя и мезозоя, осложненным структурными террасами, тогда как к юго-западу от него широко развиты солянокупольные структуры с предверхнепермским уровнем прорыва соли.

Краевые глубинные разломы возникли в середине девона. Последующее их развитие происходило неравномерно: юго-западное краевое нарушение земной коры формировалось в основном до позднепермского времени, северо-восточное - более длительно, до палеогенового периода.

В процессе образования ДДВ вблизи этих разломов возникали приразломные компенсационные прогибы с интенсивным развитием структур осадочного чехла, нарушенных во многих случаях соляным диапиризмом. Вместе со складкообразованием появлялись и развивались региональные и локальные разрывы. Первые из них, ответвляясь от краевых глубинных разломов, обусловили линейность в распространении локальных структур, вторые - их неодинаковую нарушенность.

Ортогональные разломы древнее, чем диагональные. Они разграничивали архейские и протерозойские мегаструктуры Сарматского палеошита. Последние, по данным ГСЗ [111], характеризуются различной толщиной земной коры. Архейские "срединные массивы" и синклинии саксаганец, разобщенные глубинными разломами, унаследованы в рельефе фундамента, а затем и в осадочном чехле ДДВ поперечными поднятиями и депрессиями. В предпалеогеновое время вследствие проявления интенсивных тектонических напряжений, генерируемых астеносферой мантии, произошли возрождение субмеридиональных глубинных разломов и перемещение по ним отдельных блоков литосферы. Это сказалось и на особенностях поведения поверхности Мохо, обусловив образование в ней куполообразных возманий и погружений, согласующихся с общим простирается впадины, в результате чего мощность коры ДДВ в целом несколько меньше, чем на УЩ и ВА. Возмания и погружения поверхности Мохо разграничены поперечными разломами, проникающими из земной коры в мантию (рис. 10).

Глубинный разлом, направление которого примерно совпадает со средним течением р. Десна, разделяет Черниговское поднятие и Нежинскую поперечную депрессию. В осадочной толще ДДВ к северо-западу него находится участок с относительно спокойным залеганием слоев и немногочисленными подзамкнутыми

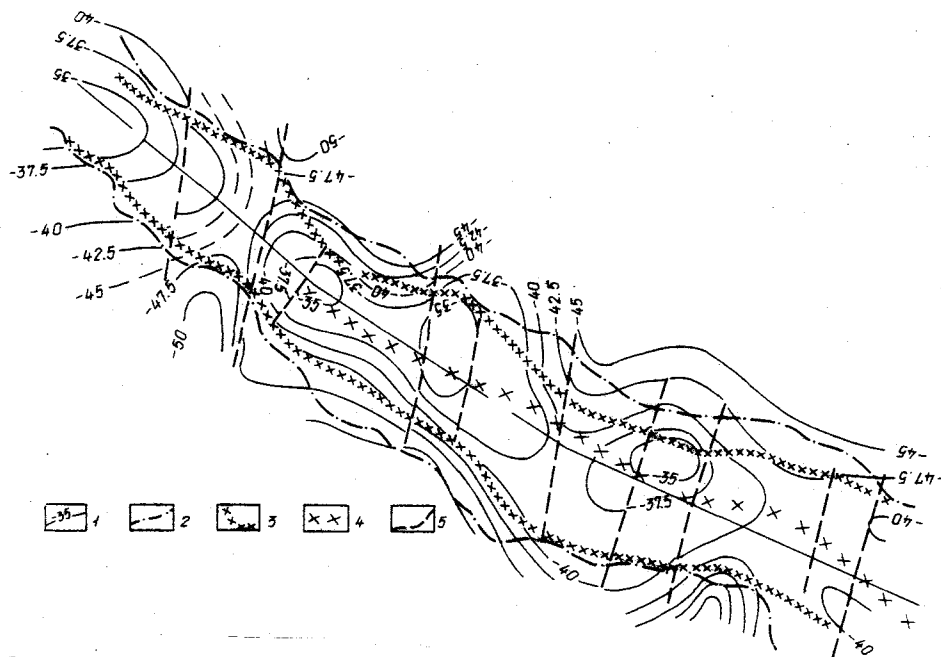


Рис. 10. Структурная схема поверхности Мохо: 1 - изоглубины поверхности Мохо; 2 - краевые разломы ДДВ по фундаменту; 3 - краевые разломы в кровле мантии по ГСЗ; 4 - срединный разлом; 5 - поперечные разломы по ГСЗ.

брахиантиклиналями, не осложненными соляными штоками, к юго-востоку - толща пород, выполняющих Нежинскую депрессию, значительно более дислоцирована. Здесь наряду со структурами типа Анисовской, в ядре которой установлены эффузивные образования, широко развиты солянокупольные поднятия. Амплитуда нарушения по поверхности фундамента на профиле Любеч-Сребное всего 0,2 км. Однако она характеризует лишь один из серии разрывов целой зоны, представленной относительно короткими, кулисообразно заходящими друг за друга сбросами переменной амплитуды.

Ограничением Нежинской депрессии на востоке и соответственно западной границей Гмырянского поднятия служит протягивающаяся сюда с Ущ. Кировоградская зона разломов, которая в грабене проходит примерно по линии Прилуки - Ичня и далее почти в меридиональном направлении. Ширина зоны составляет 15-20 км. В осадочной толще она устанавливается по сопутствующим солянокупольным структурам и региональным разрывам субмеридионального простирания.

Гмырянское поднятие и Роменскую депрессию, составляющие единый мегаблок, разграничивает нарушение, проходящее по линии Логовики - Дмитриевка и затрагивающее, по-видимому, лишь верхние слои коры. Разлом образовался как ответвление глубинного Кировоградского разлома, и с ним предположительно связана эффузивная деятельность юрского времени, следы которой отмечены в Болтышском и Оболонском грабенах на Ущ. С нарушением совпадает также цепочка верхнемеловых прогибов северо-восточного простирания. По фундаменту оно прослеживается в виде сбросов с опущенными юго-восточными крыльями, сочленяющимися кулисообразно, меняющими простирание с северо-восточного на близмеридиональное. В осадочной толще ДДВ к нему приурочено выклинивание отложений нижней перми. Кроме того, эта зона разграничивает слабо-дислоцированный юго-восточный и интенсивно складчатый северо-западный участки.

На юго-востоке Роменская депрессия отделяется от Лютенского поднятия

Криворожско-Кременчугским глубинным разломом, направление которого во впадине совпадает с линией Остапье - Жоржевка - Зеньков - Лебедин. По поверхности фундамента прослеживается серия сбросов преимущественно северо-восточного простирания с переменной амплитудой, сочленяющихся под разными углами, в результате чего образовались локальные горсты, грабены или просто ступени. В осадочной толще разлом фиксируется по косвенным признакам: уменьшению мощности и смене фаций некоторых толщ палеозоя и мезозоя к северо-западу от нарушения, различной степени дислоцированности отложений по обе стороны и др. С зоной разлома на южном борту ДДВ совпадает прогиб, выполненный верхнемеловыми отложениями, а юрские слои в районе Остапье меняют широтное простирание на субмеридиональное.

С Полтавской депрессией Лютенское поднятие граничит по разлому, который наследует древнее нарушение, сопряженное с восточным краем Криворожско-Кременчугского складчатого сооружения. В фундаменте впадины он выражен сбросом северо-восточного простирания амплитудой около 2 км с опущенным юго-восточным крылом. В осадочной толще нарушение устанавливается по резкому сокращению мощности отложений карбона и нижней перми к северо-западу от него. По данным сейсморазведочных работ [19], в зоне разлома изменяется простирание опорного и условного отражающих горизонтов с северо-западного на северо-восточное. К востоку от нарушения, т.е. в Полтавской депрессии, распространены предверхнепермские соляные штоки, тогда как к западу - лишь структуры с докаменноугольным уровнем прорыва соли, которые местами (Радченковское поднятие) осложнены на периклиналях и крыльях предпалеогеновыми штоками.

На юго-востоке Полтавская депрессия отделяется от Харьковского поднятия также крупным разломом (зоной), проходящим примерно по линии Павлоград - Харьков. Разлом унаследовал местоположение древнего нарушения, ограничивающего с запада область распространения магнитоактивных пород, слагающих протерозойскую складчатую зону. В грабене он устанавливается по косвенным геологическим и геофизическим признакам. Он был выделен в 1956 г. С.Я.Шерешевской по характеру гравитационного поля, наблюдаемого в этом районе, где по направлению Павлоград - Сахновщина прослеживается полоса больших градиентов силы тяжести. В магнитном поле с Павлоград-Харьковским разломом совпадает граница областей с отрицательными значениями изодинам к западу и положительными их значениями к востоку от нарушения. Глубина залегания фундамента местами на 1000 м выше, чем в Полтавской депрессии.

Косвенные геологические данные также подтверждают существование описываемого разлома. К западу от него резко возрастает глубина залегания подошвы палеогеновых и пермских отложений, увеличивается мощность нижнепермских образований и почти всех горизонтов мезозоя. Кроме того, в Полтавской депрессии почти на всей площади распространены брахиантиклинали и соляные купола, а на Харьковском поднятии они сконцентрированы преимущественно в приосевой зоне грабена и объединяются в протяженные валы.

Шебелинская депрессия с Харьковским поднятием граничит по крупному разлому субмеридионального простирания, проходящему западнее Шебелинской складки. В фундаменте он ограничивает с востока Орехово-Павлоградскую протерозойскую складчатую зону, в осадочном чехле Днепровского грабена отображается градиент резкого увеличения мощности хемогенных отложений нижней перми в сторону Шебелинской депрессии.

Поперечные глубинные разломы ДДВ в большинстве случаев наследуют древние субмеридиональные разломы Сарматского палеошита. Они были возрождены к активной деятельности в предпалеогеновый этап развития региона.

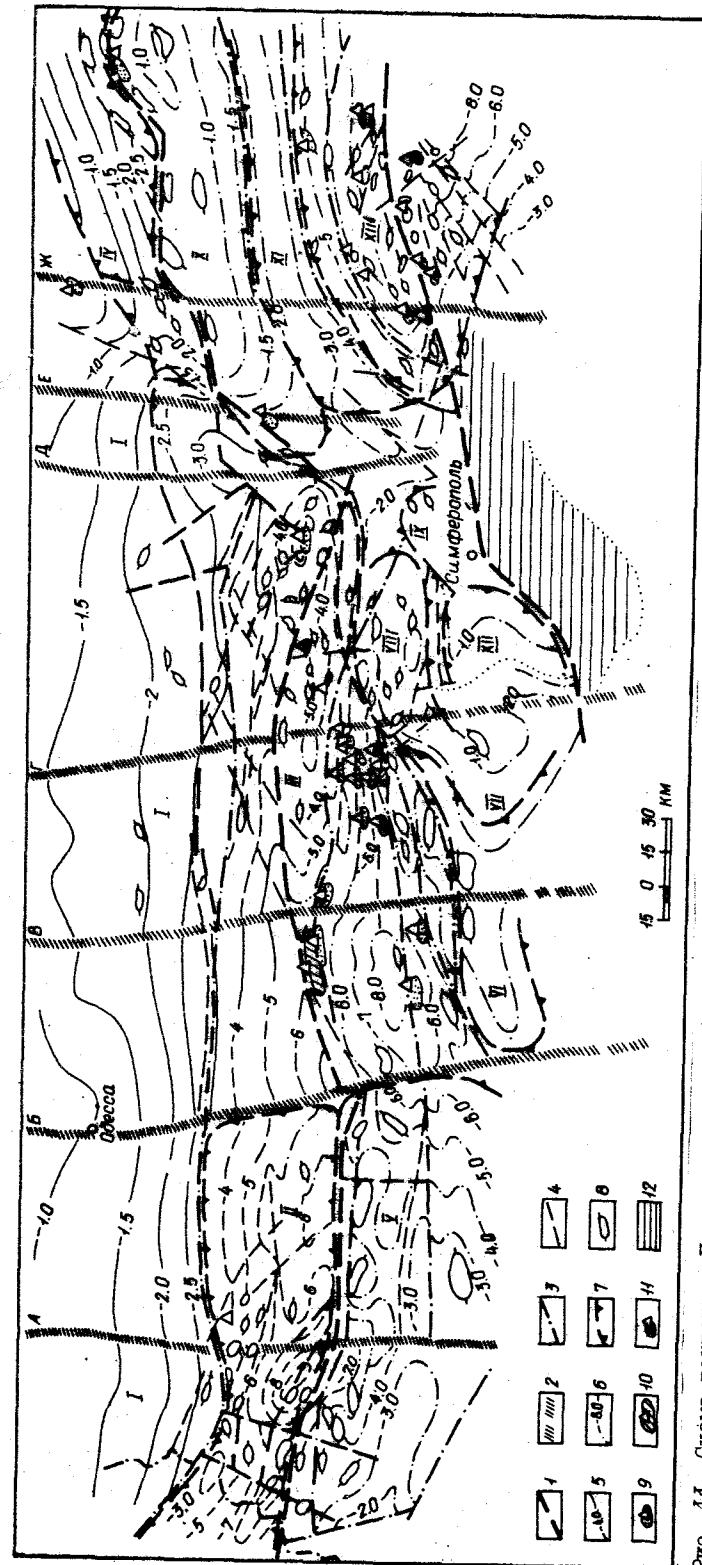


Рис. 11. Схема тектоники Причерноморья и Крыма: 1 - субширотные (поперечные); 2 - субмеридиональные (продольные); 3 - Кировоградско-Николаевский (продольные); 4 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 5 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 6 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 7 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 8 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 9 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 10 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 11 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); 12 - Кировоградско-Симферопольский (продольные); А - Фрунзенско-Армянский; Б - Одесский; В - Кировоградско-Николаевский; Г - Кировоградско-Симферопольский; Д - Кировоградско-Симферопольский; Е - Кировоградско-Симферопольский; Ж - Кировоградско-Симферопольский; З - Кировоградско-Симферопольский; И - Кировоградско-Симферопольский; К - Кировоградско-Симферопольский; Л - Кировоградско-Симферопольский; М - Кировоградско-Симферопольский; Н - Кировоградско-Симферопольский; О - Кировоградско-Симферопольский; П - Кировоградско-Симферопольский; Р - Кировоградско-Симферопольский; С - Кировоградско-Симферопольский; Т - Кировоградско-Симферопольский; У - Кировоградско-Симферопольский; Ф - Кировоградско-Симферопольский; Х - Кировоградско-Симферопольский; Ц - Кировоградско-Симферопольский; Ч - Кировоградско-Симферопольский; Ш - Кировоградско-Симферопольский; Щ - Кировоградско-Симферопольский; Ъ - Кировоградско-Симферопольский; Ы - Кировоградско-Симферопольский; Ь - Кировоградско-Симферопольский; Э - Кировоградско-Симферопольский; Ю - Кировоградско-Симферопольский; Я - Кировоградско-Симферопольский.

О существовании разрывных нарушений в Причерноморье и Крыму писали К.К.Фохт, А.А.Борисяк, А.Д.Архангельский, А.С.Моисеев, А.Н.Мазарович, К.И.Маков, несколько позже - В.Г.Бондарчук, Г.А.Лычагин, М.М.Германик, А.П.Осолоповский, Я.Е.Пашенко, М.С.Бурштар, М.В.Муратов, А.Е.Каменецкий и др. Однако все нарушения рассматривались ими как второстепенные, осложняющие лишь структурные элементы.

Глубинные разломы (в понимании А.В.Пейве) впервые выделили С.И.Субботин и В.Б.Соллогуб в 1959-1961 гг.

После получения новых данных геофизики сведения о глубинных разломах Крыма излагаются в работах Б.Л.Гуревича, Т.С.Лебедева, Г.Т.Собакаря, К.А.Болубаха, В.Ф.Пчелинцева, С.И.Субботина, Г.К.Кужелова, В.Б.Соллогуба, М.В.Чирвинской, А.С.Ковалевского, И.А.Таркаленко, И.И.Чебаненко, О.С.Ступки, А.И.Шалимова, Н.И.Николаева и др. Особенно большое значение в изучении разломной тектоники в отношении нефтегазоносности территории имели работы А.В.Чекунова "Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР" и Г.Н.Долленко, А.И.Парыляка, И.П.Копача "Нефтегазоносность Крыма". В них не только обобщены результаты предыдущих исследований, но и высказаны интересные соображения о времени образования разломов, характере их развития и влиянии на условия нефтегазоносности отдельных геотектонических элементов.

В настоящее время не вызывает сомнения значимость разрывных нарушений как в формировании отдельных геоструктурных элементов Крыма и прилегающих территорий, так и в их влиянии на нефтегазоносность.

По характеру распространения и времени возникновения разрывные тектонические нарушения Причерноморско-Крымского региона можно подразделить на две основные системы (группы): продольную (субширотную) и поперечную (субмеридиональную); по глубине проникновения - на разломы, достигающие мантии (глубинные), развитые в консолидированной коре (коровые, по В.Е.Хайну), и разрывные нарушения, связанные с осадочным чехлом; по размерам - на трансконтинентальные, региональные и локальные.

Субширотные глубинные трансконтинентальные разломы возникали и развивались в процессе крупных тектонических перестроек, начиная с рифея - раннего палеозоя. Являясь крупными шовными структурами, продольные глубинные разломы разделяют разнородные структурные элементы, обуславливая их формирование, положение и конфигурацию. Они выделяются на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и Горного Крыма (рис. 11).

Киноукраинский разлом, ограничивающий с юга Восточно-Европейскую платформу, трассируется несколько южнее осевой части Каркинитского и Сивашского прогибов. Он прослеживается по линии, вдоль которой изменяются особенности геосейсмического разреза, глубины залегания опорных сейсмических горизонтов, их стратиграфическая принадлежность, отмечается резкая смена геоэлектрических свойств осадочных и разделяются участки с различным характером магнитного и гравитационного полей. Этот тектонический шов, который, по данным ГСЗ, прослеживается до раздела, в верхней части земной коры проявляется многочисленными разрывными нарушениями. Последние захватывают лишь нижнюю часть осадочной толщи, не поднимаясь (за редким исключением) выше нижнемелового комплекса.

В перемещениях по разлому видную роль играли горизонтальные составляющие. В частности, в черноморском, азовском и предкавказском отрезках шовой зоны, по геофизическим данным, установлены "обратноступенчатые" нарушения - на фоне общего моноклинального наклона на юг у них более опущены северные крылья. Все нарушения относятся к взбросам, у которых южные блоки надвинуты на северные, а плоскости наклонены на юг. Образование такой региональной

системы крупных взбросов – следствие тангенциального сжатия, направленного с юга на север.

Глубинный разлом, отделяющий Скифскую плиту от Горного Крыма, по простиранию совпадает с общим направлением складчатых структур горного сооружения. В морфологическом отношении он пророчен к межгорью Внешней и предгорной гряд Крымских гор и своеобразно отражается в рельефе в виде куэсты. По гравиметрическим данным, он представляет собой нарушенную зону шириной 5–6 км. Отдельные магнитные аномалии, наблюдаемые в полосе Бахчисарай – Симферополь, хорошо совпадают с положительными аномалиями гравитационного поля. По конфигурации большинство аномалий имеют линейно вытянутые формы и северо-восточное простирание, которое отчетливо прослеживается лишь до пос. Зуя. Восточнее они резко меняют направление на субширотное. За г. Белогорск разлом трассируется по северному склону Агармышского массива, а затем, по сейсмическим наблюдениям, прослеживается несколько севернее г. Феодосия.

Разлом представлен довольно широкой крутопадающей зоной нарушений, пересекающей, по данным ГСЗ, почти всю толщу земной коры. Он прослеживается по многочисленным точкам дифракции, которые группируются в зону, уходящую внутрь земной коры на глубину до 25–30 км. В зоне разлома на глубине 5–20 км зафиксированы быстро появляющиеся высокоскоростные волны, соответствующие локальным сейсмическим площадкам, которые погружаются на север под углами 35–40°. Время возникновения разлома – поздний палеозой.

Помимо этих главнейших тектонических швов намечается продольный региональный разлом, который трассируется через Тарханкутский п-ов на восток до г. Джанкой, разделяя крымскую часть Скифской плиты на две отдельные зоны – северную, опущенную (Каркинитский и Сивашский прогибы) и южную, относительно приподнятую. В южной части своды складок размыты вплоть до маастрихта, частично отсутствуют третичные отложения, а домеловые залегают на сравнительно небольших глубинах. К северу от этой зоны увеличивается мощность осадочного комплекса, своды складок сложены палеогеновыми и неогеновыми отложениями, а домеловые образования залегают на глубинах 4500–5000 м и более. Столь сложное геологическое строение подтверждается также сейсмическими исследованиями, согласно которым северный участок характеризуется относительно спокойной тектоникой, отражающие площадки и горизонты свидетельствуют о погружении всего комплекса в северном направлении, в то время как на сейсмограммах южного участка профиля отражающие площадки расположены хаотично и по сейсмическим разрезам трудно судить о геологической структуре региона. Рассматриваемый разлом представляет собой фрагмент крупной региональной зоны дизъюнктивных нарушений, которая, по геофизическим данным, а также по космическим снимкам, прослеживается и в акватории Черного моря вплоть до Западного Причерноморья.

К категории региональных относится Индольский разлом, который протягивается в субширотном направлении по северному склону Индоло-Кубанского прогиба. Амплитуда его по домеловым породам увеличивается с запада на восток от 800 севернее с. Шубино до 2000 м в акватории Азовского моря. В отложениях мела и палеогена ему соответствует крупная флексора (до 17° в эодене). Западнее Новопаришинской гравитационной аномалии разлом не прослеживается. В Предкавказье он продолжается в Новотитаровском разломе, ограничивающем с юга Тимашевскую ступень, и трассируется лишь до Курджипского разлома.

Южнее Индольского разлома начинается область больших погружений. По данным 28-го профиля ГСЗ, максимальная мощность осадочной толщи достигает 15000 м. При этом 1/3 ее приходится на отложения майкопской серии, сложенные преимущественно глинами. Неоген-четвертичный и майкопский комплексы смяты в брахиформные складки, осложненные многочисленными нарушениями, диапирами и грязевыми вулканами.

Подчеркнем, что субширотные разломы определяют общий структурный план региона; вдоль них локализованы региональные и локальные структуры.

Наряду с продольными глубинными разломами, обусловившими субширотную структурную зональность, большое значение в формировании структуры Причерноморья и Крыма принадлежит поперечным разломам, имеющим близкое к меридиональному направление. Из них к разряду наиболее важных относятся (с запада на восток): Фрунзенско-Арцизский, Одесский, Кировоград-Николаевский, Криворожско-Евпаторийский, Конкско-Белозерский, Орехово-Павлоградский, Корсакско-Феодосийский, Ждановско-Керченский и Кальмиус-Джигинский. Они направлены почти перпендикулярно к общему простиранию складчатости и прослеживаются не только на рассматриваемой территории, но и далеко за ее пределами, являясь непосредственным продолжением разломов юга Восточно-Европейской платформы. По времени заложения эти разломы относятся к раннему протерозою. В последующей геологической истории они играли значительную роль в создании поперечной тектонической зональности.

Фрунзенско-Арцизский разлом трассируется по линии Котовск – Арциз – Килия, затем вдоль прямолинейного участка берега между лиманом Сасык и мысом Сфинтул-Георге до широты г. Констанцы. В магнитном поле зоне разлома отвечает линейная аномалия субмеридионального направления. С разломом совпадает одноименный узкий субмеридиональный выступ дорифейского фундамента, который сложен нижнепротерозойскими породами, сходными с образованиями криворожской серии. Влияние разлома сказывалось в меловое и палеогеновое время.

Одесский разлом классифицируется как одна из наиболее крупных зон нарушений в регионе. Он прослежен более чем на 1000 км, пересекая почти всю территорию Украины, и уходит к югу в глубоководную впадину. На древней платформе зона разлома сопровождается интенсивными магнитными аномалиями и полосой повышенных градиентов силы тяжести. Одновременно она разделяет участки с разными геомагнитными полями и, по данным ГСЗ (профиль № 25), прорывает всю земную кору. К западу от разлома в течение позднего докембрия – раннего палеозоя на южном краю древней платформы формировался Днестровско-Прутский перикратонный прогиб, где накопилось до 5000 м осадков. Восточнее край платформы был приподнят над уровнем моря и служил источником сноса.

К югу, в северо-западной части Черноморского шельфа, поведение Одесского разлома во многом неясно. Немногочисленные данные, которыми мы располагаем, позволяют считать, что в мезозое и кайнозое разлом служил тем барьером, по обе стороны которого участки земной коры развивались по-разному. Так, если расположенные западнее разлома Крыловский и Молдавский прогибы завершили формирование в пре, то Северокрымский прогиб, находящийся восточнее разлома, продолжал формироваться также в меловое и палеогеновое время.

Криворожско-Евпаторийский разлом с полным основанием можно отнести к категории сквозных линеаментов, в понимании В.Е.Хаина. Существование этого разлома геофизиками было доказано наличием полосовых магнитных и гравитационных аномалий, а в дальнейшем подтверждено геологическими исследованиями на УИ. По данным ГСЗ, разлом достигает поверхности Мохо. В Крыму в осадочном чехле разлом проявляется системой дизъюнктивных нарушений, по которым восточная часть Евпаторийского блока приподнята относительно западной части Санского на 500 м. В верхнемеловых и третичных отложениях нарушения не прослеживаются.

Продолжение разлома на дне Черного моря, куда он уходит южнее мыса Херсонесского, может быть намечено по особенностям строения континентального склона. Так, изобаты дна от 200 до 1500 м к югу от упомянутого мыса резко, почти под прямым углом, поворачивают на север, образуя флексурообразный изгиб. Севернее, на южном склоне Восточно-Европейской платформы, разлом очень четко прослеживается вдоль западного ограничения Приднепровского массива.

Обращает на себя внимание насыщенность зоны разлома множеством субмеридиональных кулисно расположенных дизъюнктивных нарушений, сопровождаемых зонами интенсивной трещиноватости, квиважа, дробления пород, многочисленными зеркалами скопления. Зона разлома отличается четко выраженным (экстремальным для УЩ) утолщением "гранитного" слоя и нарушенностью его, как и "базальтового" слоя, разломами, проникающими на глубину 60 км до поверхности Мохо. В завершающие этапы формирования фундамента Восточно-Европейской платформы разлом проявлял себя и как правосторонний сдвиг с амплитудой 20 км.

К категории глубинных надвигов принадлежит также Конкско-Белозерский и Орехово-Павлоградский разломы, которые ограничивают Приднепровский массив с востока. Характер сопровождающих их гравитационных и магнитных аномалий, а также некоторые особенности геологического строения аналогичны таковым Криворожской зоне деформаций. Так, метаморфические вулканогенно-осадочные образования составляют в первой из названных выше тектонических форм чешуйчатую структуру из круто ( $70-80^\circ$ ), а местами почти вертикально стоящих слоев, которые повсеместно наклонены на восток и ограничены надвигами. Для Орехово-Павлоградской зоны характерны разобренные моноклинали и прерывающиеся серии сильно сжатых складок, размеры которых, как правило, не превышают сотен метров — первых километров. Глубинность Орехово-Павлоградской зоны, как и Конкско-Белозерской, подчеркивается телами ультрабазитов, тесно связанных с поверхностями крутых надвигов, вдоль которых они прослеживаются в виде пластов и линз мощностью от нескольких сотен метров до 1 км.

Глубинными сейсмическими исследованиями установлено своеобразное строение земной коры в Конкско-Белозерской и Орехово-Павлоградской структурах. Так, в Белозерском железорудном районе отмечена сильная нарушенность раздела Мохо, а в верхних частях на небольших глубинах (5–8 км) внутри кристаллической коры обнаружены сейсмические горизонты с высокими скоростями распространения упругих волн (6,8–7,1 км/с). В структуре Орехово-Павлоградского разлома (мощность коры здесь 50–52 км) наблюдается аномальный раздув коромантийного слоя, а раздел Мохо представлен, как показал А.В.Чекунов, не одной, а двумя сейсмическими границами, отстоящими друг от друга по вертикали примерно на 5 км. Аналогичный специфический скоростной разрез, напоминающий переслаивание горизонтов коры и мантии с выделением нескольких поверхностей Мохо ( $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$ ), наблюдается и в зоне Криворожско-Кременчугского глубинного надвига.

Конкско-Белозерский и Орехово-Павлоградский разломы пересекают всю территорию Украины. В южном направлении они сближаются и в восточной части Равнинного Крыма продолжают в зоне Новоцаршинской гравитационной аномалии. В этом районе, по данным ГСЗ, также установлены аномально сложное строение земной коры и нарушенность раздела Мохо. Так, внутри кристаллической коры уже на глубине 10–12 км прослежена граница с высокой граничной скоростью — 7,2 км/с, которая полого наклонена на юго-восток, а на глубине 16–17 км — сейсмический горизонт с  $V_p = 8$  км/с. Здесь же четко прослеживается зона глубинного разлома шириной около 15 км, которая корнями уходит в верхнюю мантию. Нарушенность раздела Мохо четко проявляется в наличии нескольких его границ. Таким образом, в восточной части Равнинного Крыма наблюдается такая же картина строения земной коры, как и на УЩ. Можно думать, что территория, расположенная на месте современного Равнинного Крыма, в раннем протерозое обладала таким же субстратом и находилась в тех же тектонических условиях, что и прилегающий с севера сегмент Восточно-Европейской платформы.

Если продлить разлом на юг, то он совпадает с системой меридиональных нарушений, которые ограничивают с запада Агармышский массив, восточную часть

Туакского антиклинория и прослеживаются до самого моря, уходя под его уровень. Особенности строения континентального склона на меридиане Судака, что выражается резким изгибом изобат на юг и меридиональной эпицентральной зоной землетрясений, позволяют продолжить разлом в пределы континентальной террасы.

Восточнее прослеживается Корсакско-Феодосийский разлом, который по характеру сопровождающих его аномалий и особенностям геологического строения сходен с остальными субмеридиональными разломами УЩ. Подобно им Корсакско-Феодосийский разлом хорошо фиксируется линейными (полосовыми) аномалиями гравитационного и магнитного полей вплоть до южного края древней платформы. В акватории Азовского моря его положение определяется лишь отдельными цепочками магнитных аномалий северо-восточного простирания. Далее к югу разлом пересекает Керченский п-ов примерно по Акмонайскому перешейку, ограничивая, по-видимому, с востока Крымское горное сооружение, и уходит в акваторию Черного моря. По профилю ГСЗ Севастополь — Керчь разлом четко фиксируется по сейсмическим горизонтам вплоть до поверхности Мохо. При этом зона разлома наклонена в западном направлении и разграничивает блоки земной коры с различными физическими свойствами — западнее разлома граничные скорости в консолидированной коре выше, чем восточнее.

В отличие от описанных выше трансконтинентальных разломов, Кировоград-Николаевскому, Ждановско-Керченскому и Кальмиус-Джигинскому разломам нами не отводится столь определяющая роль в формировании структуры региона. Все они отображаются в гравитационном и магнитном полях и, по данным ГСЗ, прослеживаются до нижних горизонтов коры. Однако в более молодых отложениях они или проявляются очень слабо (как, например, Кировоград-Николаевский), или вовсе не прослеживаются. Скорее всего, все три разлома можно отнести к категории не трансконтинентальных, а региональных глубинных сколов.

К категории коровых может быть отнесен Салгирско-Октябрьский разлом, который В.Б.Соллоуб и А.В.Чекунов наметили в центральной части Крымского п-ова, а С.А.Ковалевский назвал "сейсмической осью Крыма". Для продолжения его в пределы дорифейской платформы нет достаточно данных. В Равнинном Крыму с зоной разлома совпадает граница раздела на участки с несколько различными литолого-фациальными особенностями осадочного чехла, тектоникой, геоморфологическим характером поверхности и разными гравитационными и геомагнитными полями. Южнее он ограничивает с юго-запада Салгирскую депрессию, затем оконтуривает с запада Чатыр-Даг, а с востока — Бабуган-Яйлу. Здесь же находятся, согласно с простиранием разлома, многочисленные интрузии в виде даек, штоков и более крупных интрузивных тел: Аю-Даг, Кастель, Урага, Сераус и др. В Черном море, куда он уходит в районе Аю-Даг — Алушта, продолжение его можно наметить по изобатам дна (от 200 до 1500 м), которые между мысами Аю-Даг и Меганом образуют "вдавленность континентального слоя", а также по эпицентрам землетрясений, большинство которых находится в зоне изобат 200–1500 м. Некоторые из них группируются по линиям, пересекающим горный хребет в поперечном направлении. Такая группа очагов наблюдается южнее г. Алушта, на продолжении активной сейсмической полосы Симферополь — Алушта — Аю-Даг. Указанная закономерность подтверждается также расположением изосейст землетрясений, которые вытянуты с юго-востока на северо-запад.

В рассматриваемом регионе очень широко развита сеть локальных дизъюнктивов различной ориентировки и амплитуды. Они имеют ограниченное распространение и небольшую глубину заложения. Вертикальное смещение по ним не превышает обычно размеров складки, при этом максимума оно достигает в сводовой ее части и затухает к периферии и на глубину. Генетически локальные разрывы

связаны с региональными глубинными разломами, что, например, очень хорошо проявляется на Тарханкутском п-ове. Так, на Октябрьской структуре локальные разрывы в одних случаях носят сбросовый, в других – взбросовый характер и разбивают структуру на отдельные блоки. Количество их с глубиной увеличивается. Амплитуда изменяется от 25 до 500 м. Основное направление преобладающей части нарушений субширотное. Такие же нарушения выделяются на Меловой, Оленевской, Североновоселовской, Кировской и других структурах, т.е. все они группируются в зоне влияния Тарханкутско-Джанкойского субширотного разлома.

Кроме того, к локальным можно отнести те разрывы, которые ограничивают отдельные блоки в структурно-тектонических элементах Крыма. Эти нарушения развиты в палеозойских, триас-юрских и нижнемеловых отложениях. К ним относятся разрывные нарушения, ограничивающие Балашовский, Перекопский, Южнотарханкутский блоки в Северокрымском прогибе, разрывные нарушения в Евпаторийско-Новоселовском блоке, Симферопольском и Новоселовском поднятиях, в Альминской и Индольской впадинах. Амплитуды таких нарушений очень разные. Они устанавливаются геофизическими и буровыми работами. Во многих случаях такие нарушения ограничивают распространение отдельных стратиграфических комплексов, наиболее часто в триас-юрском и нижнемеловом разрезах.

### Предкарпатская нефтегазоносная провинция

Свойства нефтей Предкарпатской нефтегазоносной провинции изучали многие исследователи на протяжении весьма длительного периода времени.

По мнению большинства геологов, нефтяные и газовые месторождения в Предкарпатском прогибе образовались в конце мiocена одновременно с созданием сложной покровно-надвиговой структуры Карпат. Важную роль играли тектонические разрывные нарушения. Одни из них служили проводящими каналами для нефти в процессе формирования ее залежей, другие – экранировали нефтяные залежи и способствовали их сохранению от разрушения. В отдельных случаях одни и те же нарушения могли быть как проводящими, так и экранирующими.

Сложные структурно-тектонические условия Предкарпатского прогиба вызвали значительную изменчивость физико-химических свойств нефтей. Тем не менее возможно установить общие закономерности в изменении свойств нефтей как в разрезе месторождений, так и по площади [32, 141]. Так, с юго-востока на северо-запад от Битковского нефтепромыслового района к Бориславскому уменьшается удельный вес нефтей, снижается содержание в них парафина и смолисто-асфальтеновых компонентов. Для битковских нефтей характерны высокие значения молекулярного веса, повышенная цикличность структур.

Изучение изменения состава нефтей по структуре показывает, что существует дифференциация в распределении легких (начало кипения 150 °C), твердого парафина и смолисто-асфальтеновых компонентов в направлении от крыльев к своду. На своде складок наблюдается наименьшее содержание высокомолекулярных соединений, к крыльям оно увеличивается, зато уменьшается количество легких компонентов (Долинское, Битковское, Бориславское месторождения). Так, в Долине содержание твердого парафина в присводовых скважинах (2, 5, 306) составляет 6 %, к крыльям оно увеличивается до 15 (скв. 20), а смол – от 7 до 14 %. В составе средних углеводородов (150–300 °C) к краям залежи содержание ароматических соединений увеличивается [141, 142].

Известно, что плотность нефти – достаточно показательная характеристика, тесно связанная с другими ее свойствами. Существует тесная взаимосвязь между плотностью нефти и такими показателями, как выход легких фракций, количество гетероэлементов, вязкость и др. Изменение одного из указанных показателей нефти в условиях залежи под влиянием определенных геологических факторов неизбежно ведет к соответствующим изменениям остальных показателей их физико-химических свойств. Плотность нефтей месторождений Внутренней зоны Предкарпатского прогиба изменяется довольно широко: от 0,810 до 0,924 г/см<sup>3</sup>. Существует также нефти весьма легкие, плотностью 0,793–0,798 г/см<sup>3</sup> (залежи Старая Копальня Битковского и Подливче Долинского месторождений). Последние считаются фильтрационными, т.е. дифференциатами нефтей нижележащих горизонтов [75].



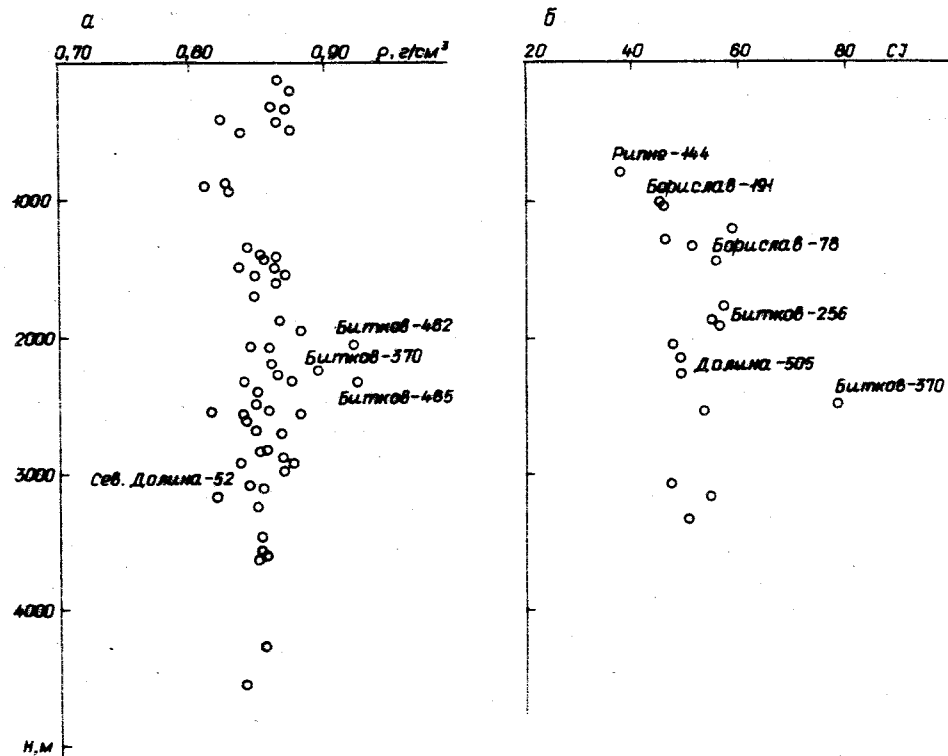


Рис. 12. Предкарпатская нефтегазоносная провинция. Изменение плотности нефтей (а) и структурного индекса (б) с глубиной залегания продуктивных горизонтов

Плотность нефтей из палеоценовых отложений (ямненская свита) изменяется от 0,819 до 0,874 г/см<sup>3</sup>; в залежах, приуроченных к отложениям эоценового возраста (выгодские песчаники, быстрицкая свита), 0,819–0,888 г/см<sup>3</sup>; более широкий диапазон изменения плотности нефти наблюдается в олигоценых отложениях (менилитовая свита) – от 0,810 до 0,924 г/см<sup>3</sup>, по-видимому, в связи с большим интервалом глубин их залегания.

Следовательно, плотность нефтей различных стратиграфических горизонтов изменяется почти одинаково и не зависит от относительного возраста вмещающих пород.

Установлено, что плотность нефти уменьшается с глубиной залежи: от 0,874 (Бориславская скв. 1426) и 0,873 (месторождение Сходница-Урыч, скв. 15) на глубинах соответственно 205 и 500 м до 0,850 (Стынавская скв. 44, глубина отбора – 3590 м), 0,853 (Сходницкая скв. 3, глубина отбора – 4260 м), 0,837 г/см<sup>3</sup> (Рожнятовская скв. 5, глубина отбора – 4580 м) (рис. 12, а).

Отметим, что плотность нефти наиболее значительно изменяется на глубине 2000–2600 м: от 0,922–0,924 на Новобитковском месторождении (скв. 462 и 485, глубина отбора – 2054 и 2357 м соответственно) до 0,813 г/см<sup>3</sup> на месторождении Северная Долина (скв. 52, глубина отбора – 2565 м).

Наиболее высокой плотностью обладают нефти залежей Новобитковского месторождения, залегающие на глубинах около 2300 м: нефть из скв. 370 имеет плотность 0,903 г/см<sup>3</sup> при глубине 2292 м, скв. 462 – 0,922 г/см<sup>3</sup> при глубине 2054 м; скв. 485 – 0,924 г/см<sup>3</sup> при глубине 2357 м. При этом скв. 370 располагается на юго-западном крыле складки у водонефтяного контакта, в связи с чем повышение плотности нефти связывается с воздействием окислительных

процессов. Последние, надо полагать, обусловили повышенные содержания смол (13,0 %) и асфальтенов (5,06 %). Содержание твердого парафина ниже по сравнению с близрасположенными скважинами (8,7 %) [122].

Скв. 462 и 485 находятся в Бабче-Старунском блоке Новобитковского месторождения – наиболее интенсивно дислоцированного. С северо-запада блок ограничивает Манявский поперечный разлом. Кроме того, блок нарушен системой продольных взбросов. Таким образом, нефти из указанных скважин приурочены к интенсивно тектонически нарушенной структуре. Для них характерно очень низкое содержание легких фракций (2,01–4,54 %), выкипающих до температуры 150 °С. Повышение плотности нефти с приближением к тектоническим нарушениям прослежено и на Бориславском, Сходница-Урычском и других месторождениях.

Наиболее высокое содержание атомов свойственно тяжелым нефтям. В среднем оно редко превышает 1–2 %. Однако в нефти из скв. 462 Новобитковского месторождения сумма гетероатомов составляет 4,21 %. Еще выше концентрация их в нефтях такова (в %): скважин Сходница-Урыч-976 – 6,74; Попельской-39 – 4,79; Гвиздецкой-223 – 5,49; Гвиздецкой-218 – 5,34 [89]. Примечательно, что эти скважины находятся в зоне влияния тектонических нарушений. Так, скв. Попельская-39 расположена в непосредственной близости от Раточинского разлома и линии нальвита Береговой скибы.

Для характеристики группового состава нефтей был рассчитан структурный индекс CI, предложенный О.А.Радченко в 1965 г. Расчет производился по формуле

$$CI = 474,5 d_4^{20} + \frac{49350}{T} - 456,8$$

где  $d_4^{20}$  – плотность нефти;  $T$  – средняя температура кипения по К<sup>+</sup>. Причем, если  $CI = 0–15$ , то это свидетельствует о преобладании метановых углеводородов; 15–50 – смешанных или преимущественно нафтеновых и CI более 50 – ароматических. В результате расчетов установлено, что наиболее легкими являются нефти Долинского нефтепромыслового района: структурный индекс их изменяется от 38,04 (Рыпнянская скв. 144) до 49,08 (Долинская скв. 505). Для нефтей Бориславского нефтепромыслового района CI равно 45,97 (скв. 191), до 55,89 (скв. 78). Самые тяжелые нефти в Битковском нефтепромысловом районе – от 55,22 (скв. 256) до 79,09 (скв. 370). С глубиной залегания структурный индекс несколько уменьшается (рис. 12, б), что указывает на облегчение группового состава нефтей вследствие уменьшения количества ароматических углеводородов. По площади месторождений индекс CI увеличивается с приближением к тектоническим нарушениям или к водонефтяным контактам (ВНК). Если залежь ненарушена, наиболее высокое значение CI приурочено к ВНК. Если ловушка нарушена разрывами, структурный индекс увеличивается по направлению как к ВНК, так и к тектоническому нарушению.

В последнее время геохимические исследования нефтей и конденсатов производятся с помощью радиоспектроскопических, спектроскопических методов и изучения изотопного состава водорода и углерода.

Метод ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) основан на поглощении радиочастотного излучения ядрами водорода – протонами [140]. По отношению водорода в различных структурных фрагментах разработаны протонные коэффициенты, удобные для общей характеристики, сравнения и корреляции углеводородных флюидов [41].

По данным авторов [75], рассчитаны протонные коэффициенты и на основании их установлено, что с северо-запада на юго-восток Предкарпатской нефтегазоносной провинции увеличивается количество водорода в СН<sub>2</sub>-группах алканов и цикланов, а также при ароматическом кольце, уменьшается СН<sub>2</sub> в группах парафиновых и нафтеновых структур.

Характер изменения содержания смолисто-асфальтенового комплекса в нефтях без его выпеления был прослежен по данным исследований методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Как известно, парамагнетизм нефтей обусловлен наличием в них устойчивых свободных радикалов [37, 90]. Свободные радикалы концентрируются в относительно сформированных гетероатомных структурах нефти, имеющих такие молекулярные массы и степень ароматичности, которые приводят к значительному молекулярному взаимодействию. Такими соединениями являются в основном асфальтены [42, 90]. Они делокализованы по конденсированным ареновым структурам, что и обуславливает явление парамагнетизма. Между степенью ароматичности и количеством парамагнитных центров (КПЦ) существует прямая зависимость. Для асфальтенов КПЦ составляет  $10^{18}-10^{19}$  / г. При молекулярной массе около 2000 это в среднем один свободный радикал на 50-100 молекул. Для нефтей, учитывая, что содержание в них асфальтенов измеряется сотыми долями процента, КПЦ составляет  $10^{16}-10^{17}$  / г.

Изучение парамагнитных свойств нефтей из месторождений Борислав, Тянява, Новобитков показало следующее.

На Бориславском месторождении на участке Миршам исследованы пробы нефти из скв. 1367 (ямненская свита палеоцена), глубина отбора 430 м, плотность 0,864 г/см<sup>3</sup>, и из скв. 1426 (стрийская серия верхнего мела), глубина 205 м, плотность 0,874 г/см<sup>3</sup>. Из сопоставления данных проб нефтей видно, что с глубиной КПЦ уменьшается: если на глубине 205 м КПЦ составляет  $10,67 \cdot 10^{17}$  / г, то на глубине 430 м -  $7,38 \cdot 10^{17}$  / г. На столь значительную разницу КПЦ, вероятно, повлияли не только глубина залегания, но и тектонические условия: в частности, залежи нефти в верхнемеловых отложениях находятся в зоне тектонического надвига пород Оровской скиби на Береговую, вследствие чего здесь развиты активные процессы гипергенеза.

Пробы из Тянявского месторождения отбирались из различных блоков. Первая - из менилитовых отложений Тянявской складки, глубина отбора 3935 м, плотность 0,835 г/см<sup>3</sup>, КПЦ в ней составляет  $7,94 \cdot 10^{17}$  / г. В скв. 41 из отложений ямненской свиты на глубине 2476 м изучен конденсат плотностью 0,751 г/см<sup>3</sup> с высоким содержанием фракций, выкипающих при температуре свыше 350 °С (до 25 %). КПЦ в этой пробе -  $2,66 \cdot 10^{17}$  / г. Сравнительно высокое содержание тяжелых фракций в пробе из скв. 41, а следовательно, и высокая для конденсата КПЦ (обычно для конденсатов КПЦ составляет  $10^{14}-10^{15}$  / г), обусловлено сложной тектоникой подвернутого крыла Витвицкой складки и значительной его нарушенностью разрывами.

На Новобитковском месторождении КПЦ исследовалось в нефтях Бабче-Старунского блока по пробам из скв. 462 и 485. В скв. 462, расположенной в зоне пересечения продольного и поперечного разломов, нефть с глубины 2054 м содержит  $16,13 \cdot 10^{17}$  / г парамагнитных центров, а нефть из скв. 485 с глубины 2357 м -  $5,12 \cdot 10^{17}$  / г. Парамагнитные свойства были также обнаружены и в конденсате из скв. 483, отобранного с глубины 2383 м: при плотности конденсата 0,756 г/см<sup>3</sup> КПЦ в нем равно  $0,98 \cdot 10^{17}$  / г.

Изменение парамагнитных свойств наблюдается и в нефти Молодьковского блока Новобитковского месторождения. Здесь нефть из скв. 489, отобранная на глубине 1402 м, содержит  $5,71 \cdot 10^{17}$  / г парамагнитных центров, а нефть из скв. 721 при глубине 1413 м -  $4,46 \cdot 10^{17}$  / г. Отметим, что скв. 721 расположена ближе к своду складки, а скв. 489 - ближе к разрывному нарушению, разделяющему Старунский и Бабченский блоки и вместе с тем экранирующему залежь.

КПЦ наиболее интенсивно изменяется в нефтях залежей, находящихся в зоне действия глубинных разломов. Последние, с одной стороны, способствовали проникновению инфильтрационных вод на большие глубины и воздействию их на нефтяные УВ в направлении увеличения КПЦ. С другой стороны, КПЦ в нефтях увеличивается вблизи разломов, скорее всего, потому, что они служили путями

миграции нефти из глубины, вследствие чего вблизи разломов в нефтях концентрировались смолисто-асфальтеновые комплексы, так как продвижение их по laterали затруднялось.

При продвижении по коллектору нефть также окислялась кислородом, содержащимся в пластовых водах или в самой породе. Однако процесс окисления сопровождался в основном образованием смолистых соединений, в которых насчитываются всего 2 % свободных радикалов (основное их количество содержится в асфальтенах). Поэтому изменение парамагнитных свойств нефтей в результате их окисления незначительно. Указанный процесс отражался на плотности нефти - увеличение содержания смолистых веществ способствует возрастанию плотности нефти.

Исследование изотопного состава нефтей и конденсатов Предкарпатского прогиба, проведенные в ИГиТ АН УССР [23], позволили установить повышенное содержание в них дейтерия:  $D$  - 0,0184-0,0266 % в нефтях и 0,0305 % в конденсатах (табл. 1). Зависимости концентрации  $D$  в нефтях от стратиграфиче-

Т а б л и ц а 1. Изотопный состав водорода нефтей и конденсатов Карпатского региона (по данным И.В.Гринберга, М.Е.Петриковской, В.П.Калиш)

Месторождение	Скважина	Возраст вмещающих отложений	Глубина отбора проб, м	Содержание $D$ , %	H/C	
Борислав	1670	$P_2$ <i>vg</i>	2460-2462	0,0273	3656	
	1675	$P_2$ <i>vg</i>	2332-2599	0,0252	3960	
	1687	$P_2$ <i>vg</i>	2250-2413	0,0235	4210	
	1700	$P_2$ <i>vg</i>	2047-2287	0,0236	4230	
	312	$P_2$ <i>vg</i>	1290-1520	0,0217	8600	
Долина	24	$P_3$ <i>ml</i>	2288-2559	0,0257	3485	
	26	$N_7$ <i>vr</i>	1200-1500	0,0230	4340	
	28	$P_3$ <i>ml</i>	1879-2272	0,0240	4172	
	16	$P_3$ <i>ml</i>	1896-2103	0,0266	3753	
Спас	1	$P_2$ <i>vg</i>	2447-2468	0,0240	4172	
Северная Долина	8	$P_3$ <i>ml</i>	2750	0,0243	4107	
	8	$P_3$ <i>vg</i>	2860	0,0243	4107	
	3	$P_3$ <i>ml</i>	2450	0,0242	4125	
Долина	38	$N_7$ <i>vr</i>	1200	0,0184	5425	
	256	$P_3$ <i>ml</i>	1860-1910	0,0208	4800	
Болахов	3	$P_3$ <i>ml</i>	-	0,0239	4177	
Битков	конденсат	410	$P_3$ <i>ml</i>	2034-2395	0,0305	3273
		10	$P_3$ <i>ml</i>	968-1030	0,0229	4358
		375	$P_3$ <i>pl</i>	1910-2180	0,0266	3753
		375	$P_3$ <i>ml</i>	2260	0,0229	4358
		463	$P_3$ <i>pl</i>	1650-1750	0,0203	4917
345	$P_3$ <i>ml</i>	1520-1643	0,0235	4210		

ского возраста вмещающих их пород не обнаружено, как и не зафиксировано четкой зависимости его содержания от группового состава нефтей. Однако устанавливается, что с увеличением содержания легких фракций в карпатских нефтях уменьшается концентрация  $D$ , с увеличением содержания смол она также растет.

Вещества нефтяного ряда наиболее богаты изотопом  $^{12}C$  и резко отличаются от типично биогенных веществ [23, 31]. Если отношение  $^{12}C/^{13}C$  для различных природных веществ изменяется от 88,2 до 95,2, то в нефтях оно достигает максимума - 95, иногда выше.

Основные закономерности размещения месторождений нефти и газа Днепроовско-Донецкой нефтегазоносной провинции заключаются в приуроченности зон нефтегазонакопления к переходным участкам между поперечными поднятиями и депрессиями, приразломным прогибам, узлам пересечения продольных и поперечных глубинных разломов [31].

Большинство залежей связано с брахиантиклинальными складками, в той или иной степени осложненными разрывными нарушениями и соляными диапирами с разными уровнями прорыва перекрывающей толщи пород. Основное количество залежей УВ, установленных в девонских, каменноугольных, пермских и триасовых отложениях региона, таким образом, оказываются тектонически экранированными.

Исследования УВ и битумоидов месторождений и пород ДДВ начались сравнительно недавно, сведения об их результатах довольно ограничены [122, 132, 133]. В то же время эти геохимические характеристики позволяют установить особенности вертикального и зонального распределения УВ, что привлекает к ним интерес геологов-нефтяников различного профиля.

В Днепроовско-Донецкой нефтегазоносной провинции ведется промышленная добыча нефти, газового конденсата, попутного нефтяного и свободного газа более чем из 800 залежей всех нефтегазоносных комплексов.

Жидкие УВ в промышленных скоплениях по внешнему облику и физическим свойствам отличаются большим разнообразием - от тяжелых высокосмолистых нефтей и битумов до газовых конденсатов и легких нефтей конденсатного типа.

Нефти - это чаще всего малопрозрачные темные жидкости коричневого, бурого и черного цвета с разнообразными оттенками красноватых и зеленоватых тонов. Тяжелые окисленные нефти черного цвета, густые и вязкие.

Легкие нефти и конденсаты - прозрачные бесцветные жидкости или слабо окрашенные в соломенно-желтые, оранжевые, коричневые, красноватые тона, часто с зеленоватым оттенком, летучие и легкоподвижные.

В породах вблизи нефтяных и газоконденсатных залежей встречаются битумы нефтяного ряда, по [23], выполняющие в породах поры, каверны и трещины в виде примазок, пленок и натеков по зеркалам скольжения.

Нефтяные залежи часто сопровождают попутные нефтяные газы. Они представлены в основном гомологами метана и генетически тесно связаны с нефтью.

Состав и свойства углеводородных флюидов изучались по следующим геохимическим параметрам: плотности, содержанию смолисто-асфальтоновых веществ и серы, содержанию фракций, выкипающих при температуре до 300 °С, групповому углеводородному составу в структурных фрагментах (ЯМР), содержанию тяжелого углерода  $\delta^{13}C$ , парамагнитным свойствам (ЭПР) и природной  $\beta$ -радиоактивности [44, 133-137].

Плотность - наиболее общий показатель, который дает первое комплексное представление о жидких углеводородах и степени их превращенности. Доказаны функциональная зависимость плотности углеводородных фракций, выкипающих до температур 300 °С [32, 43, 45], и прямая корреляционная связь между плотностью углеводородного флюида и природной  $\beta$ -радиоактивностью, изотопным составом углерода  $\delta^{13}C$ , концентрацией парамагнитных центров (Ш) и менее тесные связи, в разной степени влияющие на величину параметра, такие, как наличие в структурных фрагментах группового состава ароматических соединений и структурных групп изостроения [8 и др.].

Плотность нефтей Днепроовско-Донецкой нефтегазоносной провинции составляет 0,80-0,96, газовых конденсатов - 0,62-0,8, битумоидов часто превышает 1,0 г.см<sup>-3</sup>.

Содержание смолистых веществ, коэффициент корреляции с плотностью  $R =$

Т а б л и ц а 2. Физико-химические свойства нефтей и конденсатов ДДВ

Эквивалента	Возраст, продуктивный горизонт	Глубина отбора, м	Плотность, г.см <sup>-3</sup>	Содержание, %		$\delta^{13}C$ (по П.В.Мамчуру)	КПН	$\beta$ -радиоактивность, Бк.г <sup>-1</sup>
				омол	серы			
Сагайдакское месторождение								
13	C <sub>2</sub>	1036-1042	0,8994	19,0	1,36	-29,2	3,8·10 <sup>18</sup>	472
14	C <sub>2</sub>	1116-1120	0,8860	18,0	1,32	-28,7	2,0·10 <sup>18</sup>	447
Радченковское месторождение								
58*	C <sub>1</sub>	1210-1230	0,8980	20,0	1,35	-28,1	7,2·10 <sup>17</sup>	248
110	C <sub>1</sub>	1317-1323	0,8910	19,0	1,20	-27,5	5,8·10 <sup>17</sup>	320
109	C <sub>1</sub>	1324-1329	0,8760	15,0	0,98	-27,6	4,2·10 <sup>17</sup>	180
16	C <sub>1</sub>	1410-1419	0,8620	14,0	0,81	-25,1	4,0·10 <sup>17</sup>	180
22	C <sub>1</sub>	1586-1593	0,8530	10,0	0,70	-25,0	3,8·10 <sup>17</sup>	157
Кибинцевское месторождение								
6*	C <sub>1</sub>	1425-1428	0,8713	38,0	1,33	-26,5	9,2·10 <sup>17</sup>	485
1	C <sub>1</sub>	1426-1435	0,8635	33,0	1,30	-26,2	8,2·10 <sup>17</sup>	445
Гнединцевское месторождение								
28	P	1580-1585	0,8440	17,5	0,70	-26,3	6,2·10 <sup>17</sup>	622
85*	P	1610-1625	0,8372	17,0	0,52	-25,8	5,4·10 <sup>17</sup>	530
84	P	1630-1633	0,8230	16,3	0,12	-24,5	1,2·10 <sup>17</sup>	465
Богдановское месторождение								
2*	C <sub>2</sub>	1720-1735	0,8460	23,0	0,64	-26,1	5,1·10 <sup>17</sup>	502
9	C <sub>2</sub>	1770-1775	0,8230	16,0	0,27	-25,1	3,8·10 <sup>17</sup>	496
10	C <sub>2</sub>	1740-1785	0,7693	4,0	0,16	-23,8	1,2·10 <sup>15</sup>	477
Прилукское месторождение								
24*	C <sub>1</sub>	1701-1710	0,9510	25,2	1,36	-29,0	2,1·10 <sup>18</sup>	624
24*	C <sub>1</sub>	1849-1856	0,8770	25,1	1,28	-28,5	1,6·10 <sup>18</sup>	594
14	C <sub>1</sub>	1854-1857	0,8260	11,0	0,50	-25,1	6,1·10 <sup>17</sup>	530
Новогригорьевское месторождение								
57	C <sub>1</sub>	1910-1920	0,8258	5,4	0,52	-24,8	5,4·10 <sup>17</sup>	493
52	C <sub>1</sub>	2000-2020	0,8223	4,8	0,63	-25,0	3,2·10 <sup>17</sup>	327
Рыбальцевское месторождение								
118*	C <sub>3</sub>	2500-2510	0,8150	13,8	0,30	-23,8	7,8·10 <sup>16</sup>	310
Яблунское месторождение								
12*	B-7	3547-3574	0,9670	35,0	1,35	-30,1	1,4·10 <sup>18</sup>	672
11	B-16	3762-3800	0,8210	11,0	1,05	-24,3	4,7·10 <sup>16</sup>	252
11	B-17	3832-3856	0,8010	5,0	0,30	-24,1	3,0·10 <sup>16</sup>	185
11	B-18	3942-3946	0,7900	0,7	0,05	-23,1	2,1·10 <sup>16</sup>	170
11	T-1	4708-4718	0,7880	0,6	0,03	-23,0	1,2·10 <sup>16</sup>	170
2	T-1	5052-5046	0,7860	0,6	0,02	-23,0	1,0·10 <sup>16</sup>	169
Харьковцевское месторождение								
7	C <sub>1</sub>	3705-3766	0,9200	63,0	1,52	-30,0	1,2·10 <sup>19</sup>	631
3	C <sub>1</sub>	4786-4815	0,8030	7,2	0,02	-24,1	5,0·10 <sup>15</sup>	270
10	C <sub>1</sub>	3280-4930	0,7880	0,5	Следы	-23,0	Менее 10 <sup>14</sup>	140
409	C <sub>1</sub>	3357-5375	0,7710	0,02	"	-22,8	Сигнала нет	Фон
Яровское месторождение								
1*	C <sub>1</sub>	5009-5053	0,7980	0,03	"	-23,0	9,7·10 <sup>15</sup>	150
Шкурупиевское месторождение								
3	D <sub>2</sub>	5094-5532	0,7800	0,01	Сл"	-22,6	5,0·10 <sup>14</sup>	130

Окончание табл. 2

Скважина	Возраст, продуктивный горизонт	Глубина отбора, м	Плотность, г.см <sup>-3</sup>	Содержание, %		$\delta^{13}C$ , % (по Г.П.Мамчуру)	КПШ, г <sup>-1</sup>	$\delta$ -радиоактивность, Бк.г <sup>-1</sup>
				смола	серы			
Котелевское месторождение								
15	$C_1$	5390-5468	0,8150	0,02	0,01	-22,7	$1,0 \cdot 10^{14}$	130
Березовское месторождение								
35	$C_1$	5500-5673	0,7120	Следы	Следы	-22,0	Сигнала нет	Фон
Кошевойское месторождение								
107	$C_1$	5542-5673	0,7800	"	"	-22,2	Менее $10^{14}$	Фон
Камышьянская площадь								
488	$C_1$	5827-6074	0,7021	"	"	-22,1	Сигнала нет	Фон

\* Скважины у разломов.

= 0,921  $n = 410$  ( $n$  - количество замеров при расчете  $R$ ) в нефтях провинции составляет 30-40 %, иногда более (табл. 2). Для легких нефтей и конденсатов оно чаще всего не превышает 1 % (рис. 13, а).

Серя  $R = 0,872$   $n = 0,189$ . в нефтях содержится в небольших количествах, составляя 0,1-0,8, редко - более 1 % в залежах тяжелых нефтей Сагайдакского, Радченковского, Прилукского, Харьковцевского, Яблунковского месторождений (рис. 13, б) [45].

Количество фракций, выкипающих до температуры 300 °С, находится в обратной зависимости от величины плотности флюида  $R = -0,868$   $n = 327$ . В легких нефтях и конденсатах фракций, выкипающих до температуры 300 °С, содержится до 80, в тяжелых нефтях - 20-30 % и повсеместно уменьшается по мере увеличения плотности жидкого флюида (рис. 13, в) [8].

В Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции этаж нефтегазоносности составляет около 5000 м. В этом интервале глубин жидкие УВ распределяются следующим образом: в разрезе месторождений и в целом по провинции наблюдается последовательное облегчение жидких флюидов с глубиной. Особенно четко это явление прослеживается в нефтяных залежах (рис. 13, 1г). Газовые конденсаты с глубин, превышающих 4500 м, по показателям количества фракций, выкипающих до 300 °С, как правило, вписываются в общую закономерность. Конденсаты в залежах на глубинах 1000-2500 м (Гнединцевское месторождение, см. табл. 2) закономерную тенденцию к облегчению с глубиной сохраняют (рис. 13, 2г).

Концентрация ПШ в жидких УВ имеет прямую тесную корреляционную связь с плотностью  $R = 0,890$ , при  $n = 200$ , поскольку парамагнитный резонанс в углеводородных системах наблюдается только при наличии асфальтово-смолистых веществ. Для нефтей ДДВ характерен широкий диапазон значений КПШ:  $n \cdot 10^{17}$  -  $n \cdot 10^{18}$  г<sup>-1</sup> тяжелых нефтей,  $n \cdot 10^{16}$  г<sup>-1</sup> легких,  $n \cdot 10^{15}$  -  $n \cdot 10^{13}$  г<sup>-1</sup> газовых конденсатов. При сопоставлении парамагнитных свойств жидких УВ установлены также закономерности [41]. В разрезе большинства месторождений и в целом по нефтегазоносной провинции парамагнитные свойства с глубиной залегания залежи ослабевают. Для нефтей эта закономерность прослеживается четче (см. рис. 13, 1д). Газовые конденсаты в зоне больших глубин (Харьковцевское, 5375 м; Кошелевское, 5468 м; Кошевойское, 5622 м; Березовское, 5673 м; Камышьянское, 6074 м; см. табл. 2), как правило, не обладают парамагнитными свойствами или описываются концентрацией ПШ от  $n \cdot 10^{14}$  до  $n \cdot 10^{13}$  г<sup>-1</sup>. На глубинах, превышающих 4500 м, этот диапазон значительно сужается, и уг-

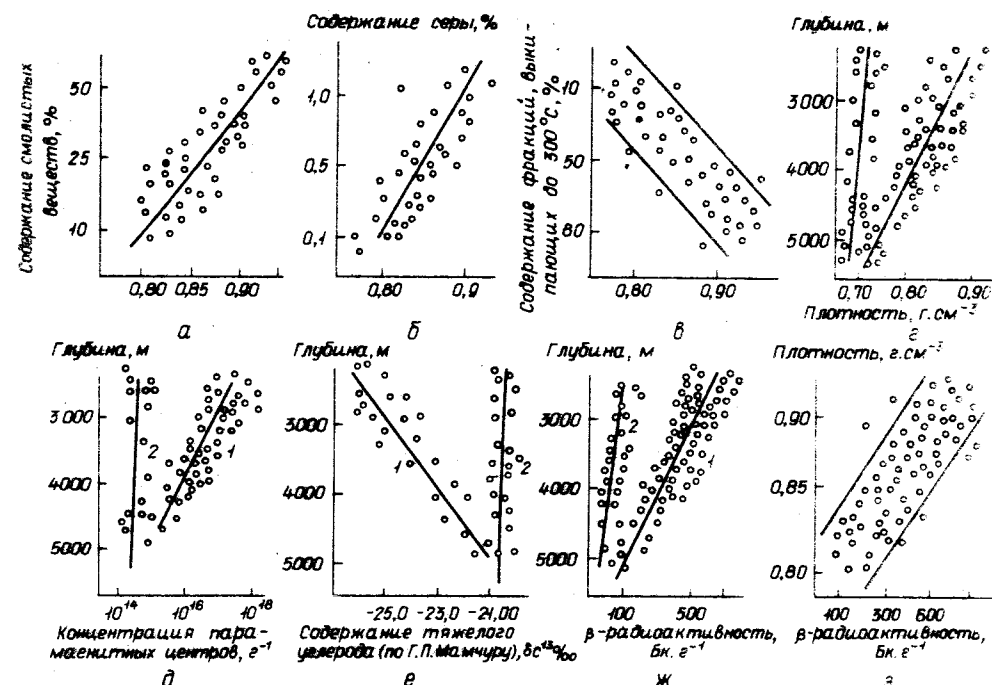


Рис. 13. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция. Зависимость плотности углеводородных флюидов от: а) содержания смолистых веществ, б) содержания серы, в) количества фракций, выкипающих до температуры 300 °С, г) глубины залегания залежи, м. Распределение по глубине нефтегазоносности: д) концентрации парамагнитных центров, е) тяжелого изотопа углерода  $^{13}C$ , ж и з) природной радиоактивности: 1 - в нефтях, 2 - в конденсатах

леводородные системы, независимо от фазовой принадлежности, имеют очень слабые парамагнитные свойства или не обладают таковыми вообще (см. рис. 13, 2д).

На сильно дислоцированных структурах встречаются газоконденсатные залежи, в которых жидкая фаза, легкая и подвижная, окрашена в коричневый цвет (Тростянецкое, Артковское, Ярошевское, Турутинское месторождения). Парамагнитные свойства этих флюидов сходны с таковыми нефтей вследствие подтока последних из нижележащих залежей, которому способствует широко разветвленная сеть нарушений. Концентрация ПШ в этих случаях составляет  $n \cdot 10^{15}$  -  $n \cdot 10^{16}$  г<sup>-1</sup>. Битумоиды, извлеченные экстракцией из вмещающих углеводородную залежь пород, обладают парамагнитными свойствами высокосмолистых нефтяных остатков после разгонки, по Энглеру [5, 8].

Тяжелый изотоп  $\delta^{13}C$  концентрируется преимущественно в окисленных соединениях [8]. Таковыми в жидких УВ являются смолы и асфальтены. Поэтому закономерности изменения изотопного состава жидких УВ соответствуют выведенным ранее закономерностям изменения остальных физико-химических параметров, функционально зависящих от этой группы УВ.

Между плотностью жидких флюидов и содержанием  $\delta^{13}C$  существует прямая тесная корреляционная зависимость ( $R = 0,636$  при  $n = 32$ ).

Нефти и конденсаты месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции характеризуются изотопным составом 21,1-31,4 ‰. Для нефтей значения  $\delta^{13}C$  чаще всего уменьшаются с глубиной залегания залежи (табл. 2, 3). Для нефтей, отобранных с глубин до 3000 м,  $\delta^{13}C$  значительно изменяется. С глубин 3000-4000 м - в пределах 21,3-26,8 ‰, нефти и конденсаты с глубин свыше 4000 м имеют изотопный состав меньше 24 ‰. Для конденсатных залежей с глубин 1500-2500 м наблюдается незначительное увеличение значений с глубиной -21,0-23,0 ‰ (рис. 13, 2е).

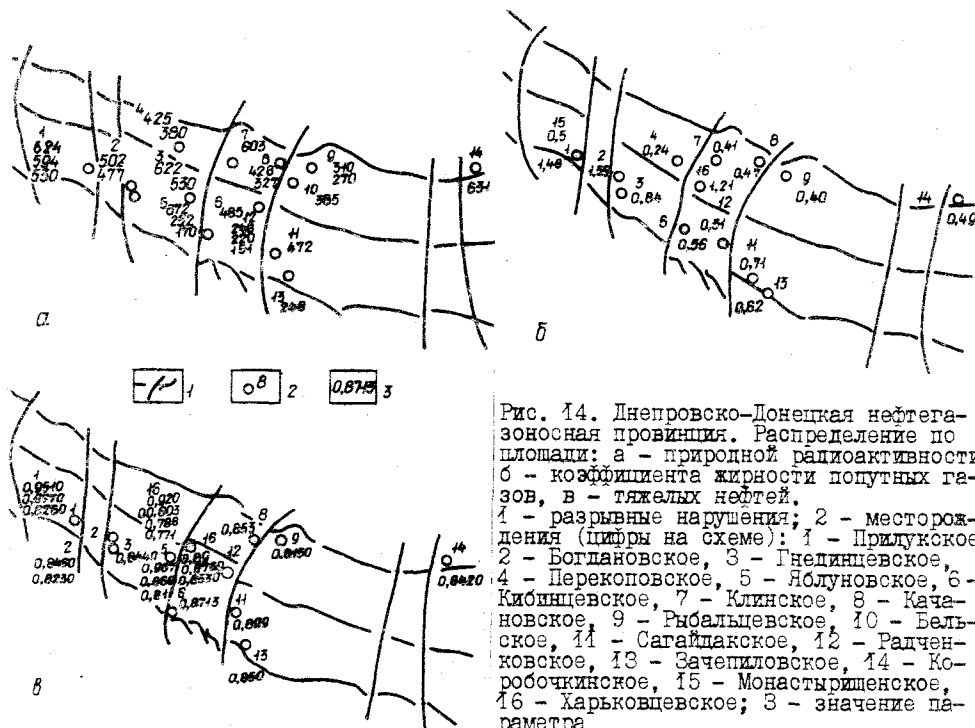


Рис. 14. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция. Распределение по площади: а - природной радиоактивности, б - коэффициента жирности попутных газов, в - тяжелых нефтей.  
1 - разрывные нарушения; 2 - месторождения (цифры на схеме): 1 - Прилукское, 2 - Богдановское, 3 - Гнединцевское, 4 - Перекоповское, 5 - Яблунское, 6 - Кибинцевское, 7 - Клинское, 8 - Качановское, 9 - Рыбальское, 10 - Бельское, 11 - Сагайдакское, 12 - Радченковское, 13 - Зачепиловское, 14 - Коробочкинское, 15 - Монастыришенское, 16 - Харьковцевское; 3 - значение параметра

На глубинах, превышающих 4500 м, изотопный состав УВ становится более однообразным, нивелируется, и все жидкие флюиды приобретают довольно однородные изотопные характеристики. Анализ полученных зависимостей показал, что решающее значение в формировании изотопного состава углеводородных систем имеет тектоническая приуроченность месторождений из залежей, что вполне согласуется с эффектами изотопного фракционирования [8]. Поэтому нефти с самым легким изотопным составом углерода встречены в зоне краевых разломов Днепровского грабена (Осташковичское, Новотроицкое, Бутреватовское, Лиманское, Решетняковское, Пролетарское и Перещепинское). Для нефтей этих месторождений  $\delta C^{13}$  составляет (-27,0-32,6 ‰).

Параметры плотности, содержания смол и серы, концентрация Ш и природная  $\beta$ -радиоактивность достигают максимальных значений.

Свободные газы характеризуются значениями  $\delta C^{13}$  -22-49 ‰. Особенно широк их диапазон для газов с глубин до 1000 м. С увеличением глубины изотопный состав газов стабилизируется и на глубинах свыше 4000 м составляет -29-36 ‰.

Газы нефтяных месторождений по изотопному составу лучше, чем нефти этих месторождений, -35-55 ‰. Газы биогенного происхождения характеризуются значениями  $\delta C^{13}$  от -30 до -80 ‰. Изотопный состав индивидуальных УВ также отличается, а концентрация  $\delta C^{13}$  увеличивается в ряду метангомологов. Там, где в разрезе месторождений нефтяные и газовые залежи чередуются, доказана идентичность изотопного состава флюида (Качановское, Рыбальское, Богдановское, Патроновское месторождения) [44].

Природная  $\beta$ -радиоактивность и плотность жидких флюидов тесно коррелируют ( $R = 0,729$  при  $n = 310$ ), и эта связь является достаточно емким и информативным показателем (см.рис. 13, з).

Тяжелые нефти в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции характеризуются  $\beta$ -радиоактивностью 350-650, легкие - 250-350 Бк, газовые концен-

саты - менее 200 Бк и часто совсем не обладают радиоактивностью [136]. В залежах этот параметр с глубиной закономерно уменьшается (см. рис. 13, ж), на глубинах, превышающих 4500 м, жидкие УВ обладают  $\beta$ -радиоактивностью на уровне фона.

Более четко эта закономерность прослеживается на отдельных месторождениях (рис. 14).

Битумоиды обладают  $\beta$ -радиоактивностью, близкой  $\beta$ -радиоактивности высокомолекулярного остатка нефти близлежащей залежи (табл. 3).

Таблица 3. Физико-химические свойства битумоидов в нефтегазоносных структурах Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции

Скважина	Продуктивный горизонт, глубина, м	Плотность, г.см <sup>-3</sup>	КПШ, спин.г <sup>-1</sup>	$\delta C^{13}$ ‰ (по Г.А.Мамчуру)	Радиоактивность, Бк.г <sup>-1</sup>	Протонный коэффициент ароматичности ЯМР (по С.Т.Зелинской) $P_c$
Богдановское месторождение						
2*	A-2					
	1700	0,961	$7,3 \cdot 10^{18}$	-30,0	825	0,136
19*	A-2					
	1820-1832	0,912	$3,8 \cdot 10^{18}$	-29,8	620	0,152
Яблунское месторождение						
13*	B-4					
	3455-3476	1,050	$6,2 \cdot 10^{18}$	-31,0	1023	0,121
11	B-16					
	3762-3800	0,903	$1,0 \cdot 10^{18}$	-30,2	930	0,182
Перекоповское месторождение						
3	B-19					
	4420-4429	0,968	$3,2 \cdot 10^{18}$	-30,5	720	0,100
1	B-26					
	4658-4670	0,965	$3,0 \cdot 10^{18}$	-30,3	680	0,108

\* Скважины у разломов.

Некоторые зависимости отмечаются в групповом углеводородном составе жидких УВ. На отдельных месторождениях провинции (Качановском, Глинско-Розышевском) и в целом по региону закономерно изменяются содержание ароматических, нафтеновых, n-парафиновых и изопарафиновых УВ и углеводородный состав в зависимости от глубины залегания залежи [133]. Последовательно с увеличением глубины в нефти увеличивается содержание n-парафиновых и изопарафиновых УВ и уменьшается количество ароматических, нафтеновых и смолистых. Особенно четко эта зависимость прослеживается для смолистых веществ и ароматических УВ. Например, на Леляковском месторождении в небольшом интервале глубин (1805-1882 м) содержание смолистых веществ уменьшилось с 13,43 до 10,4 %, ароматических углеводородов - с 3,05 до 1,72 %, на Глинско-Розышевском месторождении (глубина 1790-3820 м) - соответственно с 16,26 до 9,6 % и с 8,4 до 2,84 %. На Харьковцевском месторождении на глубине 3970-4885 м содержание смолистых веществ уменьшилось с 19,17 до 3,36 %, ароматических - с 8,36 до 2,84 %.

На многопластовых месторождениях провинции, несмотря на то, что нефтяные и газоконденсатные залежи чередуются, в разрезе месторождений наблюдается четкая закономерность в изменении радиоспектрометрических характеристик углеводородных систем.

По данным ЯМР были установлены следующие закономерности в структурных фрагментах группового состава конденсатов и нефтей.

С увеличением глубины отбора пробы возрастает соотношение между алифатическими и алициклическими структурами. Для конденсатов и нефтей увеличивается степень изомеризации парафиновой и нефтяной структур. В зоне больших глубин для всех углеводородных систем уменьшается степень ароматизации. Снижается роль незамещенных ароматических структур, особенно для нефтей. Повышается роль слабозамещенных ароматических структур. Соотношение между  $\alpha$ - и  $\beta$ -заместителями ароматических УВ в нефтях с глубиной уменьшается. Такая перестройка в структурных фрагментах углеводородных систем наблюдается до глубины 4500–5000 м. Углеводородные залежи в зоне, превышающей эту глубину, приобретают общие черты и вместе с тем теряют характерные отличительные признаки, присущие углеводородным системам верхней части разреза. Такие залежи близки по составу и свойствам (см. табл. 2). Протонный коэффициент  $P_6$  (по С.Т.Зелинкой) составляет 0,18–1,54.

Попутные газы нефтяных месторождений образуются при термокаталитических превращениях жидких нефтяных УВ и представляют собой газовую фракцию нефтей, иногда встречающуюся обособленно в виде газовой шапки. Легкие метановые нефти сопровождаются жирными газами, содержащими много гомологов метана, тогда как тяжелым нефтям свойственны сухие газы.

Содержание тяжелых УВ в попутных газах Днепровско-Донецкой нефтегазодобывающей провинции составляет 20–40, иногда 60–80 %. Среди гомологов метана обычно преобладает этан, затем пропан. Содержание бутана, пентана и их изомеров в различных газах неодинаково. Присутствуют  $CO_2$  и  $N_2$ .

С изменением глубины залегания нефтяной залежи в попутном газе происходит перегруппировка углеводородного состава. На глубинах до 1500 м (в отложениях триаса) в газе содержится 85,33 % метана, на глубинах до 2500 м – 79,94, на глубинах свыше 2500 – 77,20 %. Соответственно уменьшается содержание этана, увеличивается количество пропана. Содержание азота возрастает до 6,83 %, содержание углекислого газа уменьшается до 1,11 % [135].

Самым информативным показателем в сравнительной геохимии попутных газов является коэффициент жирности ( $K_{ж}$ ):

$$K_{ж} = \frac{C_2H_6 + C_nH_{2n} + 2}{C_nH_{2n}}$$

Существует тесная корреляционная связь между коэффициентом жирности и содержанием в газе метана и ТУ ( $R_{K_{ж}}/CH_4 = 0,925$ ,  $R_{K_{ж}}/TU = 0,907$ ). Самые высокие значения  $K_{ж}$  в залежах Десяковского, Прилукского, Богдановского, Кибинцевского, Радченковского месторождений, которые характеризуются и максимальными значениями  $\beta$ -радиоактивности, содержания тяжелого изотопа  $^{13}C$  и концентрации Ш (см. рис. 14, в).

Битумы нефтяного ряда находятся в породах вблизи залежей УВ и создают ареалы рассеивания и шлейфы миграции, трассируя пути поступления УВ в залежь.

Плотность экстрагированных битумоидов составляет 0,90–1,05 г.см<sup>-3</sup>, изотопный состав  $^{13}C$  – 30,0–31,0 ‰,  $\beta$ -радиоактивность свыше 800 Бк (табл.3). Парамагнитные свойства описываются концентрацией Ш  $\approx 10^{18}$ – $\approx 10^{19}$  г<sup>-1</sup>. Для битумоидов такого рода характерна близость группового углеводородного [5], изотопного состава и парамагнитных свойств с составом и свойствами высокотемпературных фракций жидких УВ из близлежащих углеводородных залежей (Патроновское, Перекоповское, Ябдуновское месторождения). В приразломных зонах и вблизи залежей УВ очевидны идентичность флюидонасыщения всех литологических разностей пород и повышенная концентрация битумов, определяющая наличие парамагнитных аномалий и аномалий радиоактивности.

Сагайдакское месторождение приурочено к куполовидной брахиантиклинальной складке, разбитой тектоническими нарушениями широтного и субмеридионального направлений. Амплитуда смещений отдельных блоков составляет 20–200 м. Нефтяные залежи связаны с каменноугольными отложениями, причем насыщена только часть пласта, который находится в эксплуатации, а остальные пласты обводнены. В связи с этим нефти в залежи достаточно тяжелые. Наиболее окисленная нефть с плотностью 0,8994 г.см<sup>-3</sup> встречается в скв. 13, расположенной в непосредственной близости от зоны разломов. Она обладает радиоактивностью 472 Бк [137], достаточно высокими парамагнитными свойствами. Значение концентрации Ш достигает  $3,8 \cdot 10^{18}$  г<sup>-1</sup>. Изотопный состав тяжелого углерода  $^{13}C$  – 29,2 ‰. В составе нефти содержится 19 % смолистых веществ, количество серы превышает 1,0 %, количество фракций, выкипающих до температуры 300 °С, составляет 20 %.

Радченковское месторождение представляет собой брахиантиклиналь северозападного простирания, осложненную в периклинальных замыканиях соляными штоками и разбитую системой сбросов на отдельные блоки. Газоносность месторождения связана с отложениями триаса и верхней перми. Газ содержит 92–92,6 % метана, 1,43–4,38 % ТУ. В разрезе нижнекаменноугольных отложений вскрыты газовая залежь с небольшой нефтяной оторочкой и нефтяные залежи в намюрских и визейских отложениях на глубине 1200–1600 м. Нефти месторождения малосернистые, малосмолистые, но в скважинах, пробуренных в непосредственной близости у разломов, все показания параметров завышены: плотность нефтей 0,8980–0,8530 г.см<sup>-3</sup>, содержание смол 20, серы – 1,35 %, изотопный состав тяжелого углерода – 25–28 ‰, парамагнитные свойства описываются концентрацией Ш  $2,2$ – $3,8 \cdot 10^{17}$  г<sup>-1</sup> и природной радиоактивностью, не превышающей 248 Бк (скв.58).

Промышленная нефтеносность Кибинцевского месторождения связана с нижнекаменноугольными отложениями (визейский ярус). Горизонт хорошо прослеживается по площади структуры. Максимальные значения радиоактивности и концентрации Ш приурочены к скв. 6, находящейся в зоне пересечения двух тектонических нарушений в северной части структуры. У этой нефти больше плотность и содержание смол. Значительно окислена нефть из скв. 5, также расположенной в зоне секущего структуру разлома.

Гнединцевское месторождение приурочено к зоне сочленения южной зоны ослянокупольных антиклинальных структур с центральным грабеном ДДВ. В тектоническом отношении месторождение связано с антиклинальной складкой несколько ассиметричной формы. Складка разбита системой нарушений на отдельные блоки. На структуре отмечаются несогласия и размывы. Многопластовая пермо-карбоневая залежь экранируется поверхностью регионального предверхнепермского несогласия. Этаж нефтегазодобывающей составляет 80 мк. Скопления нефти заключены в песчаных горизонтах, разделенных прослоями глин. Волонептяной контакт для всех залежей единый. Нефть в зоне волонептяного контакта имеет плотность 0,8440 г.см<sup>-3</sup>, содержит 17,5 % смол, природная радиоактивность достигает 622 Бк. Такие же высокие значения параметров у нефти из скв. 88, расположенной у разрывного нарушения (см. табл. 2).

Газоконденсатная залежь нижнекаменноугольного возраста эксплуатируется в горизонтах визейского яруса. Физико-химические свойства флюида закономерно изменяются по мере приближения к приразломной зоне. Наиболее низкие значения параметров отмечены в самой удаленной от разрыва, расположенной на крыле структуры скв. 109: радиоактивность равна Бк, плотность флюида 0,7583, содержание смол 0,1 % (см. табл. 2).

Ябдуновское месторождение находится в центральной части ДДВ на юго-западном борту Млановской депрессии. Подошва каменноугольных пород, с которыми связана нефтегазодобывающая, наблюдается на глубине 5000 м. Структура представляет собой брахиантиклинальную складку с предкаменноугольным уровнем со-

ли. Месторождение многопластовое с широким этажом нефтегазоносности от турнейских до московских отложений. Газоконденсатные залежи приурочены к горизонтам Т-2, Т-1, В-26, В-17, В-16, В-12, В-11, В-10, В-6. Незначительные залежи тяжелых нефтей связаны с горизонтами В-4, М-5.

Залежи с тяжелыми окисленными нефтями тяготеют к зонам разлома. Плотность нефти в таких залежах достигает  $0,967 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ , содержание - до 35 %, асфальтенов - более 1, серы - превышает 1 %, концентрация Ш составляет  $1,36 \cdot 10^{18} \text{ г}^{-1}$ , изотопный состав  $\delta^{13}\text{C}$  - 30,1 ‰,  $\beta$ -радиоактивность около  $700 \text{ Бк}$  (для скв. 12). Плотность газовых конденсатов составляет  $0,7860 - 0,8010 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$  и уменьшается с глубиной (см. табл. 2).

На Богдановском месторождении нефтегазоносны отложения московского, башкирского, намурского, визейского и турнейского ярусов карбона и терригенные отложения девона. В тектоническом отношении месторождение связано с антиклинальной складкой, осложненной тектоническими нарушениями. В разрезе скв. 2, расположенной у основного тектонического нарушения, отмечено, что самая тяжелая нефть находится в залежи, непосредственно примыкающей к разлому. Такого рода закономерности прослеживаются на многих месторождениях провинции (см. рис. 14, в).

На Прилукском месторождении самая тяжелая нефть с плотностью  $0,8770 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ , содержанием смол 25,1 %, серы 1,28 %,  $\delta^{13}\text{C}$  - 28,5 ‰, концентрацией Ш  $1,5 \cdot 10^{18} \text{ г}^{-1}$  и высокой радиоактивностью -  $594 \text{ Бк}$  установлена в скв. 21, расположенной в непосредственной близости от разлома.

На Новогригорьевском месторождении описанная закономерность наблюдается в блоке, ограниченном системой нарушений широтного направления.

На основании приведенного выше можно сделать следующие выводы.

1. На свойства и физико-химические параметры нефтей и газов влияет разрывная тектоника нефтегазоносных провинций: нефти месторождений, примыкающих к разрывам или тяготеющих к ним, характеризуются увеличением плотности, повышенным содержанием смол, асфальтенов и серы, ароматических УВ и структурных фрагментов изостроения, а также концентрацией Ш и природной радиоактивностью.

2. В общем вертикальном разрезе осадочного чехла и отдельных месторождений по мере увеличения глубины залегания уменьшается плотность нефти, в групповом составе увеличивается количество парафиновых УВ, уменьшается разброс значений изотопного состава углерода, снижаются парамагнетизм и радиоактивность. На глубинах, превышающих 4500 м, нефти становятся более однообразными по составу и свойствам.

3. Характер изменения свойств нефтей и газов указывает на преобладающую роль вертикальной миграции по разрывам в процессе формирования месторождений.

#### Причерноморско-Крымская нефтегазоносная провинция

Залежи УВ в этой нефтегазоносной провинции известны в виде нефтяных, нефтегазоконденсатных и газовых скоплений (табл. 4-5). Преобладают газовые залежи и газообразные УВ.

Известные залежи УВ в основном распределяются следующим образом: скопления нефти - в отложениях среднего миоцена (Семеновское месторождение), среднего олигоцена (Мошкаревско-Куйбышевское), нижнего мела (Октябрьское); газоконденсатные залежи - в отложениях олигоцена - майкоп (Кюносивашское, Фонтановское), палеоцена (Глебовское), нижнего мела (Западнооктябрьское, Татьяновское); газовые залежи - в отложениях среднего миоцена (Приазовское), олигоцена (Джанкойское), палеоцена (Карловское, Задорнянское, Черноморское, Кировское, Оленевское), нижнего мела (Мошкаревское).

Залежи УВ можно отнести к двум группам: пластовым и литологически ограниченными. Пластовые залежи, в свою очередь, делятся на сводовые и экранированные. Сводовые залежи часто разбиты дизъюнктивными нарушениями [21, 877], что приводит в некоторых случаях к образованию самостоятельных блоков (Приозерный). Пластовые сводовые залежи встречаются почти на всех месторождениях. Глубина залегания залежей изменяется в зависимости от их местоположения в регионе и особенностей строения структур. Размеры залежей также различны [6, 207].

К группе экранированных относятся тектонически и литологически экранированные залежи (Оленевское, Карловское, Западнооктябрьское, Октябрьское, Татьяновское, Кюносивашское, Семеновское, Мошкаревско-Куйбышевское, Приазовское месторождения) [6, 1227].

В свою очередь, продуктивные толщи представлены различными породами - от глин, аргиллитов, алевролитов, алевролитов, песчаников, мергелей, известняков до туфогенных кластических пород (Западнооктябрьское месторождение) с содержанием органического вещества (ОВ) 0,1-1,5 %. Пластовая температура продуктивных толщ 32-183 °С. Плотность вмещающих УВ пород изменяется и составляет 2,2-2,9  $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$ , открытая пористость 0,23-20 % [6, 20, 877].

В Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции выделяются силурийско-каменноугольный, пермско-триасовый, юрский, нижнемеловой, верхнемелово-эоценовый, майкопский и неогеновый нефтегазоносные комплексы [6, 207].

Нефти Причерноморско-Крымской провинции по физико-химическим свойствам весьма разнообразны [1227].

Состав нефтей формируется под влиянием многочисленных природных факторов. Взаимодействие их, интенсивность и особенности проявления каждого зависят от первоначального состава нефтей и от конкретных условий (тип и качество коллекторов, геотемпературная, гидро-, геохимическая обстановки и т.д.) их нахождения в залежах и на пути миграции [47, 1027].

Рассмотрим изменения физико-химических свойств УВ различного типа, учитывая характер залежи и геологическое строение НПЦ.

Плотность нефтей изменяется от 0,74 до  $0,948 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$  [1227]. Обнаруживается прямая зависимость между увеличением содержания смол и увеличением плотности нефтей. Ранее подобная особенность была отмечена для карпатских нефтей [32, 797]. Плотность нефтей, отобранных в скважинах из различных точек залежей Октябрьской площади, утяжеляется от сводовой части к крыльям и периклиналям структуры (соответственно 0,792; 0,802;  $0,807 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ), а также вблизи разломов ( $0,8162 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ).

Подобная закономерность отмечается и для нефтей Семеновской, Мошкаревской залежей и Владиславовской площади. Например, в Мошкаревской залежи плотность нефти, отобранной в сводовой части, 0,819, на крыльях - 0,837, периклинали -  $0,830 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ . Соответственно нефть Семеновской залежи характеризуется плотностью 0,903; 0,914; 0,908, а Владиславовской - 0,818; 0,8012 и  $0,8315 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ . Вследствие того, что на Владиславовской площади проявляется грязевой вулканизм, в районе тектонических нарушений нефть, отобранная из скважин, имеет плотность всего 0,77-0,7997  $\text{г}\cdot\text{см}^{-3}$ .

Температура начала кипения нефтей изменяется от 45 до 187 °С [1227]. Как правило, у нефтей с меньшей плотностью температура начала кипения ниже.

Кинематическая вязкость нефтей изменяется от 1 до  $53 \text{ м}^2/\text{с}$  [1227], увеличиваясь от сводовой части структур к крыльям и периклиналям. Например, для нефтей, отобранных из скважин в своде Октябрьской залежи, кинематическая вязкость равна 1,56-1,66, а на крыле и периклинали - соответственно 2,01-2,73 и  $2,75 \text{ м}^2/\text{с}$ . Вблизи разрывов на периклинали нефти имеют кинематическую вязкость 1,36  $\text{м}^2/\text{с}$ . Кинематическая вязкость нефтей Владиславовской площади, отобранных из скважин в сводовой части, равна 3,7, а на крыльях и перикли-

Т а б л и ц а 4. Химический состав природных газов Причерноморско-Крымской

Месторождение	Тип газов	Глубина, м	Плотность, г/см <sup>3</sup>	СН <sub>4</sub>	С <sub>2</sub> Н <sub>6</sub>
Газовые	Свободные	103-3506	0,5584-0,693	53,6-99,2	0,2-10,1
	Водорасторенные	370-3472	0,57-0,727	93,2-99,7	0,1-10,8
Газоконденсатные	Свободные	400-4458	0,5568-0,845	65,7-99,7	0,1-13,1
	Водорасторенные	1001-4483	0,561-0,743	62,3-98,2	0,5-12,1
Нефтяные	Свободные	175-3704	0,57-0,892	62,1-97,5	0,1-10,3
	Водорасторенные	2173-3204	0,582-0,684	74,1-96,1	1,9-2,3
	Попутные	215-2787	0,617-0,7418	52,1-89,5	0,2-16,8

Т а б л и ц а 5. Групповой состав нефтей Крыма

Месторождение	Глубина, м	Возраст	Содержание в обезбензиновой нефти, %				
			нормальных парафинов	изопарафинов	нафтеновых УВ	ароматических УВ	смолистых веществ
Белокаменское	400	N <sub>2</sub>	55,33	31,64	3,21	3,66	6,16
Мысовое	500	N <sub>7</sub>	45,90	9,32	16,08	15,90	12,80
Мошкарёвское	300	P <sub>3</sub>	55,08	28,47	4,58	2,86	8,51
Черноморское	1075-1090	P <sub>3</sub>	51,35	35,60	3,20	3,88	6,03
Фонтановское	3223-3233	P <sub>2</sub> <sup>3</sup>	36,75	44,58	4,84	9,62	4,21
Голицина	2752-2782	P <sub>7</sub> <sup>1</sup>	51,09	27,71	2,75	12,89	5,56
Октябрьское	1562-1627	K <sub>7</sub>	37,74	48,98	3,39	3,38	6,51
	2680-2728	K <sub>7</sub>	40,15	52,40	2,65	1,40	3,36
	2894-2918	K <sub>7</sub>	55,16	36,76	1,39	3,07	3,62

налях - соответственно 5,7 и 8,1 м<sup>2</sup>/с. Кинематическая вязкость нефтей из скважин в зонах тектонических нарушений этой же площади 1,4-4,5 м<sup>2</sup>/с. Отметим, что для нефтей, взятых из пластовой литологически ограниченной залежи (Куйбышевское месторождение), кинематическая вязкость уменьшается от сводовой части к периклинали от 4,1 до 1,2 м<sup>2</sup>/с. Это свидетельствует о том, что ловушка заполнялась не со стороны периклинали, а со сводовой части структуры по разрывам. Все нефти к тому же характеризуются весьма низким содержанием серы - 0,03-0,35 % [122]. Общее содержание серы в нефтях Октябрьской площади составляет 0,03-0,05, Семеновской - 0,15-0,16 %. В нефтях Владиславовской площади содержится 0,03-0,32 % серы. Количество серы уменьшается в нефтях, отобранных из скважин вблизи тектонических нарушений. В нефтях Куйбышевского месторождения оно составляет 0,08-0,18, Мошкарёвского - 0,05-0,13 %. Не обнаружено какой-либо видимой зависимости между содержанием серы в нефтях и их физико-химическими свойствами. Количество сернистых соединений незначительно. Так, на Степановском месторождении на глубине 242-264 м расчетное содержание сернистых соединений в нефтях составляет всего 1,26-1,44 % [122].

Молекулярная масса нефтей изменяется от 204,6 до 392,2, хотя известно, что чаще ее значение соответствует 220-300. Коэффициент преломления нефтей равен 1,4495-1,477, причем при увеличении глубины отбора пробы он снижается. Например, для Горностаевской площади при переходе от глубины 3339 до 3554 м показатель преломления уменьшается с 1,477 до 1,471. В Серебрянской залежи для нефтей, отобранных на глубинах 1754 и 1846 м, коэффициент преломления соответственно снижается с 1,451 до 1,4495, что, несомненно, свиде-

нефтегазоносной провинции, %

С <sub>3</sub> Н <sub>8</sub>	С <sub>4</sub> Н <sub>10</sub>	С <sub>5</sub> Н <sub>12</sub>	СО <sub>2</sub>	Н <sub>2</sub>	Н <sub>2</sub> S	He	Ar
0,1-4,2	0,01-2,8	0,05-0,5	0,1-3,2	0,2-37,7	0,01-0,05	-	Следы - 0,8
0,1-5,6	0,05-1,5	0,1-0,4	0,1-1,1	-	-	0,01-0,2	Следы - 0,4
0,1-8,1	0,2-5,7	0,1-1,8	0,1-7,1	0,002-0,02	-	0,01-0,2	0,3-1,27
0,1-4,9	0,5-2,2	0,1-0,8	0,2-4,4	-	-	0,01-2,2	-
0,1-10,4	0,05-6,4	0,15-3,0	0,2-6,1	0,5-4,3	-	0,01-0,6	-
0,7-1,4	0,2-0,3	0,1-0,3	0,2-1,3	0,002-0,3	-	0,01-0,6	0,01-3,1
0,2-14,6	0,1-6,4	0,15-0,8	0,8-13,1	-	-	-	-

тельствует об изменении их группового состава. Известно, что наибольшей реакцией обладают ароматические УВ, а наименьшей - метановые [47]. Нафтеновые УВ занимают промежуточное положение.

По групповому составу нефти Причерноморско-Крымской НПП относятся к метаново-нафтеновым [122]. Изменение группового состава в зависимости от геологического строения региона характеризует структурный или метановый индекс [102] и показатель превращенности нефтей K<sub>p</sub> [57]. Исследовалась в основном фракция нефти НК-200. Напомним, что физико-химические свойства нефтей и их фракций являются функцией химического состава и структуры отдельных компонентов, а также внутреннего строения, обусловленного силами межмолекулярного взаимодействия [90, 126].

Обратим внимание, что выход фракции нефти НК-200 находится в прямой зависимости от температуры кипения, с повышением которой снижается от 12 до 15 %. В частности, для нефтей Октябрьского месторождения он составляет 35,7-48,1 % при температуре начала кипения 60-81 °С. Нефти Семеновской площади (караганский горизонт) характеризуются выходом бензиновой фракции (НК-200), равным 2-12 % при температуре кипения 102-208 °С, а нефти, отобранные там же из чокракского горизонта, - 1,5-3,0 % при температуре начала кипения 185-200 °С. Для нефтей Мошкарёвско-Куйбышевской площади выход НК-200 составляет 10-22 % при температуре кипения 68-108 °С. У нефтей с более высокой температурой кипения (204-233 °С) фракция НК-200, естественно, отсутствует (нефть месторождения Мысовое). Подчеркнем, что выход фракции НК-200 находится в обратной зависимости от содержания в нефтях смолистых веществ. Например, для нефтей Мошкарёвско-Куйбышевской площади (верхнекерлеутский горизонт) при содержании 4 % смолистых веществ выход фракции НК-200 составляет 22, а при 10,5 - 10 %.

Содержание смолистых компонентов в нефти с глубиной отбора увеличивается. Так, для Октябрьского месторождения нефти, отобранные на периклинали структуры с глубины 2670-2787 м, содержат 8 % смолистых компонентов, с глубины 3131-3204 м - 9 %. Смолистые нефти Семеновской площади с глубины 201-220 и 243-264 м содержат 7-8 и 8,2-12,5 %, а с глубины 271-276 и 289-290 м - 9 и 10 %. Молекулярная масса смолистых компонентов изменяется от 407 до 843 и находится в обратной связи с возрастом нефтей, увеличивается от нижнего мела до неогена. При этом чем ближе к тектоническим разрывам, тем меньше молекулярная масса смолистых компонентов. Смолистые компоненты нефтей Причерноморско-Крымской НПП обладают относительно постоянным элементарным составом: атомарное соотношение Н/С для спирто-бензольных смол равно 1,38-1,43, а для бензольных - 1,29-1,41, что в некоторой степени свидетельствует о наличии смолистых компонентов в нефти в виде устойчивой гетерогенной дисперсной системы [90, 126].

Приведенные данные показывают, что УВ фракции НК-200, их состав и количество существенно реагируют на различные изменения, поэтому используют-



зя для определения геохимических факторов, определяющих их выход [57, 126].

Исследования показали, что структурный индекс для фракции НК-200 изменяется в рассматриваемой провинции от 19,3 до 88,87 и зависит от места отбора пробы. На Октябрьской площади для нефти, отобранной в своде структуры, он составляет 38,2-42,5, на крыльях - 45,25-53,85, на периклинали в зоне тектонического нарушения - 19,3-20,9, т.е. для нефтей, отобранных в сводовой и крыльевых частях залежи, фракция НК-200 характеризуется нефтенowymi УВ с незначительным количеством ароматических соединений, а на периклинали в ней содержится смесь парафиновых и нефтенowych УВ. Коэффициент превращенности для фракции НК-200 нефти, взятой в зоне тектонического нарушения, составляет 1,54.

Групповой состав фракции НК-200 нефтей Семеновской площади в сводовой части имеет структурный индекс, равный 78,29, на крыле - 83,02, а на периклинали вблизи тектонического нарушения - 78,27.  $K_p$  этих нефтей, по данным фракции НК-200, составляет 0,82. Для сравнения отметим, что фракция НК-200 нефтей, взятых на крыльях и периклинали складки, имеет метановые коэффициенты соответственно 83,6 и 88,87, что указывает на увеличение в них ароматических УВ.

Для нефтей Власславовской площади бензиновая фракция характеризуется в сводовой части структурным индексом 55,34, на периклинали в зоне разлома он равен нулю и на крыльях - 12,68. Это указывает на значительную дифференциацию состава бензиновой фракции от чисто парафиновых до нефтенowych с увеличением количества ароматических УВ ( $K_p = 3,39$ ).

Основываясь на свойствах нефтей и особенно низкокипящих (фракция НК-200), представляющих собой одну из простых систем УВ, можно достаточно обоснованно считать, что главенствующим процессом, способным существенно менять соотношение между близкими по структуре и физико-химическим свойствам УВ в залежи и на путях миграции, является их фазовая дифференциация, сущность которой состоит в одно- или многократном распределении УВ газовой и жидкой фаз. Об этом свидетельствует и недонасыщенность нефтей газами в пластах [124]. Для нефтей Октябрьского месторождения, например, давление насыщения пластовой жидкости возрастает незначительно с повышением температуры. Так, с ростом температуры с 18 до 98 °С, т.е. на 80°, давление насыщения увеличивается всего лишь на 0,42, тогда как для месторождений Предкарпатья - 0,6-0,8 МПа/°С [124].

Различия в физико-химических свойствах нефтей на сводах, периклиналях и крыльях месторождений и особенно в зонах тектонических нарушений (вблизи которых уменьшаются молекулярная масса, плотность, кинематическая вязкость, коэффициент преломления, содержание серы и обнаруживается метанизация нефтей) подчеркивают важнейшую роль в этом структурного фактора, в том числе разломной тектоники.

Многочисленными исследованиями в нефтегазоносных провинциях страны установлена корреляция гидродинамических и гидрогеохимических условий с разломной тектоникой. С ней генетически связаны участки с аномальными обстановками: гидродинамическими, геотермическими, гидрогеохимическими, газогидрогеохимическими. Аномальные обстановки возникают главным образом вследствие вертикальной "сквозьзональной" миграции подземных вод и их разгрузки в вышележащие водоносные горизонты или на поверхность. Региональная вертикальная зональность обеспечивает формирование локальных аномалий в залегающих выше пластах-рецепторах. Гидродинамические аномалии сопровождаются, как правило, гидрогеохимическими (по минерализации, составу вод, растворенному газу) и геотермическими, возникающими вследствие более масштабного конвективного теплопереноса [58 и др.].

Разломная тектоника оказывает на гидрогеологические условия как прямое, так и опосредствованное влияние. Образование крупных разломов и тектонических разрывов низших порядков, по мнению сейсмологов, сопровождалось сейсмическими толчками. Основные особенности глубинных разломов - значительная протяженность, глубина и амплитуда, длительность развития, периодичность подвижек и их оживление в неоген-антропогенное время - играют и играют большую роль в динамике подземных флюидов. Зоны разломов являются не только каналами вертикальных перетоков и разгрузки подземных вод или экранами на путях такого перемещения, в чем заключается их гидродинамическое значение, - они в то же время представляют собой большие по объемам "реакторы", где протекают различные гидрогеохимические и физико-химические процессы, ведущие к изменению химического состава водорастворенных веществ и физико-химического состояния флюидов.

Формирование крупных разломов, по представлениям М.В.Гвоздского, А.Сугимур и других исследователей, связано с длительным объединением многочисленных мелких нарушений сплошности пород в напряженной области, размеры которой весьма велики. По данным Х.Бениоффа, длина такой области может достигать 1000 и более, а ширина - десятков километров. Зияющие трещины в тектоносфере, по В.В.Белюсову, могут образовываться до глубины 40 км и более.

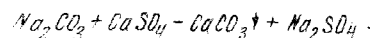
Возникновение в этом пространстве, заполняемом флюидами, градиентов давления, температуры, изменения рН и  $\epsilon$  среды ведет к изменениям химического состава флюидов, их дифференциации на газовую, жидкую и твердую фазы. Последняя, отлагаясь в свободном пространстве, изменяет проводящие свойства разломов, что, в свою очередь, ведет к изменению характера теплового, барического и геохимических полей. Возобновление подвижек вновь нарушает установившиеся гидродинамическое и геохимическое равновесия и т.д.

В зонах глубокопроникающих разломов формируются месторождения полезных ископаемых, в том числе УВ, минеральных вод. Все это позволяет утверждать, что тектонические движе-

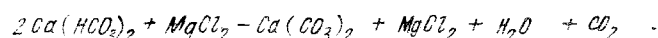
ния, разломная тектоника и связанные с ней изменения физико-механических свойств пород, гидродинамических, геотемпературных, геохимических полей оказывают определяющее влияние на гидрогеологические условия крупных регионов, каковыми являются нефтегазоносные провинции.

Вертикальные перетоки флюидов осуществляются по зонам разломов, которые связывают гидравлически водоносные горизонты в большом гипсометрическом интервале. Такую роль, очевидно, могут играть только те разломы, которые характеризуются проводимостью  $[1, 21$  и др.]. Фильтрационные способности разломов зависят от характера нарушенных разломом пород, ширины зоны дробления, амплитуды разлома, механизма его образования, времени заложения и возобновления подвижек. Наиболее благоприятные условия для движения флюидов создаются в разломах, секущих крепкие породы. Менее благоприятны разломы в пластичных водонасыщенных глинистых породах, солях, хотя и в этих случаях их частичная проводимость не исключается. Проводящие разломы на определенных этапах становятся непроводящими, а непроводящие — проводящими. Раскрытие трещин сопровождается внедрением флюидов главным образом подземных вод и газов, а также нефти. Дегазация в зоне разлома, например вод. насыщенных  $CO_2$ , приводит к нарушению карбонатного равновесия и выпадению в осадок  $CaCO_3$ , цементующего тектоническую брекчию, которая при этом может полностью потерять проводящие свойства.

В зонах разломов происходят интенсивно процессы смешивания вод различных гидрогеохимических зон, что также приводит к осаждению малорастворимых солей, закупорке проводящих каналов и пустот. Например, при смешивании вод, содержащих карбонаты натрия, с водами, в которых есть сульфаты кальция, в осадок выпадает кальцит:



Смешивание вод, в которых содержится  $Ca(HCO_3)_2$  с водами, содержащими карбонаты кальция и магния:



Дегазация нефтей и их окисление в зонах разломов также сопровождается снижением проводимости последних. К этому же ведет и снижение температуры, pH и Eh растворов, сопровождающееся аутигенным минералообразованием. "Залеченные" кварцем или кальцитом трещины — обычное в зонах разломов явление.

Например, при проведении исследований в складчатых Карпатах в обнажении олигоценовых отложений Скибовой зоны по р. Теремля у с. Синевирская Поляна нами отобраны образцы аргиллитов с крупными прожилками, заполняющими трещины, ориентированные перпендикулярно к сланцеватости пород. Установлено нарастание на стенках трещин крупнокристаллического кальцита с размером кристаллов 1–2 см. Вблизи зальбанда кальцит представляет собой сплошную массу темно-серого цвета с примесью глинистого материала. По мере удаления от зальбанда прозрачность кальцита, размеры отдельных кристаллов и их сростков увеличиваются, головки отдельных кристаллов в центральной части прожилков воднопрозрачны. В головках кристаллов обнаружены вторичные газовой-жидкие включения в основном правильной формы размерами 0,009–0,045 мм со степенью наполнения 90–95%. Гомогенизирующиеся в жидкую фазу при температуре 140 °C. Масс-спектрометрический анализ валового состава газа включений дал следующие результаты (в %):  $CH_4$  — 82,24;  $C_2H_6$  — 0,20;  $C_3H_8$  — 0,18;  $CO_2$  — 16,81;  $H_2$  — 0,57. Эти данные дают представление о температуре и характере растворов, циркулировавших по трещинам и "залечивших" их.

Установлена главенствующая роль вертикальной миграции нефти и газа при формировании и переформировании их залежей. Следы миграции УВ по зонам разломов устанавливаются в виде газовой-жидких включений в минералах, заполняющих трещины, некогда бывшие проводниками флюидов.

В подошвенных частях залежей газа и нефти обнаружены слои маломинерализованных конденсационных или солиционных вод, очень резко отличающихся по минерализации и составу растворенных веществ от гидрогеохимического фона и вод земной поверхности. Большое количество таких вод образуется конденсацией из паро-газовой (водно-углеводородной) смеси при ее вертикальной миграции со сравнительно высокими скоростями из высокотемпературных зон к участкам с пониженными температурами. Эти процессы, связанные с разломной тектоникой, влияют на гидрогеохимические условия нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений [52, 57].

Таким образом, роль разломов как проводников флюидов или экранов на путях их движения изменяется во времени и пространстве. Разломы, проводящие флюиды вплоть до зоны инфильтрационного водообмена, служат очагами разгрузки подземных вод. В зонах их распространения формируются пьезоминимумы, тогда как разломы, проникаемые в нижней части и затухающие кверху ("залеченные" или перекрытые флюидоупором), накапливают флюиды, находящиеся под давлением, намного превосходящим гидростатическое. Вскрытие скважинами таких зон сопровождается выбросами, часто аварийными, интенсивным фонтанированием, которое, однако, довольно быстро прекращается. В некоторых случаях зоны разломов служат не только путями разгрузки флюидов глубокозалегающих горизонтов, но и путями проникновения вод верхних горизонтов на большие глубины в зависимости от соотношения величин пластовой энергии глубоких и вышезалегающих горизонтов.

Проиллюстрируем эти положения примерами гидрогеологических условий нефтегазоносных провинций Украинской ССР.

Современная гидрогеохимическая зональность ДДВ сформировалась в процессе длительного развития водонапорного бассейна, характеризующегося наличием девонских и нижнепермских соленосных толщ, влияние которых сказывалось как на химическом составе и минерализации подземных вод, так и на условиях водообмена. Формирование современной гидрогеохимической зональности завершилось только в миоценовое время, когда вследствие неотектонических движений в мел-палеогеновых отложениях образовалась инфильтрационная природная водонапорная система [59].

Вследствие многократных инфильтрационных водообменов сформировалась мощная зона пресных вод, с глубиной сменяющихся солоноватыми, солеными водами и рассолами. Пресные и солоноватые воды принадлежат к гидрокарбонатно-натриевому или сульфатно-натриевому типам, солоноватые и соленые — к хлоридно-гидрокарбонатным натриевым или хлоридным натриевым с отношениями  $rNa/rCl$  — 1,0–1,5,  $Cl/Br$  от 500 до 1000, и растворенными газами азотного состава. В более глубоко залегающих горизонтах встречаются соленые воды и рассолы хлоркальциевого типа с  $rNa/rCl$  0,87–1,0 и водорастворенными газами также азотного состава.

Под мощными глинисто-галогенными отложениями нижней перми в зоне квазизастойного режима залегают надежно изолированные от гипергенного воздействия крепкие и весьма крепкие хлоридные натриевые и натриево-кальциевые рассолы с минерализацией до 360 г/л. Эти рассолы неоднородны. Среди них встречаются хлоркальциевые с отношением  $rNa/rCl$  0,87–0,75 и  $Cl/Br$  300–1000, насыщенные азотными, углеводородно-азотными, азотно-углеводородными и углеводородными газами, крепкие хлоридные натриево-кальциевые рассолы с  $rNa/rCl$  0,75–0,60 и  $Cl/Br$  150–300, с азотными и углеводородно-азотными и углеводородными газами, хлоркальциевые рассолы с минерализацией 150 г/л и меньше, с  $rNa/rCl$  0,85–0,70 и 1000–5000, с водорастворенными газами углеводородного, углеводородно-углекислого состава, крепкие хлоридные натриево-кальциевые рассолы с  $rNa/rCl$  0,6 и менее, отношением  $Cl/Br$  5000 и больше.

Среди хлоркальциевых рассолов можно выделить метаморфизованные седимен-

тогенные рассолы, не подвергавшиеся разбавлению инфильтрационными водами, с обычным для таких рассолов отношением  $Cl/Br$  от 150 до 500, насыщенные азотно-углеводородными и углеводородными газами; крепкие рассолы древнего выщелачивания с ничтожно малым содержанием брома ( $Cl/Br$  до 25000), однако с  $rNa/rCl$  0,7–0,6 и менее, т.е. с высоким уровнем накопления хлоридов кальция, с растворенными газами углекисло-углеводородного или углеводородно-углекислого состава; современные рассолы выщелачивания – хлоридные натриевые с азотными газами, хлоридные натриево-кальциевые рассолы с пониженной минерализацией и содержанием  $Br$  и повышенным содержанием  $HCO_3^-$ , отношением  $rNa/rCl$  0,70–0,85 и газами углеводородного и углекисло-углеводородного состава. Рассолы этих типов занимают в разрезе и на территории ДДВ определенное место: слабые азотные приурочены к юрскому и верхнепермско-триасовому комплексам северо-западной и центральной частей впадины, седиментогенные – к гидрогеологически наиболее закрытым участкам центральной и юго-восточной частей, древнеинфильтрационные – главным образом к каменноугольным и девонским отложениям северо-западной части впадины, современные рассолы выщелачивания – к открытым соляным куполам, седиментогенные пониженной минерализации с повышенным содержанием  $HCO_3^-$  – к глубокозалегающим горизонтам нижнего и среднего карбона центральной и юго-восточной частей впадины.

Гидрогеохимическая зональность ДДВ, таким образом, достаточно сложна, так как контролируется и глубиной погружения водоносных комплексов, и их возрастом, распространением соленосных толщ и палеогидрогеологической ситуацией – большей раскрытостью на протяжении всей истории развития северо-западных районов грабена и бортовых частей впадины. Например, минерализация подземных вод на глубине 2500 м изменяется от 50 до 325 г/л, отношение  $rNa/rCl$  от 0,54 до 0,95.

В общих чертах минерализация подземных вод и степень метаморфизации во всех водоносных комплексах увеличивается с северо-запада на юго-восток вдоль оси грабена и от бортов к центральной части, т.е. в сторону погружения. Характерной особенностью гидрогеохимической зональности является наименьшая глубина залегания рассолов хлоркальциевого типа, изменяющаяся от 1000–1200 на северо-западе и в северной прибортовой части до 500–700 м и менее в южной прибортовой зоне (Руденковско-Пролетарский район), северной и северо-западной окраинах Донбасса (Сливаковская-Краснопоповская площади), где высокоминерализованные хлоркальциевые воды разгружаются в аллювиальные отложения и выходят на поверхность [39].

Гидрогеохимическая зональность ДДВ частично отражает гидродинамическую, тесно связанную с особенностями геологического строения, в частности с солонкупольной и разломной тектоникой.

Инфильтрационная природная водонапорная система (ИПВНС) с широким распространением главным образом пресных и солоноватых вод, в палеозойских отложениях развита только в бортовых частях впадины и районах, примыкающих к Донбассу. Ее мощность изменяется от 500–700 до 1000–1200 м, толщина зоны распространения пресных вод – от 300–400 до 700–800 м [39].

Под нижнепермскими соленосными отложениями в грабене распространена элизионная природная водонапорная система (ЭПВНС) с квазистойным режимом и главным образом вертикальными перетоками подземных вод по зонам разломов в периоды тектонической (неотектонической) активности. ЭПВНС в ДДВ относится к старым, пластовые давления в которой снизились до региональных фоновых значений, соответствующих гидростатическим. ЭПВНС палеозойских отложений характеризуются длинной и сложной историей развития. На протяжении палеозойских элизионных этапов, особенно в юго-восточной части региона, формировались мощные ЭПВНС с регионально распространенными сверхгидростатическими пластовыми давлениями (СПД), однако в процессе формирования совре-

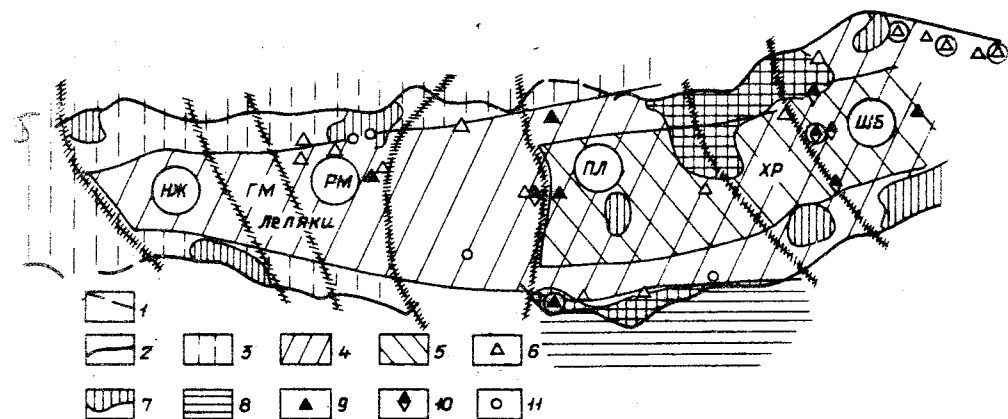


Рис. 15. Природные водонапорные системы, гидродинамические и гидрогеохимические аномалии ДДВ. Тектонические нарушения: 1 – поперечные, 2 – продольные, 3 – участки с наибольшими амплитудами тектонических нарушений (по данным Б.И.Смирнова и И.В.Кутябо); природные водонапорные системы: 4 – инфильтрационная, 5 – элизионная, 6 – термогидродинамическая, 7 – зоны разгрузки подземных вод палеозойских отложений; аномалии: 8 – конденсационные воды, 9 – хлоркальциевые рассолы из нижележащих горизонтов, 10 – то же с СПД, 11 – повышенное содержание гелия в газах. Поднятия: Чн – Черниговское, Гм – Гмырянское, Лт – Лутенское, Хр – Харьковское; депрессии: Нж – Нежинская, Рм – Роменская, Пл – Полтавская, Шб – Шебелинская

менных гидродинамических условий на инфильтрационных этапах развития водонапорного бассейна произошло снижение СПД до уровня гидростатического фона, и эксфильтрация рассолов на большей части территории практически прекратилась. Только в центральной и юго-восточной частях (Полтавская и Шебелинская впадины) на больших глубинах фиксируются СПД в каменноугольных отложениях, генетически связанные с подтоком флюидов из нижележащих толщ, где распространены термогидродинамические природные водонапорные системы (ТПВНС). В последних напоробразующими факторами является высокотемпературная дегидратация пород [51].

Гидродинамические и гидрогеохимические особенности палеозойских водоносных комплексов ДДВ тесно связаны с разломной тектоникой, определяющей азональные явления, – различные гидродинамические аномалии, сопровождающиеся геотермическими, газогидрогеохимическими, гидрогеохимическими. Аномалии проявляются в районах, характеризующихся развитием большеамплитудных разломов в фундаменте и осадочном чехле. Их формирование обусловлено вертикальными перетоками флюидов по зонам дробления, играющим роль каналов, обеспечивающих гидравлическую связь между водоносными комплексами.

Над открытыми соляными штоками в палеозойских отложениях часто встречаются маломинерализованные воды, свойственные выщелачиваемым толщам. Этому способствует отсутствие водоупоров или их тектоническая нарушенность, как, например, на Роменском, Великозагоровском, Кишиневском и других штоках [39], где в среднекаменноугольных образованиях залегают слабоминерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды, аналогичные водам юрских отложений.

Гидрогеохимические аномалии, связанные с восходящим движением хлоркальциевых рассолов, установлены на многих площадях в юго-восточной части впадины. Они приурочены к естественным дренам – долинам рек Днепр, Северский Донец и их притокам. Весьма примечательно, что эти зоны разгрузки пространственно совпадают с участками, характеризующимися наибольшими амплитудами разломов (рис. 15).

С разломами, теряющими проводимость вверх по разрезу, связаны гидрогеохимические аномалии в сводовых частях Новогригорьевского, Зачепиловского,

Рыбальцевского, Погаршинского, Североголубовского и других месторождений. По данным А.В.Терещенко, на Новогригорьевской площади на фоне хлоркальциевых рассолов средней минерализации (155–200 г/л) и метаморфизации ( $r_{Na}/r_{Cl}$  0,72–0,77) встречены рассолы с минерализацией 260–317 г/л, отношением  $r_{Na}/r_{Cl}$  0,58–0,63, с более высоким содержанием йода, брома, аммония. Такие воды получены из верхнедевонских отложений Зачепиловской площади.

Многие гидрогеохимические аномалии в юго-восточной части ДДВ ассоциируются с СГЩ [51]. Глубоким бурением здесь на глубине 4000–5410 м в отложениях среднего и нижнего карбона на Солоховской, Опшанской, Балаклеяско-Савинцевской, Новомечевловской, Североволвенковской, Спиваковской и других площадях установлены водоносные горизонты с СГЩ, превышающими условные гидростатические в 1,4–1,9 раза. Так, на Североволвенковской площади в скв. 21 при испытании интервала 5939–5410 м ( $C_4^4$ ) пластовое давление составило 94,5 МПа. Все площадки с проявлениями СГЩ характеризуются разрывными нарушениями, расположенными в зонах поперечных глубинных разломов, секущих чехол и фундамент впадины, и приурочены к участкам значительного погружения последнего, где мощность осадочной толщи превышает 9–11 км. Резервуары с СГЩ представлены терригенными породами: плотными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Флюидоупором является мощная толща сильно уплотненных терригенных пород, трещины в которых "залечены" минеральными новообразованиями. Сами резервуары, вмещающие высоконапорные флюиды, ограничены, по-видимому, зонами развития вторичной трещиноватости в породах, находящихся на стадиях среднего и позднего мезокатагенеза и апокатагенеза. Как обычно, в таких случаях дебиты притоков изменяются от менее 1 до 500–700 м<sup>3</sup>/сут. Гидродинамические аномалии ассоциируются с геотермическими (до 180 °С), на 20–30 °С превышающими фоновые температуры, причем чем интенсивнее аномалии, т.е. чем больше отношение  $P_{пл}/P_{ут}$ , тем выше  $T = T_{ан} - T_{ф}$ . Коэффициент сверхгидростатичности  $K_{ст} = P_{пл}/P_{ут}$  от глубины проявления СГЩ не зависит.

Особый интерес представляют собой флюиды, полученные при опробовании зон СГЩ. Это высокогазонасыщенные рассолы хлоркальциевого типа (хлоридные натриево-кальциевые), среди которых обособляются две разновидности: 1) с минерализацией 250–360 г/л, которая с глубиной практически не изменяется; 2) менее минерализованные (70–170 г/л) рассолы, минерализация которых с глубиной заметно снижается. Интересно, что рассолы обеих разновидностей встречены и выше кровли резервуаров с СГЩ. Это означает, что на первом этапе осуществлялась их свободная разгрузка в вышележащие горизонты, а впоследствии пути разгрузки были "залечены", и в зоне разлома образовался очаг с СГЩ. Кроме минерализации эти рассолы ничем друг от друга не отличаются. Для них характерно чрезвычайно низкое содержание брома (менее 10 мг/л) и йода (2 мг/л). По сравнению с рассолами той же минерализации верхнекаменноугольных отложений они обогащены бором (в два-три раза), литием (в 20–40 раз), рубидием (в четыре-пять раз), цезием (в 40–50 раз). В составе водорастворенного и спонтанного газов отмечено повышенное содержание CO<sub>2</sub> – от 5 до 69 (причем с глубиной содержание CO<sub>2</sub> увеличивается) и гелия – 0,12–0,46 %. Иногда в газах содержится водород (до 21 %).

Проявления СГЩ с большим  $K_{ст}$ , аномально высоких пластовых температур и рассолов своеобразного химического состава, обогащенных редкими щелочными элементами, содержащих состав водорастворенных газов большое количество CO<sub>2</sub>, He, а иногда и H<sub>2</sub>, свидетельствуют о разгрузке в зонах разломов флюидов, залегающих на очень больших глубинах в условиях высоких температур и давлений. Обогащение флюидов хлористым натрием, по-видимому, связано с наличием девонских солей, а воздействие хлоридных рассолов на вмещающие галогенно-осадочные породы при высоких температурах привело к обогащению рассолов литием,

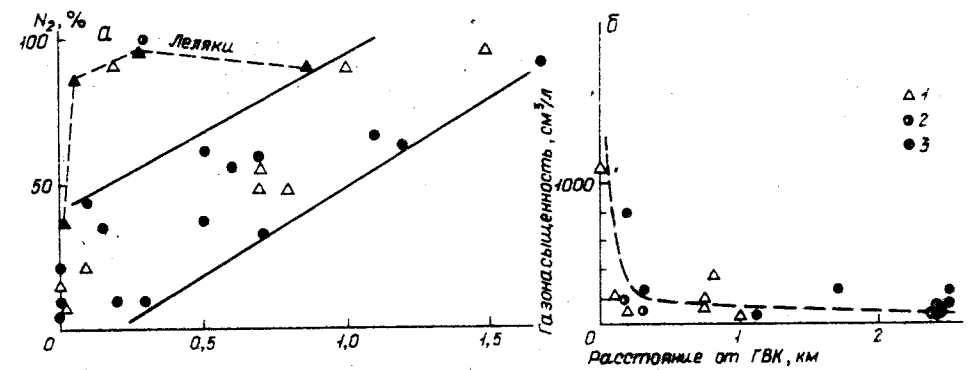


Рис. 16. Изменение состава водорастворенного газа (а) и газонасыщенности подземных вод (б) в палеозойских отложениях ДДВ. Отложения: 1 – нижнепермские, 2 – среднекаменноугольные, 3 – нижнекаменноугольные

рубидием, цезием. Углекислый газ и метан этих водопровялений характеризуются повышенным содержанием тяжелого углерода ( $\delta^{13}C_{CO_2} = -3,5$ ;  $\delta^{13}C_{CH_4} = -21,6$  ‰) [55], что соответствует изотопно-равновесному состоянию при температуре около 400 °С.

Таким образом, в ДДВ установлены очаги разгрузки флюидов, залегающих в глубинных зонах осадочной толщи, связанные с глубинными разломами. Природа флюидов в этих зонах выяснена еще не до конца, однако обогащенность их CO<sub>2</sub>, бором, редкими щелочными элементами свидетельствует об участии в их формировании процессов термометаморфизма пород в условиях начального метакатагенеза [48, 50]. В то же время повышенное содержание в газе He указывает на разгрузку флюидов более глубоких зон, поскольку гелиенасыщенность свободных и водорастворенных газов намного выше генерирующей способности радиоактивных элементов вмещающих пород [67]. Установлено, что зоны повышенной гелиенасыщенности водорастворенных газов в ДДВ концентрируются вблизи тектонических нарушений, секущих фундамент и осадочную толщу, и что именно тектонические разломы в фундаменте и нарушения в осадочной толще послужили путями вертикальной миграции гелия в осадочную толщу [87].

О природе самой воды в зонах СГЩ можно высказать два предположения: это или древнеинфильтрогенные (предкаменноугольные) рассолы выщелачивания, накопившие впоследствии кальций за счет, например, альбитизации плагиоклазов, или, как полагает В.А.Терещенко [119], метаморфогенные (возрожденные) воды зоны апокатагенеза. Изотопный состав водорода и кислорода этих рассолов ( $\delta^2H = -27 - -33$ ,  $\delta^{18}O = 2,03 - 2,8$  ‰) не противоречит этим предположениям, учитывая возможный кислородный сдвиг при высокой температуре.

Таким образом, в зонах глубинных разломов наблюдается разгрузка полигенных флюидов, которые, смешиваясь и преобразуясь в зонах дробления, разгружаются в зону инфильтрационного водообмена или накапливаются в недрах под надежными крышками.

С разломами в осадочном чехле связана и повышенная насыщенность рассолов углеводородными газами – метаном и тяжелыми его гомологами. Многочисленными исследованиями показано, что вблизи некоторых тектонических нарушений в несколько раз увеличивается газонасыщенность рассолов, а состав газа из существенно азотного сменяется углеводородным [132]. Т.К.Гальченко, Л.П.Шваем и другими исследователями установлено, что газонасыщенность подземных вод ДДВ по мере удаления от залежей к периферии быстро снижается, а в составе газа возрастает доля азота (рис. 16,а), тогда как под залежью газонасыщенность вод остается высокой, а газ – существенно углеводо-

Т а б л и ц а 6. Химический состав подземных конденсационных вод каменноугольных отложений ДДВ, мг/л

Месторождение	Номер скважины	Глубина, м	Na <sup>+</sup> K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
Абазовское	1	4322-4340	1241	387	32	2100	80
Тимофеевское	2	4155-4164	1130	83	57	1672	296
Волоховское	12	4295-4360	4930	1470	64	9361	141
Талалаевское	31	3684-3757	2946	621	134	5850	222
Артыховское	53	4225-4252	1338	200	122	2650	10
Ромашевское	1	3215-3227	6883	1303	243	12408	720
Астаховское*	5	1114-1123	6652	28	13	8481	240
Северо-Белянское*	2	-	4457	1162	316	9396	496

Месторождение	Номер скважины	Глубина, м	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	I <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	Общая минерализация, г/л
Абазовское	1	4322-4340	793	Не опр.	Не опр.	4,6
Тимофеевское	2	4155-4164	268	"	"	3,6
Волоховское	12	4295-4360	1583	0,85	3,19	17,5
Талалаевское	31	3684-3757	Слепы	Не опр.	Не опр.	9,8
Артыховское	53	4225-4252	305	4,2	37,3	4,6
Ромашевское	1	3215-3227	Слепы	Не опр.	Не опр.	21,6
Астаховское*	5	1114-1123	2660	3,6	225,7	18,1
Северо-Белянское*	2	-	110	Не обн.	63,1	15,9

\* Данные В.Т.Левченко (1981 г.).

родным. Это свидетельствует о роли разломов как путей миграции углеводородных газов и высокогазонасыщенных подземных вод.

Одним из наиболее убедительных доказательств вертикальной миграции углеводородных газов, концентрирующихся в виде залежей под крышками в соответствующих геолого-структурных условиях, являются конденсационные воды, образующие своеобразные оторочки под газоконденсатными и газовыми залежами [32]. В ДДВ такие воды (пресные или солоноватые), а также (и чаще) продукты их смешивания с пластовыми рассолами обнаружены на Шебелинском, Западно-Сосновском, Волоховском, Краснопоповском, Вергунском, Артыховском и других месторождениях (табл. 6). Пресные и солоноватые конденсационные воды образуются при подземной конденсации из паро-газовой смеси при снижении ее температуры. Благоприятными условиями для формирования конденсационных вод являются: насыщение газа водой при высокой температуре, вертикальная миграция газа по зонам разломов, формирование залежи под крышкой, где по мере снижения температуры паро-газовой смеси до фоновой избыточная влага конденсируется и скапливается под залежью [32].

Существенное значение разломной тектоники и связанных с ней процессов на гидрогеологическую обстановку проявляется и в других нефтегазоносных провинциях: Припятской и Причерноморско-Крымской, хотя имеет там специфические черты, обусловленные возрастом осадочного чехла и характером разломной тектоники.

Расчет свидетельствует, что при достаточно быстром перемещении газа с глубины, например, 8 км на глубину 3 км в условиях ДДВ из каждого нормального кубического метра газа выделится 195 г практически пресной воды.

Характерной особенностью конденсационных вод помимо чрезвычайно низкой минерализации является их обогащенность HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, иногда SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, SiO<sub>2</sub>, летучими органическими веществами.

Предкарпатскую нефтегазоносную провинцию характеризуют наливное строение и развитие поперечных разрывных нарушений. Здесь выделяются две структурно-тектонические зоны, в гидрогеологическом отношении представляющие собой водонапорные суббассейны

Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба, разделенных мощным водоупорным барьером "нижних" моласс.

Чрезвычайно сложное тектоническое строение Внутренней зоны прогиба обусловило особенности гидрогеологической обстановки, прежде всего отсутствие четкой вертикальной гидрогеохимической зональности, зависимости между минерализацией и химическим составом подземных вод, их газонасыщенностью и составом растворенного газа, с одной стороны, и глубиной залегания - с другой. Отчетливая зональность проявляется по площади Бориславско-Покутского антиклинария. В хорошо изученных отложениях менилитовой свиты олигоцена наибольшая минерализация вод (300 г/л и выше) наблюдается на границе с Самборско-Рожнятовским синклиналием в районе площадей Старуня - Гвизд и по линии Иваники - Борислав - Урож. Между этими районами, в Тянявской депрессии и на ее склонах, распространены менее минерализованные (до 40-50 г/л) хлоридные натриевые воды, известные также на площадях юго-восточной части района: Спас, Луква, Бухтовец и др.

В разрезе миоцена залегают хлоркальциевые рассолы (150-200 г/л), иногда с повышенной сульфатностью. Еще более минерализованы (до 450 мг/л) воды брекчированных глин вортышенской свиты - с небольшим содержанием иода и брома, невысокой метаморфизацией и повышенным содержанием SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Здесь же встречаются и менее минерализованные (до 300 г/л) обогащенные иодом и бромом рассолы.

Во Внешней зоне прогиба, как и во Внутренней, преобладают хлоркальциевые рассолы с минерализацией до 280 г/л, отношением  $r_{Na/Cl}$  0,65-0,99. В неогеновых, главным образом сарматских, отложениях распространены минерализованные воды (до 30 г/л) хлоридно-гидрокарбонатного натриевого типа. Наиболее минерализованные воды палеозойских и юрских отложений в зоне сочленения Внутренней и Внешней зон. К северо-востоку минерализация вод снижается, минимальные ее значения отмечаются к северо-восточному краю прогиба, граничащему с платформой.

Гидрогеологическая роль тектонических нарушений в Предкарпатской нефтегазоносной провинции проявляется в формировании гидрогеохимических и гидродинамических аномалий. Иногда проявляется проводящая роль наливов, обычно рассматривающихся как гидродинамические экраны. Так, повышенная минерализация подземных вод в водоносных комплексах Внешней зоны прогиба приурочена к Стебникскому наливу, по которому Внутренняя зона накинута на Внешнюю. С зонами продольных разломов во Внешней зоне прогиба связаны различные гидрогеохимические аномалии, например пониженная сульфатность подземных вод. В районе Судововишнянского разлома сульфатность подземных вод составляет 60-90 при фоновых значениях 500-1600 мг/л; в зоне Калушского разлома - 175-475 при фоновых значениях 3-4 г/л. Эти аномалии образовались вследствие восстановления сульфатов при миграции в зоне разломов УВ, насыщающих ловушки, расположенные к северо-востоку (села Северные Медынич, Грыновка и др.) [139].

Гидродинамические аномалии, связанные с разломами, широко развиты и во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. Здесь сложноплощадчатые флишевые отложения разбиты тектоническими нарушениями на блоки, представляющие собой изолированные друг от друга гидродинамические системы, в которых возможны только вертикальные перетоки подземных вод. Здесь обычны СПЩ с К<sub>ст</sub> от 1,5 до 2,1 [76]. Они зафиксированы во внешних складках Бориславско-Покутского антиклинария (Старуня, Гвизд, Битков, Росильна, Космач и др.). В менилитовой свите Росильнянского газоконденсатного месторождения пластовое давление превышает условное гидростатическое в 1,59, в эоценовых - в 1,5, в палеоценовых - в 1,26 раза. В палеоцен-эоценовых отложениях Космачского газоконденсатного месторождения P<sub>пл</sub>/P<sub>уг</sub> равно 1,47, на площади Луги на глубине 6200 м - 1,6. СПЩ зарегистрированы как в продуктивных, так и водоносных пла-

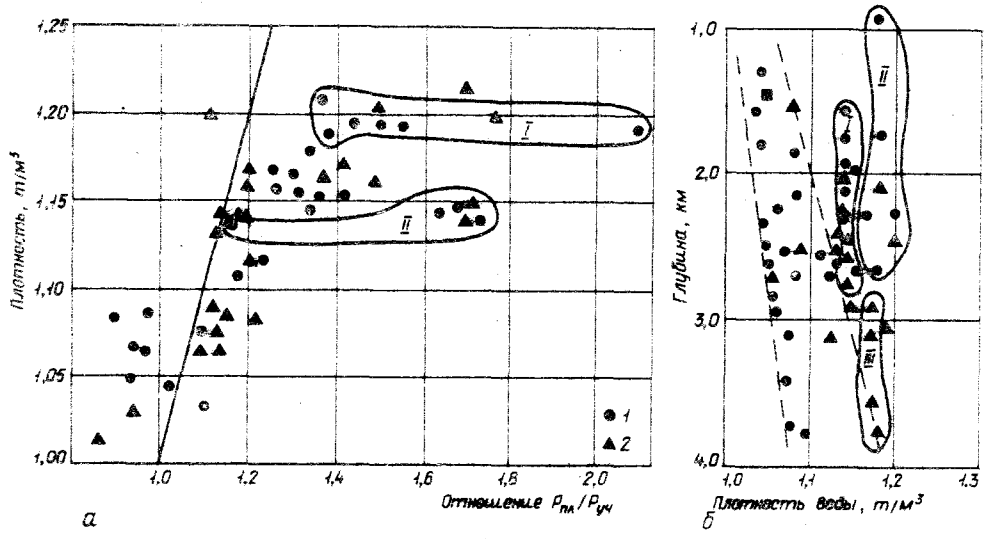


Рис. 17. Изменение плотности подземных вод в зависимости от  $P_{пл}/P_{ут}$  (а) глубины (б) во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба  
I - палеоцен-эоценовые отложения; 2 - олигоценные отложения; I - Старуна, II - Урож, III - Битков

стах, причем в последних они максимальны [76]. Нами установлено, что на некоторых площадях  $K_{ст}$  снижается с глубиной. В то же время минерализация вод во всем интервале СГЩ практически постоянна (рис. 17). Это свидетельствует о формировании СГЩ в результате вертикальных перетоков подземных вод из глубоких частей разреза и гидравлической связи верхних и нижних водоносных горизонтов по разломам.

Показана прямая связь между интенсивностью внутренней разгрузки хлоридных натриево-кальциевых рассолов и нефтеносностью палеогеновых отложений Внутренней зоны прогиба. Наиболее интенсивная разгрузка была приурочена к участку Долина - Тянява, менее интенсивная - к району Биткова и участку Борислав - Оров - Улично, еще менее интенсивная - к участку Спас - Струтынь. В соответствии с этим запасы нефти на указанных участках относятся как 5:3:1 соответственно [50].

Вертикальная миграция подземных вод во Внутренней зоне в периоды активизации тектонических движений осуществлялась повсеместно, однако СГЩ сохранились только в хорошо изолированных блоках на больших глубинах или под надежными глинисто-соленосными крышками миоцена. Перетоки вод реализовались при раскрытии трещин в зонах тектонических разломов. В благоприятных условиях подземные воды разгружались на поверхности. В частности, такое явление наблюдалось нами в 1976 г. в г. Долина при пятибальном землетрясении, когда на поверхность просочились подземные воды, по составу и минерализации аналогичные водам из менилитовых отложений, залегающих на глубине около 2500 м (табл. 7) [56].

В Предкарпатской нефтегазоносной провинции также известны проявления маломинерализованных конденсационных и солиционных вод [52]. В палеогеновых отложениях Росильнянского и Космачского газоконденсатных месторождений наряду с водами хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 200 г/л установлены небольшие притоки вод хлоридного натриево-кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного натриевого составов с минерализацией 3,5-4,5 г/л, повышенным содержанием  $SO_4^{2-}$ ,  $Fe_2O_3$  (до 25 мг/л).

На Долинском, Северо-Долинском и Битковском нефтяных месторождениях в

Т а б л и ц а 7. Сравнительная характеристика подземных вод олигоценных отложений Долинского нефтяного месторождения и вод, разгружавшихся на поверхности во время землетрясения в г. Долина в 1976 г., мг/л

Место отбора пробы	Номер скважины	Глубина, м	Дата отбора пробы	$Na^+K^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$Cl^-$	$SO_4^{2-}$	$HCO_3^-$	$J^-$	$Br^-$	Общая минерализация, г/л
г. Долина, ул. Заозерная, из колушки в подвале жилого дома	25	2305-2530	29.03.1976	48900	2305	1496	82267	494	2662	50,8	162,4	137,5
Долинское нефтяное месторождение	5	2540-2600	30.08.1955	56559	3208	533	93280	256	Нет	42	214	152,8
Там же			30.09.1960	49700	283	264	76387	236	1403	48	250	128,6

Т а б л и ц а 8. Химический состав подземных конденсационных вод Прикарпатской и Причерноморско-Крымской нефтегазоносных провинций, мг/л

Месторождение	Номер скважины	Глубина залегания	Возраст	$Na^+K^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$Cl^-$	$CO_3^{2-}$	$HCO_3^-$	$J^-$	$Br^-$	Общая минерализация, г/л
Предкарпатская нефтегазоносная провинция												
Росильнянское	23	3045-3090	P	3230	888	49	6347	188	342	2,5	3,5	11,0
Долинское	309	2300	P	1647	62	33	1299	37	2440	4,2	55,9	5,6
Майнцское	2	3475-3500	M1	998	100	18	1273	218	610	Не опр.	"	2,2
Холновичское	1	500-550	M1	864	232	15	1347	28	720	"	"	3,2
Причерноморско-Крымская нефтегазоносная провинция												
Западно-Октябрьское	38	3440-3462	K1	306	43	18	440	113	122	Не опр.	"	1,04
Октябрьское	6	3162-3204	K1	2841	152	44	4184	72	972	"	"	8,3

Т а б л и ц а 9. Химический состав подземных вод глубоких горизонтов и естественных источников складчатых Карпат, мг/л

Место отбора пробы	Номер скважины	Глубина, м	Возраст	$Na^+K^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	$Cl^-$	$SO_4^{2-}$	$HCO_3^-$	$J^-$	$Br^-$	$Fe_2O_3$	Общая минерализация, г/л
с. Косов	50	1055-1077	P	15700	1343	126	24700	2630	275	17	Не опр.	10	44,7
с. Побук	1	2340-2362	P	34362	4591	1311	64800	152	232	21,2	157	60	105,5
г. Сколе	1	3987-400	K2	64651	27447	16157	195877	Нет	427	13,7	280	740	304,6
с. Луги	1	6195-6990	P2	62931	16855	1500	131202	7	24	30,4	400	Не опр.	212,5
с. Шевченково	1	6930-6990	K1	67192	22158	608	146054	235	214	29,8	453	"	236,6
с. Розтока	1	4420-4470	K2	91227	17297	1032	174673	33	98	6	1160	60	285,3
Р. Путила	"	"	"	15891	2865	443	30762	2	171	9,3	50,9	80,5	50,2
с. Голошино	"	"	"	12242	2697	375	24645	2	159	1,7	21,3	335,5	40,0

начальный период обводнения скважин из олигоценых отложений глубинными пробоборниками или отстоем водонефтяных эмульсий получены хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 3–25 г/л (табл. 8), тогда как пластовые воды геологического фона имеют хлоридный натриево-кальциевый состав и минерализацию более 170 г/л. В процессе эксплуатации эти воды сменились более минерализованными. Например, из скв. 120 Долинского месторождения получена вода хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией 5,6 г/л, содержанием  $\text{HCO}_3^-$  2440,  $\text{Cl}^-$  1330 мг/л. Спустя полтора года из этой скважины получена вода с минерализацией 44,1 г/л, содержанием  $\text{HCO}_3^-$  366,  $\text{Cl}^-$  25630 мг/л.

Маломинерализованные воды конденсационного генезиса обнаружены и во Внешней зоне прогиба. Дополнительным подтверждением их метеорогенного происхождения является изотопный состав водорода и кислорода. Так, на площадях Майнчи, Пыняны из миоценовых отложений на глубине 1000–3500 м получены хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 3,2–13,8 г/л,  $\delta^2\text{H}$  – –26 – –32 и  $\delta^{18}\text{O}$  – –2,9 – –5,5 ‰. Такие значения  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  свойственны и хлоридным натриево-кальциевым рассолам, но резко отличаются от значений, характеризующих маломинерализованные метеорогенные воды, где они менее –80 и –10 ‰ соответственно.

Тесная связь гидрогеохимических условий с тектоническим строением и историей геологического развития Предкарпатской нефтегазосной провинции проявляется и в повсеместном наличии во флишевой формации рассолов не только в Предкарпатском прогибе, но и в складчатых Карпатах, вплоть до зоны сочленения платформенного и геосинклинального оснований, скрытого под флишевыми толщами. Так, крепкие хлоридные натриево-кальциевые и натриевые рассолы вскрыты в меловых отложениях на глубине 6930–6990 м в скв. Шевченко-1; 3987–4000 м в скв. Сколе-1 и др. Хлоридные натриево-кальциевые высокоминерализованные воды и рассолы разгружаются на поверхности в естественных источниках (г. Сколе, села Черногорова, Голошино, р. Путила и др.; табл. 9). Водорастворенные газы здесь имеют углеводородный состав ( $\text{C}_\text{H}_4$  95–60 ‰).

Повышенную минерализацию подземных вод, наличие рассолов во флишевой толще, сформированной в бассейнах с нормальной соленостью, мы связываем с распространением неогеновых моласс, залегающих под флишем Скибовой, Кросненской, частично Дуклянской и Черногорской структурно-тектонических зон складчатых Карпат.

Как известно, в миоценовое время вся территория Карпат была выведена из-под уровня моря, а в ее фронтальной части, начиная с аквитана, формируются молассовые отложения мощностью до 7 км. "Одновременно... под действием горизонтальных напряжений, направленных, с одной стороны, на платформу, а с другой – под Карпаты со стороны платформы, развиваются сбросо-надвиги в складчатой области Карпат" [36, с. 51]. Современная покровно-надвиговая структура Карпат рассматривается как конечный результат тангенциальных напряжений со стороны Паннонской микроплиты и поддвига Евразийского континента под формирующийся складчатый ороген. Таким образом, под сорванный с основания и перемещенный на северо-восток флишевый комплекс были надвинуты соленосные молассы неогена, обусловившие высокую минерализацию подземных вод вышележащей флишевой толщи.

В юго-западной части складчатых Карпат крепкие рассолы отсутствуют. Следовательно, гидрогеохимические особенности Карпатской альпийской области тесно связаны с геотектоническими ее особенностями и геологической историей формирования ее структуры.

В Причерноморско-Крымской нефтегазосной провинции выделяются два водонапорных бассейна, выполненных мощными осадочными толщами: Северокрымский и Индоло-Кубанский про-

гибы. Здесь широко развиты системы разломов, к которым приурочены проявления СПЦ: в Северокрымском прогибе они отмечены в протерозое, меловых и палеогеновых отложениях, в Индоло-Кубанском – в породах верхней кря, мела, палеогена и неогена. Исследованиями О.М.Озерного [77], детально изучавшего геохимические особенности зон проявления СПЦ, установлено, что в Северокрымском прогибе в этих зонах в терригенном разрезе подземные воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу с минерализацией 10–13 г/л. В карбонатных породах зон СПЦ залегают хлоридные натриево-кальциевые воды с большей минерализацией (до 32 г/л), в то время как горизонты с гидростатическим давлением содержат подземные воды с минерализацией 6–100 г/л.

На Голицыньском поднятии, где отмечены наибольшие  $K_{\text{ст}}$ , подземные воды отличаются высокой минерализацией, повышенным содержанием йода, брома, бора.

Подземные воды в зонах СПЦ Индоло-Кубанского прогиба независимо от стратиграфической приуроченности и литологического состава пород характеризуются аномально низкой минерализацией (5–14 г/л) и хлоридно-гидрокарбонатным натриевым типом, тогда как горизонты с гидростатическим пластовым давлением содержат воды хлоридного натриево-кальциевого типа со средней минерализацией 25 г/л.

В тектонически наиболее нарушенной южной части Керченского п-ова в составе газов отмечается повышенное содержание  $\text{CO}_2$  (до 81 ‰). Повышенное по сравнению с горизонтами с гидростатическими пластовыми давлениями содержание в составе флюидов  $\text{CO}_2$  (17–81 ‰), гелия (более 0,1 ‰), водорода (до 33,8 ‰), бора (более 300 мг/л) и  $\text{HCO}_3^-$  (до 4,5 г/л) характерно для подземных вод зоны СПЦ в Причерноморско-Крымской нефтегазосной провинции.

Такими же геохимическими особенностями характеризуются и зоны СПЦ в юго-восточной, наиболее прогретой части Днепровско-Донецкой провинции. Как и в ДДБ, здесь гидродинамические аномалии в большинстве случаев сопровождаются геотермическими (102–175 °C). Установлена также гидравлическая сообщаемость разных литолого-стратиграфических комплексов, представляющих собой единую гидродинамическую систему с близкими значениями приведенных пластовых давлений (50, 39–50, 45 МПа на гл. 2180–3840 м) на Голицыньском поднятии.

В Индоло-Кубанском прогибе, где зоны с СПЦ развиты особенно широко и рассматривается как типичное (а не "аномальное") явление [77], наиболее мощные проявления СПЦ наблюдались в скважинах, расположенных в зонах разломов (площади Фонтановская, Слюсаревская, Мошкаревская и др.). Одни проявления СПЦ связаны с гидравлически сообщающимися резервуарами большой мощности, другие – с отдельными линзами и гидродинамически изолированными блоками. Причина возникновения зон СПЦ – внедрение флюидов с больших глубин, о чем свидетельствуют гидрогеохимические и газогидрогеохимические аномалии ассоциирующиеся с гидродинамическими.

Источником флюидов, внедрение которых способствует формированию СПЦ, являются глубинные высокотемпературные зоны осадочного чехла, где температура в базальных горизонтах превышает 200 °C и, возможно, судя по наличию в составе флюидов повышенного количества гелия, бора, – фундамента впадины.

Как и в Днепровско-Донецкой и Предкарпатской нефтегазосных провинциях, в Причерноморско-Крымской развиты связанные со скоплениями УВ конденсационные воды пониженной минерализации пестрого состава: хлоридно-гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного, хлоридного натриевого, подстилающие нефтегазоконденсатные залежи в неокон-аптских и альбских отложениях на Октябрьском и Западнооктябрьском месторождениях [49]. По мере удаления от залежей минерализация вод резко возрастает, снижаются отношение  $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}}$ , содержание  $\text{HCO}_3^-$ , тип воды переходит в хлоридный натриево-кальциевый, свойственный региональному фону.

Тектонические нарушения на региональном тепловом поле выделяются локальными тепловыми аномалиями. Анализ большого количества данных по геотермии нефтегазоносных районов мира показывает, что тектонические нарушения по геотермическому признаку делятся на две группы: молодые (активнопроводящие или проводившие в сравнительно недавнее геологическое время) и древние (слабо отражающиеся в тепловом поле). Первая группа разломов по всем геотермическим параметрам выделяется на региональном тепловом поле положительными тепловыми аномалиями, вторая - в большинстве случаев отрицательными. Положительные тепловые аномалии связаны с диффузионно-конвективными процессами, направленными к поверхности Земли, а отрицательные - инфильтрационными потоками поверхностных вод в глубинные горизонты по зонам дробления тектонических нарушений. В принципе, все тектонические нарушения в процессе развития вызывают возникновение на региональном тепловом поле положительных температурных аномалий, которые по мере затухания активности процессов массопереноса и их "старения" постепенно исчезают или не выделяются на региональном тепловом поле вообще либо аномалия становится отрицательной. В практике по данным геотермических исследований выделение тектонических нарушений не вызывает значительных трудностей.

В частности, установлено, что при формировании залежи УВ в результате вертикальной миграции по разлому пласт коллектор заполняется более горячим флюидом, причем температура восходящего флюида определяется величиной геотермического градиента, а процесс заполнения контролируется разностью давлений, вызванной различием плотностей УВ и воды, или другими физико-геологическими причинами.

Основной механизм формирования локальных положительных аномалий над залежами УВ - процесс фильтрационно-диффузионного теплопереноса в интервале "залежь - поверхность Земли".

Природа тепловых аномалий за счет вышеуказанного процесса детально нами описана [79, 80]. Все расчеты по данным модели выполнены Г.А.Куксовым.

Приведем конечную формулу определения величины температурной аномалии:

$$\Delta T = \frac{\Gamma V_g \rho_g c_g}{\rho_n c_n} \left[ (t + 2y^2) \operatorname{erf} \frac{y}{\sqrt{t}} + 2y \sqrt{\frac{t}{\pi}} e^{-\frac{y^2}{t}} - 2y^2 \right], \quad (1)$$

где  $y = \frac{x}{2\sqrt{a_n}}$ ,  $a_n, \rho_n, c_n, \rho_g, c_g$  - коэффициенты соответственно температуропроводности, плотности, теплоемкости породы и воды;  $\Gamma$  - геотермический градиент;  $x$  - расстояние от кровли залежи до рассматриваемого среза;  $t$  - время;  $\Delta P$  - градиент давления в интервале "подшва - кровля залежи", величина  $l$  представляет собой расстояние от кровли залежи до дневной поверхности. Согласно расчетам, по формуле (1) построены графики изменения температур над моделью залежи УВ

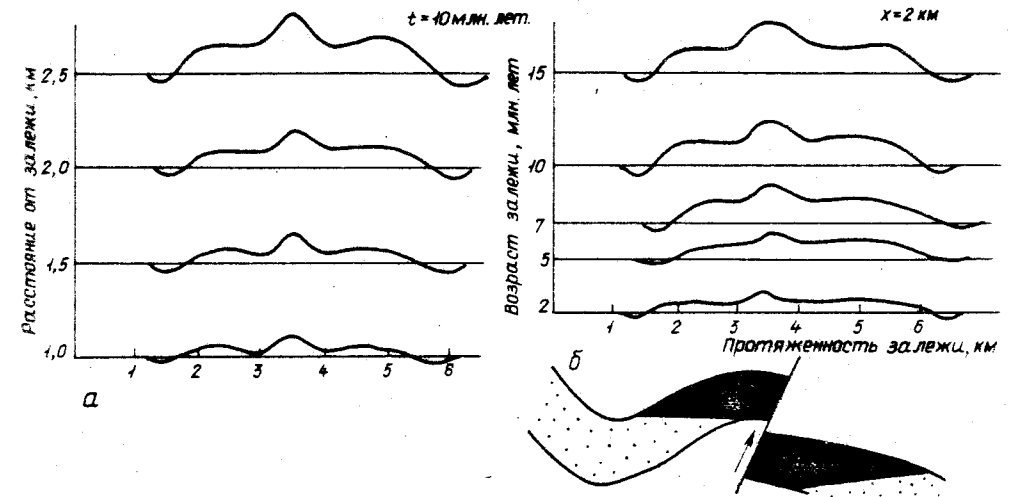


Рис. 18. Расчетные модели температурных аномалий над тектоническим нарушением в зависимости от расстояния от залежи (а) и времени ее заполнения (б)

на различных глубинных срезах (рис. 18) и для различных моментов времени. Полученный вывод о том, что по мере удаления от залежи величина температурной аномалии увеличивается, имеет большое практическое значение и теоретически подтверждает возможности вести геотермическое картирование как в приповерхностном слое, так и по поверхности Земли различными тепловыми дистанционными методами.

При рассмотрении роли тектонических нарушений в формировании теплового режима осадочного покрова значение имеет также решение задачи о распределении теплового поля вокруг разломов. Для анализа возмущений теплового поля в зоне тектонического нарушения использована задача Коши для уравнения эллиптического типа. Распределение температур в стационарном случае можно представлять как функцию, удовлетворяющую уравнению Лапласа

$$\Delta T = 0. \quad (2)$$

Принимая, что  $T$  - превышение температуры в зоне нарушения над его фоновым значением, рассмотрим два варианта аппроксимации разрывного нарушения.

1. Тектоническое нарушение, состоящее из системы трещин, представляет собой область, ограниченную двумя бесконечными плоскостями, расстояние между которыми равно  $l$ . Считаем, что температура в зоне разлома приблизительно постоянна и равна  $T_0$ , тогда можно записать граничное условие

$$T|_{x=\frac{l}{2}} = T_0. \quad (3)$$

Если центр системы координат выбран в середине области разрывного нарушения, а угол наклона равен  $\alpha$ , решение задачи (2), (3) имеет вид

$$T = T_0 \left( 2 - \frac{x}{l \sin \alpha} \right) \quad (l \leq x \leq 2l \sin \alpha). \quad (4)$$

Поток тепла  $Q$ , переносимый флюидом, можно представить, с одной стороны, как

$$Q = q_{\phi} c_{\phi} T_0, \quad (5)$$

с другой -

$$Q = 2 \lambda l \nabla T, \quad (6)$$

где  $q_{\phi}$  - поток флюида через разлом (проводимость разлома);  $c_{\phi}$  - теплоемкость флюида;  $\nabla$  - горизонтальный геотермический градиент в области разлома;



$L$  - длина разлома;  $H$  - глубина заложения;  $\lambda$  - коэффициент теплопроводности пород. Из уравнений (5) и (6) следует

$$q_{\text{ф}} = \frac{2\lambda L H \Gamma}{C_{\text{ф}} T_0} \quad (7)$$

2. Трещиновая зона (разлом) имеет вид области, ограниченной бесконечным круговым цилиндром с радиусом  $R$ . В эллиптических координатах, решая уравнение (3) с условием

$$T|_{\rho=R} = T_0 \quad (8)$$

и принимая  $\alpha = 90^\circ$ , можно записать

$$T = T_0 \left( 1 - \ln \frac{\rho}{R} \right) \quad R \leq \rho \leq R_e \quad (9)$$

$(e = 2,71828 \dots)$

Температурная аномалия в этом случае имеет форму круга с радиусом, в 2,7 раз превышающим радиус разлома. Если  $\alpha \neq 90^\circ$ , температурная аномалия будет иметь вид эллипса, малая полуось которого равна  $2,7R$ , большая  $\frac{2,7R}{\sin \alpha}$ .

Проводимость разлома в данном случае будет

$$q_{\text{ф}} = \frac{2\pi \lambda R H \Gamma}{C_{\text{ф}} T_0} \quad (10)$$

Решение описанных выше задач позволяет сделать существенные выводы, имеющие важное значение для оценки влияния тектонических нарушений на распределение тепловых параметров в осадочном чехле и формирование залежей УВ.

1. Влияние разрывных нарушений на региональный тепловой режим нефтегазоносных регионов, в сущности, не значительно по площади и не превышает величины 2,7 радиуса зоны нарушения. Увеличение этой величины возможно лишь при значительном отклонении угла наклона разлома от  $90^\circ$ .

2. В зависимости от направления потоков флюидов (нисходящие, восходящие) тепловые аномалии могут иметь как положительный, так и отрицательный знак.

3. По величине площадного влияния разрывных нарушений на тепловое поле вмещающих пород, зная параметры разлома, можно определить их проводимость, что имеет существенное значение для решения важных вопросов нефтяной геологии.

Днепро-Донецкая нефтегазоносная провинция, связанная с рифтогенным прогибом древней платформы, давно привлекала внимание исследователей в отношении температурных условий осадочного комплекса пород в целом и отдельных ее участков. В разные годы этими исследованиями занимались А.Е.Бабинец [3], Ю.С.Застежко, В.А.Терещенко, А.И.Лурье [38], В.В.Колодий и др. [54], Р.И.Кутас, В.В.Гордиенко [60], В.И.Лялько, М.М.Митник и др. [65], Н.Н.Непримеров и др. [74], В.Г.Осальчий и др. [80], И.И.Поляков и др. [91] и многие другие.

В соответствии с приведенной геотермической картой (рис. 19) температурный режим в ДДВ в общих чертах отличается резкой неоднородностью. Минимальные температуры зафиксированы в крайней северо-западной части (г. Любеч, с. Крячковка и др.) и в областях погруженного склона ВА.

В центральной и юго-восточных частях впадины температуры нарастают с севера на юг от ВА к зоне южных краевых дислокаций. Минимальные значения (20-30 °С) установлены в скважинах, расположенных на Рыбальской, Качановской, Бельской и других площадях; максимальные - в районе Зачепиловской и Голубовско-Ильичевской площадей. Амплитуда нарастания температур с севера на юг составляет 12-14 °С.

На крайнем юго-востоке впадины температурный фон повышается от ВА к

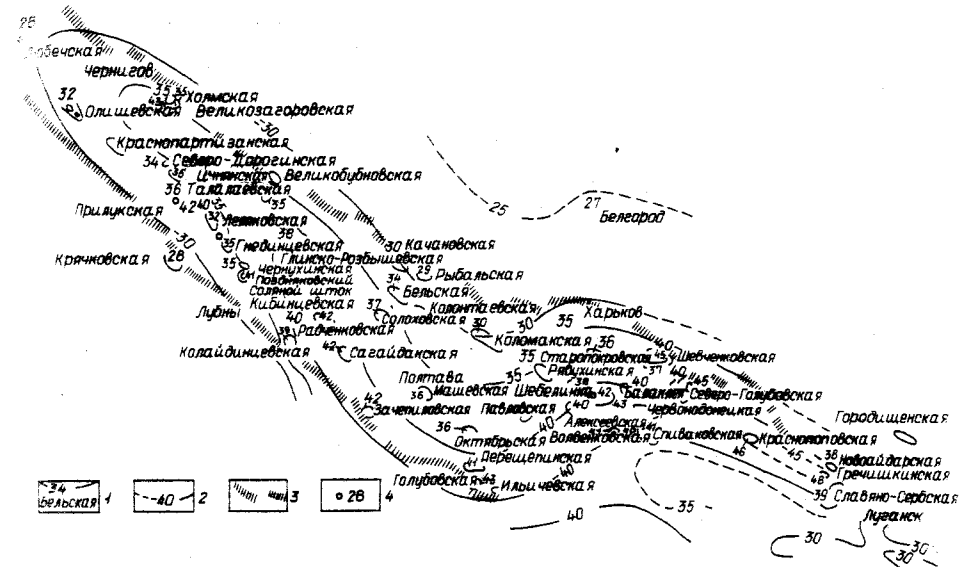


Рис. 19. Распределение региональных температур на глубине 1000 м: 1 - структуры; средняя температура, °С; 2 - изотермы; 3 - краевые разломы; 4 - температура в опорных скважинах, °С

северным окраинам Донбасса (Краснопоповское, Боровское, Вергунское и другие месторождения). В открытом Донбассе температуры уменьшаются.

Таким образом, зона наиболее высоких температур на северо-западе ДДВ относится к ее осевой части, в центральных областях она смещается к югу, к южным краевым дислокациям, на юго-востоке опять несколько отклоняется к северу и охватывает полосу структур, тяготеющих к линии Северодонецкого надвига. В последних двух районах зона повышенных фоновых температур усиливается локальными температурными аномалиями, приуроченными к структурам этой территории.

Для более глубоких уровней (1500, 2000 м) распределение фоновых температур в общем сохраняется и даже четче выражено. Зона повышенных температур фиксируется здесь на участках Зачепиловка - Голубовка - Ильичевка и Краснопоповска - Гречишкино - Новоайдар. Также резко проявляются все локальные положительные аномалии.

Описанные закономерности в общих чертах подтверждаются также данными по средним геотермическим градиентам, рассчитанным для глубины 1000-2500 м. Минимальный геотермический градиент наблюдается на крайнем северо-западе впадины (1,5-1,6 °С/100 м), на южном склоне ВА (2 °С/100 м) и в северной части склона УЩ (2,9 °С/100 м). Максимальные значения геотермического градиента отмечены на структурах зоны южных краевых дислокаций (3,6 °С/100 м) и в прибортовой полосе юго-восточной части впадины от Шевченковской площади до района г. Ворошиловград (3,5-4,0 °С/100 м).

По темпу изменения температуры с глубиной ДДВ можно условно разделить на две зоны - юго-восточную и северо-западную. В первой кривая зависимость температуры от глубины имеет выпуклую форму, т.е. геотермический градиент с глубиной несколько уменьшается. На северо-западе картина обратная. Геотермический градиент ниже глубины 2000-2500 м возрастает.

В соответствии с данными о распределении температур в изученной части разреза и темпом изменения температур с глубиной установлен характер распределения температур на поверхности докембрийского фундамента. В районе

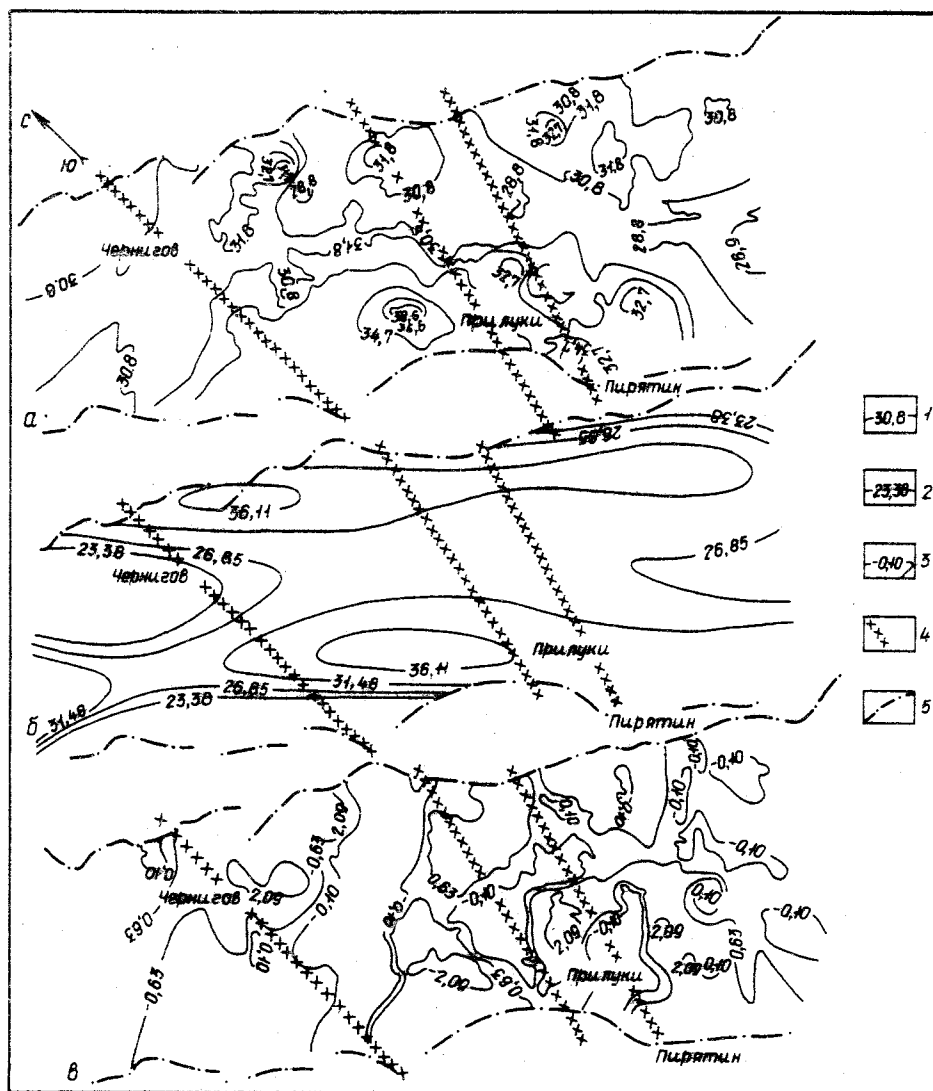


Рис. 20. Геотермическая характеристика среза - 1000 м северо-западной части ДДВ:  
 а) распределение температур, б) поверхность тренда 5-го порядка; в) - карта отклонений: 1 - изотермы, °С; 2 - изолинии тренда, °С; 3 - изолинии отклонений, °С; 4 - тектонические нарушения; 5 - краевые разломы

Черниговского выступа фундамента температуры не будут превышать 75-100 °С. Примерно такие же температуры наблюдаются и в аномальных зонах, тяготеющих к краевым нарушениям, в которых фундамент залегает на глубине 2000-2500 м. Максимальные температуры, превышающие 300 °С, должны отмечаться в наиболее погруженных зонах (более 10 тыс. м) юго-восточной части ДДВ (Шебелинская, Спиваковская и другие площади).

Распределение температур и геотермических градиентов на территории ДДВ в значительной степени определяется основными геологическими и гидрогеологическими особенностями. Некоторое увеличение фоновых значений температур с северо-запада на юго-восток связано с повышением общей тектонической напряженности в этом направлении. Это отражается и в неотектонической характеристике региона. В частности, средние значения суммарных амплитуд неотектонических колебаний для Брагинско-Черниговского выступа составляют 125, для Днепровского грабена - 132,7, а для зоны сочленения с Донбассом - 170,3 м. 80

В грабене установлены локальные неотектонические аномалии, связанные с соляными куполами, а также региональными и локальными тектоническими нарушениями.

Для характеристики регионального температурного поля северо-западной части ДДВ использованы данные замеров геотермических градиентов и температурные измерения в поисковых и разведочных скважинах, выполненные Нежинской экспедицией глубинных исследований скважин объединения Укргеофизразведка, а также опубликованные данные.

На глубине 1000 м температура изменяется от 27 до 40,5 °С. В общих чертах наблюдаемое распределение температур (рис. 20, а) показывает, что сравнительно высокие их значения (более 31 °С) приурочены к краевым частям грабена и захватывают часть присоевой зоны. В северной зоне локальные максимумы разделены участками пониженных значений (менее 31 °С). Наиболее низкая температура наблюдается в Сребненской впадине присоевой зоны. Модель распределения температур по поверхности тренда 5-го порядка ( $K_R = 0,6$ , рис. 21, б), в принципе, повторяет картину, приведенную на рис. 20, а. На карте отклонений реальных значений температуры от поверхности тренда (рис. 20, в) участки отрицательных аномалий приурочены в плане по фундаменту к зоне, простирающейся с юго-запада на северо-восток через Носовскую, Нежинскую и Великозагоровскую впадины, а также к Богдановской и Роменской впадинам. Наложение карты отклонений на карту тренда позволяет нагляднее продемонстрировать влияние локальных факторов, в том числе разрывных нарушений на формирование теплового режима исследуемой территории.

Подобная картина распределения температур наблюдается и на меньших глубинах, хотя контрастность локальных отклонений увеличивается. Обширная зона сравнительно низких значений температуры (соответственно менее 20 на глубине 500 м и 15 °С на глубине 250 м) располагается в юго-восточной части рассматриваемой территории, захватывая юго-западную прибортовую зону (Богдановская впадина, Гнединцевский, Гонцовско-Чернухинский выступы фундамента) и Сребненскую впадину присоевой зоны. Менее обширный температурный минимум приурочен к северо-восточной прибортовой зоне (Великозагоровская, часть Холмской впадины) и северо-восточному склону Брусиловско-Кошелевского выступа. Низкими значениями температуры характеризуется участок северной прибортовой зоны в районах Грибоворуднянской, Репкинской и Седневской впадин и разделяющих их выступов. Участки с пониженными значениями температуры отмечаются и на юго-востоке северной зоны (Роменская впадина). Остальная территория характеризуется повышенными значениями температуры, достигающими на глубине 500 м - 30 и на глубине 250 м - 26 °С (район сел Монастырище и Малая Девича).

Исследования температурных режимов на глубинах 2000 м, 1000, 500 и 250 м территории северо-западной части ДДВ позволили выявить приуроченность более высокотемпературных зон к краевым частям Днепровского грабена. Для осевой части характерна относительно низкая температура, что значительно уточняет представления изложенные ранее. Контрастность отдельных локальных температурных аномалий на разных срезах более или менее одинакова (12-13 °С). Так, для глубины 2000 м превышение положительных температур аномалий (выше фонового значения) составляет 5,5, отрицательных - 7 °С; для срезов на глубинах 1000 и 500 м они одинаковы: +8 и -4 °С; для 250 м - соответственно +9 и -5 °С.

Области повышенных значений среднего геотермического градиента (более 2,4 °С/100 м) тяготеют к центральной части юго-западной краевой зоны от Носовской впадины на западе до Мильковской на востоке (рис. 21, а). Максимальное его значение составляет 2,7 °С/100 м в районе Прилукской впадины. Еще несколько аномально высоких участков, приблизительно с теми же значениями градиента, установлены в северной краевой зоне (Холмская впадина, Талалев-

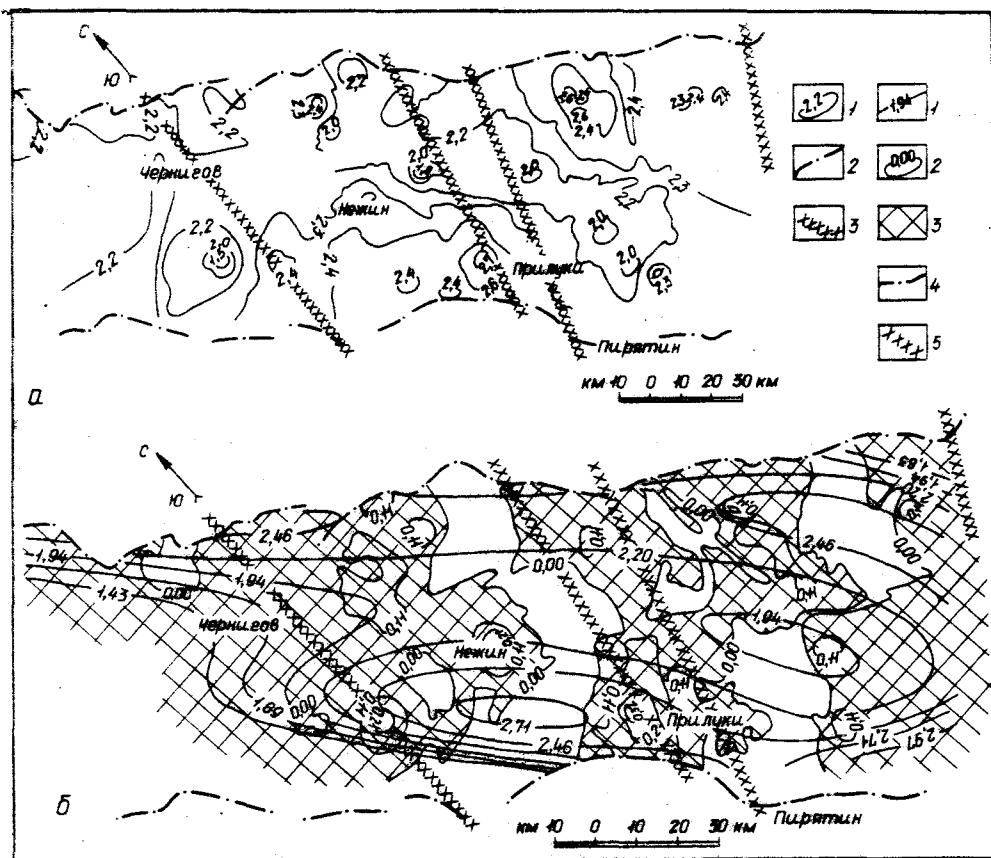


Рис. 21. Распределение геотермического градиента северо-западной части ДДВ: а) карта среднего геотермического градиента: 1 - линии равных значений,  $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; 2 - краевые разломы; 3 - поперечные тектонические нарушения; б) модель распределения среднего геотермического градиента: 1 - линии равных значений; 2 - отклонения; 3 - геотермические зоны; 4 - краевые разломы; 5 - поперечные тектонические нарушения

ский, Плушниковский, Анастасьевский выступы). Области пониженных значений среднего геотермического градиента (менее  $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) в плане по фундаменту приурочены к Даничскому и Ловиньскому выступам, северо-западной части Брусилковского выступа и полосе шириной 20–30 км, простирающейся от Великозагоровской впадины на севере до Логовижковской на юге.

Наиболее близкой к реальной модели распределения среднего геотермического градиента северо-западной части ДДВ оказалась карта поверхности тренда 5-го порядка, совмещенная с картой отклонений реальных его значений от поверхности тренда (рис. 21, б), где устанавливаются две зоны повышенных значений геотермического градиента в краевых частях грабена, разделенных полосой пониженных его значений, приуроченных к приосевой зоне. На карте отклонений реальных значений среднего геотермического градиента от поверхности тренда прослеживаются поперечные к простиранию грабена зоны отрицательных значений, разделяющие более обширные участки положительных его значений. Наиболее крупными из них являются зона, простирающаяся от Роменской впадины в юго-западном направлении до Гнединцевского выступа фундамента включительно, и близмеридиональная зона, протягивающаяся от Лосиновского выступа до Холмской и Великозагоровской впадин. Последняя наследует простирание Кировоград-Драбовского глубинного разлома.

Кроме изучения вариаций геотермических градиентов по площади проведен

анализ изменения величин геотермических градиентов отдельных стратиграфических комплексов вскрытого бурением разреза осадочной толщи.

Статистическая обработка приведенных выше значений геотермических градиентов позволила установить интервалы их изменений и модалные значения для каждого стратиграфического комплекса. Наиболее низкими значениями геотермических градиентов характеризуются отложения верхней и нижней перми, что связано с литологическим составом пород и наличием соли, а также отложения верхнего и нижнего мела, что, очевидно, обусловлено вертикальными перетоками флюидов в данных отложениях и увеличением роли конвективной составляющей теплопроводности в верхних частях осадочной толщи. Повышенные значения геотермических градиентов приурочены к отложениям верхнего и нижнего триаса, верхней и средней юры, что связано с литологическим составом пород, гидрогеологическими и тектоническими особенностями исследуемой территории. Сопоставление полученных результатов со схемой тектонического районирования показывает, что повышенные значения геотермических параметров тяготеют к продольным выступам фундамента (северо-восточная и юго-западная зоны продольных выступов), а пониженные - к продольным впадинам.

В целом распределение температур на глубоких срезах, средних геотермических градиентов тесно связано с глубинным геологическим строением исследуемого района и подтверждает существующие представления о роли тектонических, литолого-стратиграфических и гидрогеологических факторов в формировании теплового режима осадочных бассейнов. Локальные положительные и отрицательные аномалии на региональном тепловом поле обусловлены различными причинами: тектоническими нарушениями, наличием соли в разрезе, выклиниванием отдельных стратиграфических комплексов, залежами углеводородов, гидрогеологическими особенностями отдельных участков и т.п. Геотермическое картирование позволяет вполне удовлетворительно расшифровать региональную тектонику, выделить перспективные зоны аккумуляции скоплений УВ, а иногда и проследить их распространение.

Рассмотрим применение методов геотермического картирования (геотермосъемка) для расшифровки глубинного геологического строения по отдельным локальным площадям северо-западной части ДДВ по замерам температур на глубине 1,5 м. Региональный геотермический профиль общей протяженностью 37,5 км пересек Осиновскую, Василевскую, Софиевскую и Западно-Бережовскую поисково-разведочные площади. Последние характеризуются положительными локальными аномалиями: Осиновская до  $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , Василевская до  $2,0$ , Софиевская до  $1,5$ , Западно-Бережовская до  $2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Особый интерес представлял участок между Осиновской и Василевской площадями с температурной аномалией до  $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , которая интерпретировалась как отражение прогнозного локального структурного поднятия, ограниченного разрывными нарушениями. Впоследствии это предположение подтвердилось сейсмическими исследованиями, которыми установлена Бельмачевская структура. На Осиновской площади четко выделяется наиболее прогретая зона, приуроченная к ее центральной части и имеющая субширотное простирание. На протяжении ее с запада на восток выделяются три локальных температурных участка: западный, центральный и восточный. Западный характеризуется превышением температур на  $2-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ширина участка  $1,3-1,5\text{ км}$ , прослеженная длина составляет  $2,5\text{ км}$ . Центральный участок характеризуется максимальной температурной аномалией ( $\Delta T = 3,0-3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Восточный участок с превышением температур  $2,0-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  имеет ширину  $2,5$  и прослеженную длину  $2,0\text{ км}$ . Здесь зона аномальных температур расширяется к северу. По температурным данным западный и восточный участки аналогичны, и формирование их температурного режима обусловлено, очевидно, одной и той же причиной. Центральный участок как бы отделяет восточный и западный друг от друга и, судя по его незначительным размерам, не может характеризовать геотермический режим зоны в целом. Наличие значитель-

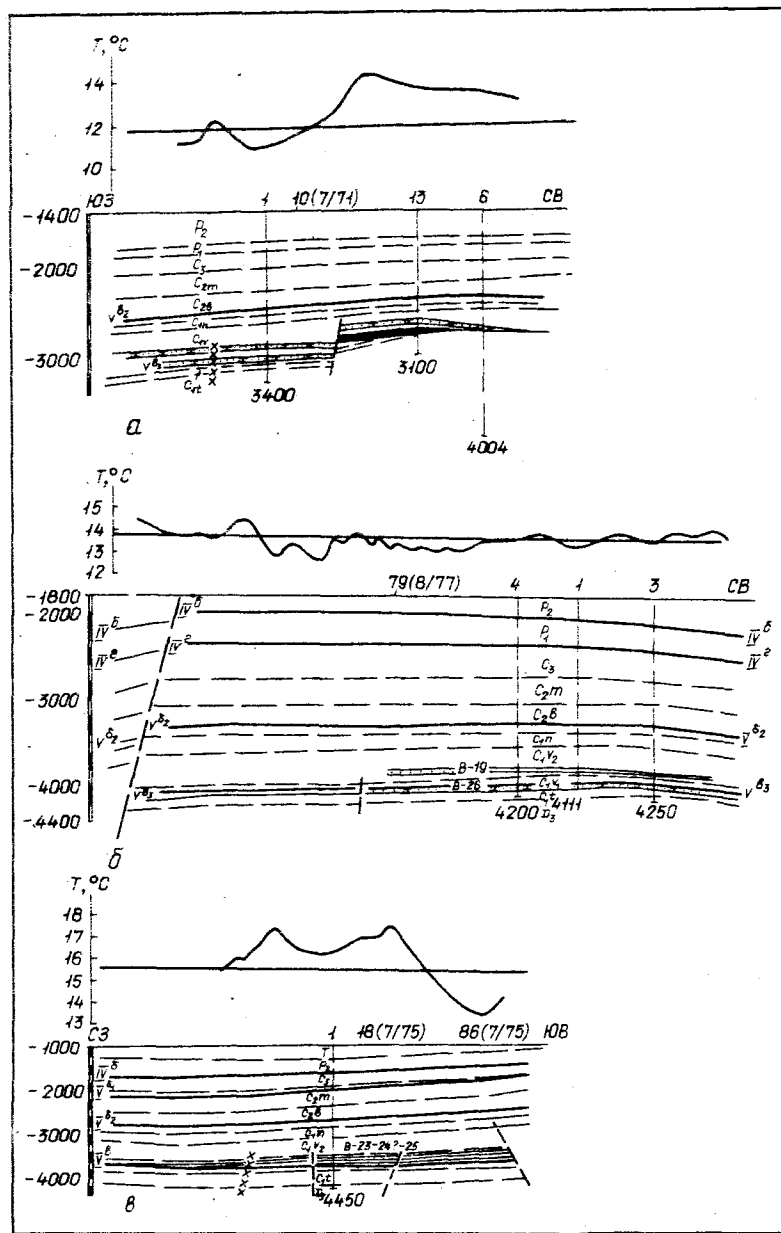


Рис. 22. Геотермосейсмические профили поисково-разведочных площадей северо-западной части ДНД: а) Осиновская; б) Софиевская; в) Остаповская

ной аномалии по характеру распределения температурного поля может быть вызвано локальной интенсификацией разгрузки глубинного тепла по зоне тектонического нарушения. Северо-западная и юго-восточная зоны характеризуются фоновыми значениями температур. В северо-западной зоне исключением является незначительная по площади ( $0,25 \text{ км}^2$ ) локальная температурная аномалия с повышением температуры до  $2,3 \text{ }^\circ\text{C}$ , связанная, очевидно, с тектоническим нарушением, разделяющим отдельные блоки исследуемой структуры.

Температурная характеристика района по сейсмологическому профилю 10 (7/71) представлена на рис. 22. Полевые геотермические исследования подтвердили наличие разрывных нарушений (выделенных по сейсмическим исследованиям), а также новые сбросы (по температурным данным).

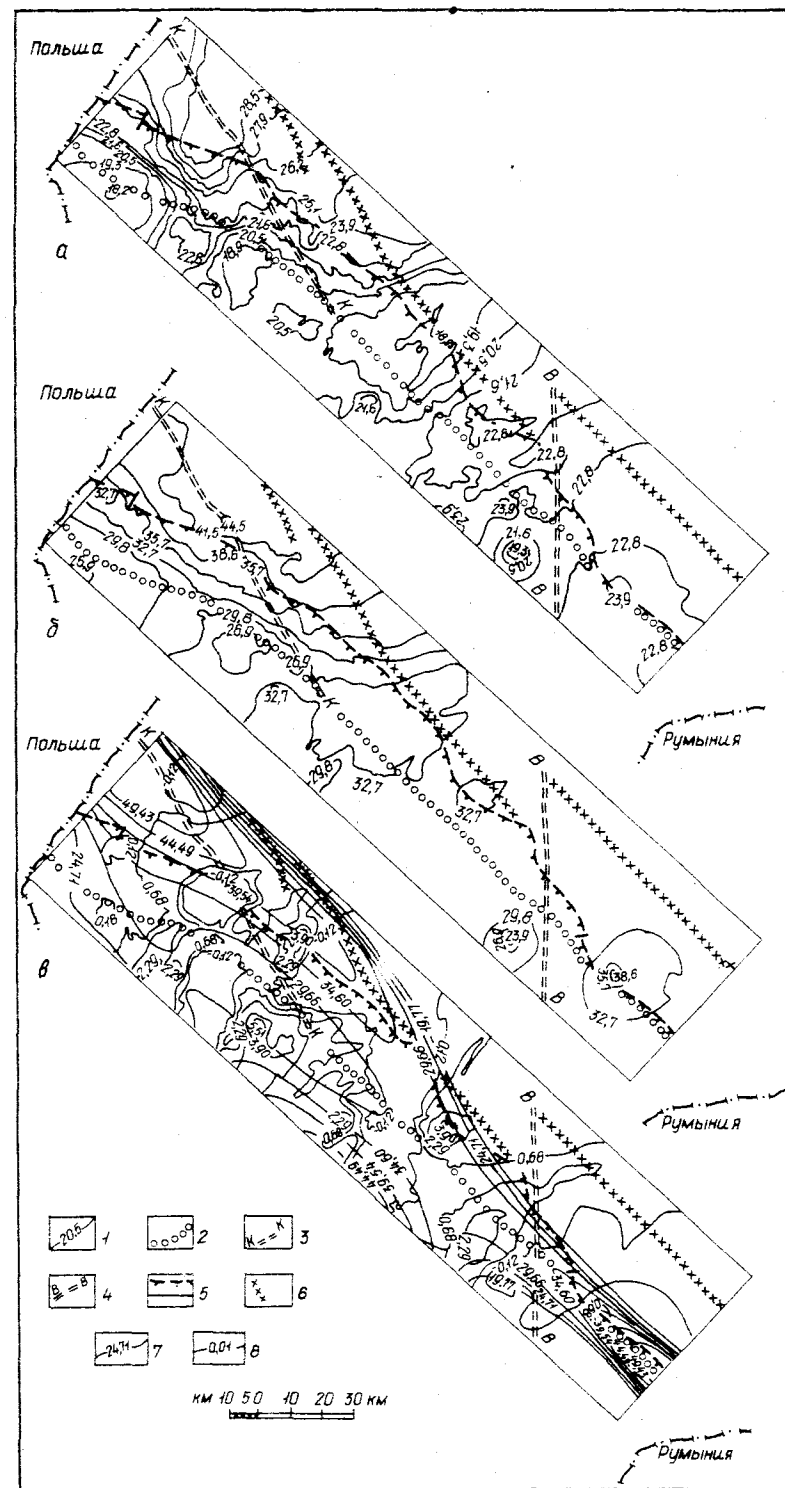


Рис. 23. Предкарпатский прогиб: а) схема распределения температур на глубине 500 м,  $^\circ\text{C}$ ; 1 - геоизотермы; 2 - Предкарпатский региональный разлом; 3 - положение Краковецкого разлома; 4 - положение Викторовского разлома; 5 - линия Свобинского надвига; 6 - северо-восточная граница Предкарпатского прогиба; 7 - поверхность тренца; 8 - отклонения; б) схема распределения температур на глубине 1000 м,  $^\circ\text{C}$ ; в) поверхность тренца с отклонениями

Положительные возмущения температурного поля на Софиевской площади четко совпадают в плане с разрывными нарушениями, а на восточной, северо-западной и западной периферийных зонах ограничиваются последними. Кроме того, положительные возмущения совпадают со структурными поднятиями, но несколько смещены в плане, а в центральной части исследуемой площади (район скв. 2, 6, 223) отражают наличие залежей углеводородов. Температурные значения возмущений над структурами значительно ниже, чем над разрывными нарушениями. Это подтверждается температурными характеристиками по результатам полевой геотермической съемки вдоль сейсмогеологических профилей.

При совмещении геотермического профиля Остаповской площади с сейсмогеологической основой (см. рис. 22) следует отметить в общем четкую корреляцию между поведением температурного режима в приповерхностном слое Земли и структурной площади: над разрывными нарушениями отмечаются резкие всплески температуры, на периферии которых существуют так называемые температурные депрессии; над поднятыми блоками продуктивных горизонтов (В-23 - В-28) значение температурной аномалии выше, чем над опущенными; с выклиниванием продуктивных горизонтов (В-23 - В-25) величина температурной аномалии уменьшается.

Геотермические исследования, проведенные на территории Предкарпатского передового прогиба в период 1950-1985 гг. [81], дали возможность получить общие представления о его тепловом режиме. Накопленный в последнее время фактический геологический материал и использование электронно-вычислительных машин для его обработки позволили детализировать картину распределения теплового поля (рис. 23, а) и выделить два различных участка: северо-западный, более прогретый с дифференцированным температурным режимом, и юго-восточный, относительно холодный со стабильным режимом. Если в северо-западном участке условная геотермическая граница между Внешней и Внутренней зонам проходит по изотерме  $20,5^{\circ}\text{C}$ , то на юго-востоке такая картина не прослеживается. На региональном срезе 500 м выделяются два района с пониженными значениями температур (до  $19,3^{\circ}\text{C}$ ). В отличие от предыдущих геотермических построений выделяемая зональность, очевидно, связана с гетерогенным строением фундамента Предкарпатского прогиба: на северо-западе прослеживаются образования молодой мобильной эпипалеозойской Западно-Европейской платформы, на юго-востоке - древней стабильной Восточно-Европейской платформы, граница которых проходит по Викторовскому разлому [33]. Именно мобильность молодой платформы обусловила дифференциацию температурного поля данной территории. Здесь на температурный режим большое влияние оказало развитие долгоживущего разнонаправленного активно действующего Краковецкого разлома. Причем в полосе распространения газовых залежей, формирование которых связано с этим разломом, температурное поле несколько увеличено. Проявившиеся на региональном тепловом поле участки минимальных значений температур, вероятно, связаны с разнородным геологическим строением, а именно увеличением мощности молассовых отложений с высокой теплопроводностью.

Аналогичная картина наблюдается на срезах 1000 и 2000 м (см. рис. 22, б). Интересно отметить, что при монотонном распределении температур юго-восточного участка по мере увеличения глубины среза выделяется зона несколько повышенных температур, что может быть вызвано большой мощностью флишевых образований Покутских Карпат, надвинутых на породы Внешней зоны, а также, возможно, залежами углеводородов в глубокопогруженных отложениях Внешней зоны прогиба. Низкий коэффициент корреляции температурной модели Предкарпатского прогиба на срезе 1000 м не позволил получить на схеме распределения 3-го порядка картину истинного распределения температур, хотя в общих чертах они увеличиваются от юго-западного окончания платформы к Складчатым Карпатам. На карте отклонений, наложенной на тренд, выделяются однозначные локальные

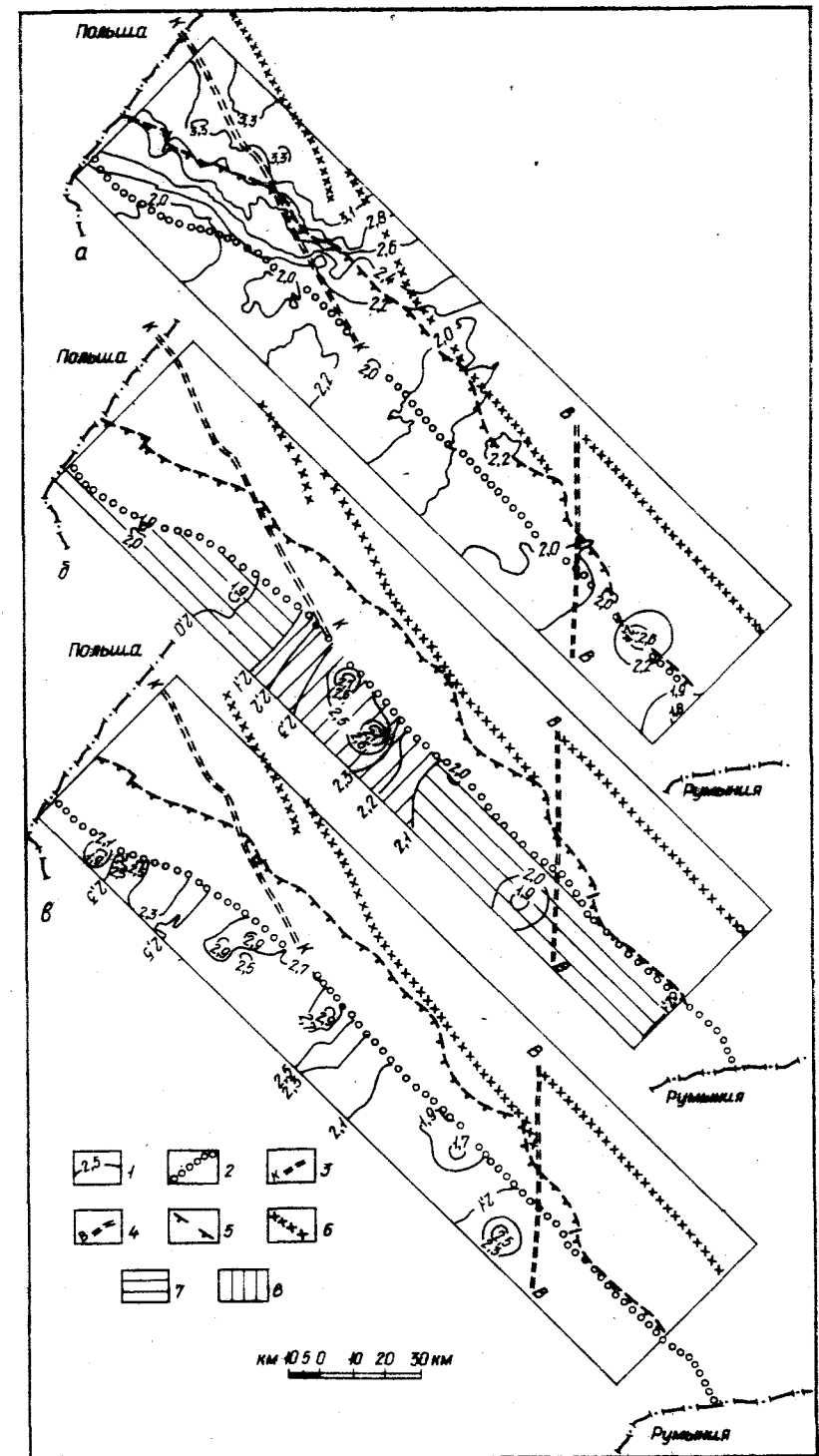


Рис. 24. Распределение значений геотермического градиента в осадочном комплексе Предкарпатского прогиба: а) схема среднего геотермического градиента; б - схема геотермического градиента в интервале "кровля - подошва продуктивного горизонта"; в - схема геотермического градиента в интервале "кровля - подошва покрывки". 1 - изолинии значений геотермического градиента,  $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; 2-6 - условные обозначения те же, что на рис. 23; 7 - зоны распределения низких значений геотермического градиента; 8 - зоны высоких значений геотермического градиента

аномалии повышенных значений ( $4,49^{\circ}\text{C}$ ). Как правило, все они приурочены к наиболее газонефтепродуктивным участкам прогиба. Более достоверная картина получена на модели 5-го порядка (см. рис. 23, в).

Распределение среднего геотермического градиента в общих чертах повторяет картину распределения температур на описанных выше срезах (рис. 24, а). Модель (тренд) 3-го порядка, учитывая значение коэффициента корреляции, достовернее. Отметим, что выделенные участки локальных положительных значений температур (на срезе 1000 м) практически подтверждаются на модели среднего геотермического градиента.

С учетом специфики нефтяной геотермии впервые проведен анализ распределения геотермических градиентов в интервалах "кровля - подошва продуктивного горизонта" (см. рис. 24, б), "кровля - подошва покрышки" (см. рис. 24, в) и "нейтральный слой - кровля продуктивного горизонта".

На схеме распределения геотермических градиентов в отложениях менилитовой свиты (см. рис. 24, б) четко выделяются три зоны, приуроченные соответственно к Бориславскому, Долинскому и Битковскому нефтегазопромышленным районам. Бориславский и Битковский районы характеризуются значениями геотермического градиента  $1,9-2,0$  и Долинский -  $2,3-2,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Более высокая прогремость центрального района, очевидно, связана с влиянием глубинного Краковецкого разлома, который продолжается в фундаменте Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и обусловил образование газоконденсатных месторождений.

Распределение геотермического градиента в полняничкой свите (покрышка) в общих чертах повторяет картину распределения геотермического градиента в отложениях менилитовой свиты: значения градиента в Бориславском районе -  $2,3-2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , Долинском -  $2,5-2,9$ , Битковском -  $1,7-2,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Большая дифференциация его связана с неравномерностью распространения этих горизонтов во Внутренней зоне прогиба. Геотермические градиенты продуктивных залежных горизонтов верхнедашавской подсвиты в общих чертах повторяют распределение средних геотермических градиентов во Внешней зоне прогиба. Ими фиксируется зона развития Краковецкого разлома, а локальные положительные аномалии - участки максимального газонакопления. Величина геотермического градиента в этих отложениях изменяется от  $2,37$  до  $3,22^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Аналогичная, но более дифференцированная картина получена по распределению геотермического градиента в интервале "нейтральный слой - кровля нижнедашавской подсвиты", что связано с влиянием гидрогеологических и литолого-фациальных условий верхних отложений осадочной толщи. Величина градиента в этом интервале изменяется от  $1,85$  до  $3,33^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Кроме указанного выше проанализировано распределение геотермического градиента в интервале "нейтральный слой - кровля продуктивного горизонта" для разновозрастных отложений Предкарпатского прогиба.

Таким образом, зоны максимального накопления УВ характеризуются повышенными значениями геотермических параметров. Это подтверждается также детальными геотермическими исследованиями Бориславского, Долинского и Битковского месторождений.

Бориславское месторождение характеризуется значениями изотерм (срез 1000 м) от  $25,34$  до  $34,28^{\circ}\text{C}$ , при этом эти значения уменьшаются к контуру нефтегазоносности. Пониженные локальные участки температур в присводовой части структуры, возможно, связаны с обводнением залежей или с литофациальным выклиниванием продуктивного горизонта.

На модели температурного режима Бориславского нефтяного месторождения сводовая часть залежи выделяется более высокими значениями поверхности тренда ( $33,5^{\circ}\text{C}$ ). К северо-востоку, северо-западу и юго-востоку от свода поверхность плавно уменьшается, что связано, очевидно, с приуроченностью нефтяных залежей к сводовой части структуры (более раздробленной). На юго-западе цент-

ральной части структуры установлен еще один участок с высокими значениями тренда, что связано с наличием разломов (С.Козак и др.). Отрицательные значения отклонений связаны с обводненными участками залежи.

Величина средних геотермических градиентов на Бориславском месторождении изменяется от  $1,51$  до  $2,19^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Характерно, что нефтенасыщенные зоны выделяются повышенными значениями градиента ( $2,19-1,93^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), а обводненные - пониженными (менее  $1,93^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ). В основном распределение средних геотермических градиентов аналогично распределению температур на срезе 1000 м.

По поверхности тренда 4-го порядка в юго-восточной части структуры выделяется участок с повышенными значениями, что можно объяснить наличием глубоководного Новосходницкого нефтяного месторождения. Судя по абсолютным значениям градиента ( $2,3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), Новосходницкое месторождение по запасам должно быть равным Бориславскому. По величине отклонений выделяются поперечные участки с отрицательными значениями, что, очевидно, связано с литолого-фациальной изменчивостью коллекторов продуктивных горизонтов.

Долинская группа месторождений на срезе 1000 м характеризуется перепадом температур от  $28,43$  до  $35,01^{\circ}\text{C}$ . Нефтеносный участок оконтуривается геоизотермой  $32,2^{\circ}$ . Таким образом, величина локальной температурной аномалии на срезе 1000 м на Долинском месторождении составляет  $2,9^{\circ}\text{C}$ . Для Северо-Долинского газонефтяного месторождения характерны несколько пониженные значения температур ( $31,52-29,3^{\circ}\text{C}$ ), что, вероятно, связано с увеличением мощности покрышки и меньшим этажом нефтегазоносности по сравнению с Долинским.

Значение средних геотермических градиентов на Долинском месторождении составляет  $2,1-2,3$ , а на Северо-Долинском -  $1,9-2,1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Наиболее высокие значения градиента наблюдаются на сводовых и более приподнятых блоках Долинской структуры. Общее понижение значений среднего градиента установлено в зоне развития Турянского разлома. Модель температурного режима на срезе 1000 м (тренд 5-го порядка,  $K_K = 0,82$ ) выделяет Долинскую и Северо-Долинскую структуры с довольно четкой границей по отметке  $29,4^{\circ}\text{C}$ . Четко зафиксировано положение Турянского разлома. Положительные отклонения на поверхности тренда Долинской структуры свидетельствуют о ее блоковом строении.

Битковская группа месторождений на схеме (рис. 25, а) температурного режима (срез 1000 м) выделяется локальными положительными аномалиями: Битковское месторождение характеризуется изменением температур от  $30$  до  $32,0^{\circ}\text{C}$ ; Пневское -  $30-31$ ; Старунское -  $31,9-33,2$ ; Гвиздецкое -  $28,5-30,0^{\circ}\text{C}$ . Аналогичная картина отмечается и на схеме распределения среднего геотермического

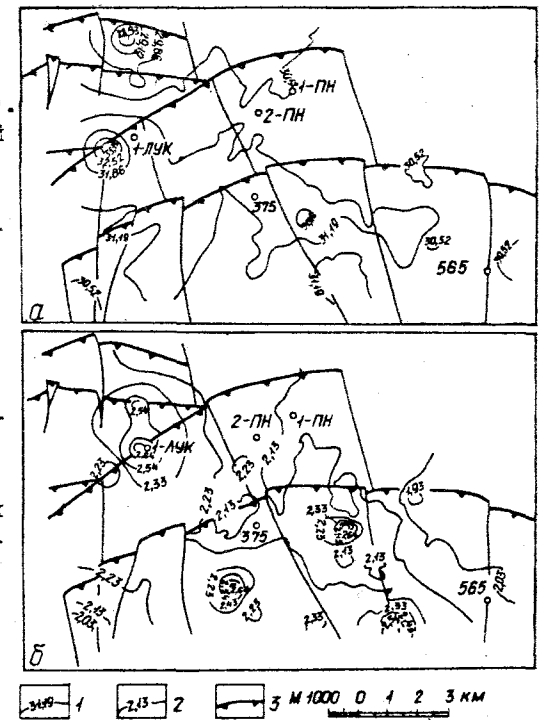


Рис. 25. Геотермическая характеристика Битковской группы месторождений: а) схема температурного режима на глубине 1000 м, б) схема распределения среднего геотермического градиента: 1 - изотермы,  $^{\circ}\text{C}$ ; 2 - линии равных значений среднего геотермического градиента,  $^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ; 3 - тектонические нарушения  $/75/$

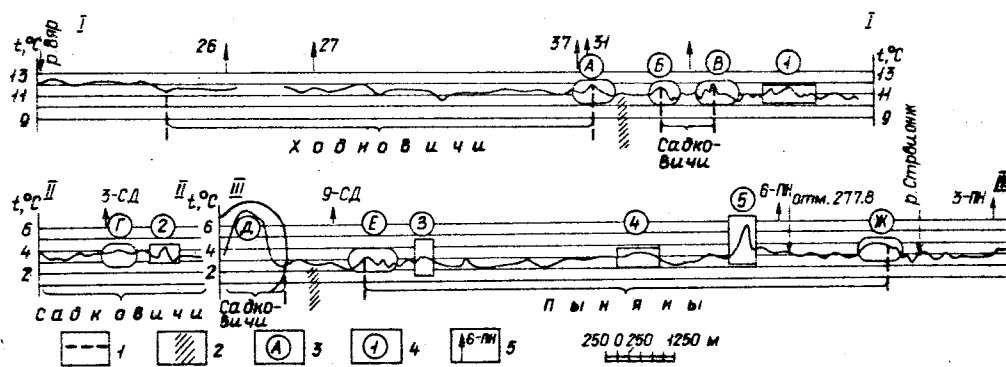


Рис. 26. Региональный геотермосъемочный профиль по линии Ходновичи - Пняны: 1 - зона ГВК; 2 - положение предполагаемых глубинных поперечных нарушений; температурные аномалии, связанные: 3 - с зоной ГВК; 4 - со сместителем Стебникского надвига (индекс аномалий см. в тексте); 5 - скважины

градиента (рис. 25,б). Величина геотермического градиента на Битковском месторождении составляет 1,93-2,64 °C/100 м, при фоне, равном 2,0 °C/100 м; на Пневском - 2,13-2,23 °C/100 м; Старунском - 2,33-2,54 °C/100 м; Гвиздецом - 2,23-2,33 °C/100 м. Следует выделить участки повышенных значений геотермического градиента на Луковецкой площади (Старунское месторождение), где его значение изменяется от 2,33 до 2,64 °C/100 м. Обнаруженные локальные аномалии (+0,3 °C) связаны с наличием в разрезе незначительных газовых залежей.

Анализ геотермического режима как в региональном, так и в локальном плане показал, что в Предкарпатском передовом прогибе на формирование теплового поля большое влияние оказывают разломная тектоника и связанная с ней нефтегазоносность осадочной толщи.

Полевыми работами в марте и октябре 1978 г. в Крученичской ползоне Внешней зоны Предкарпатского прогиба (газовые месторождения Ходновичское, Садковичское, Пнянянское) конкретизированы взаимоотношения размещения газовых месторождений с тектоническими нарушениями и на основании геотермических параметров оценена роль последних в формировании залежей [123].

Геотермосъемочные исследования проведены методом рекогноспировочного зондирования по профилям I-I, II-II, III-III (рис. 26). Температура измерялась в 224 точках с точностью ±0,01 °C. Расстояние между точками наблюдения составляет 100-300 м и определяется рельефом местности и растительным покровом. Рекогноспировочные профили пересекают в субширотном направлении газовые месторождения Ходновичи и Пняны, месторождение Садковичи опробовано только на периклинальных частях.

На всех трех профилях четко зафиксированы резкие как по амплитуде (до 5,0 °C), так и по характеру кривой температурные всплески, строго приуроченные к проекции линии ГВК на дневную поверхность и к выходу плоскости сместителя Стебникского надвига. Численные значения температурных аномалий следующие:

Индекс аномалии	Аномалия	Индекс аномалии	Аномалия
А	0,9-1,1	1	0,9-1,4
В	0,7-1,2	2	1,1-1,4
С	1,3-1,5	3	0,3-0,4
Д	0,3-0,4	4	0,2-0,5
Е	4,1-5,0	5	2,8-2,9
Ж	0,8-1,1	6	0,4-0,7
З	1,1-1,2	7	0,2-0,3
И	0,3-0,3		

Температурные возмущения, отмеченные при пересечении профилями зон выходя на дневную поверхность плоскости сместителя Стебникского надвига, мож-

но объяснить существованием диффузионного и конвективного теплопереноса к дневной поверхности по плоскости сместителя.

Приведенные данные подтвердили возможность использования данных геотермосъемки для трассирования зон глубинных тектонических нарушений, а конкретно в условиях Предкарпатского прогиба установить на дневной поверхности точное положение Стебникского надвига.

В Причерноморско-Крымской нефтегазосносной провинции наиболее полно в геотермическом отношении изучен Крымский п-ов и шельфовые зоны северо-западной части Черного моря.

Геотермический режим Крымского п-ова исследован на основании анализа различных геотермических параметров. Произведен анализ распределения температур на разных глубинных срезах. На срезе 300 м температура изменяется от 21,3 до 31,3 °C (рис. 27,а). Район максимальных температур (27,3-31,3 °C) выявлен в каркинитской части Крымского п-ова, причем пик максимума температур, очевидно, приурочен к региональному тектоническому нарушению в фундаменте, которое разделяет области развития байкалогершинского фундамента Скифской плиты и дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы. Наблюдаемое "затягивание" геоизотерм в этой зоне обусловлено наличием поперечного Евпаторийско-Садковского глубинного разлома. Более четко трассируется Салгирско-Октябрьский поперечный глубинный разлом. В восточной части Крыма по температурным данным выделяется Азовский вал, температуры на срезе 300 м здесь составляют 22,3-26,0 °C. Керченский п-ов характеризуется изменением региональных температур от 25,3 до 27,3 °C, причем в центральной части отмечена обширная температурная аномалия (до 29,3 °C), связанная, очевидно, с подъемом фундамента в Прикерченском блоке и тектоническим нарушением. Кроме того, на исследуемой территории выделяются еще положительные температурные аномалии регионального характера, возникновение которых полностью можно объяснить тектоническим фактором (Новоселовское и Каламитское поднятия).

Температурный срез на глубине 500 м в общих чертах повторяет закономерности изменения теплового режима, отмеченные на срезе 300 м. Вариации температур на срезе 500 м составляют 28,1-43,5 °C.

На карте отклонений (рис. 27,б) выделяются две зоны с различным геотермическим режимом: северо-западная часть Крыма (Северокрымский прогиб) и юго-восточная - (Индоло-Кубанский прогиб). Граница между ними четко фиксируется по отклонениям и связана с наличием Симферопольского вступления, Новопарицкого поднятия и Азовского вала. На территории Керченского п-ова температура увеличивается в южном направлении (акватории Черного моря), что связывается с увеличением в этом направлении мощности осадочного чехла. Максимум значений поверхности тренда в северо-западной части Крыма приурочен к Северокрымскому прогибу.

Тренд 5-го порядка повторяет в общих чертах модель, описанную выше, и ближе к реальному распределению температур, особенно в юго-восточной части Керченского п-ова, где температуры увеличиваются в восточном направлении соответственно с увеличением мощности олигоцен-неогеновых образований.

В западной части Крымского п-ова на схеме отклонений отмечаются поперечные зоны с положительными значениями. Эти зоны фиксируют установленные по геолого-геофизическим данным поперечные тектонические нарушения [75].

Анализ схем распределения температур на более глубоких срезах (1000 и 2000 м) показал, что на срезе 1000 м температуры изменяются от 43,5 до 67,1, а на срезе 2000 м - от 74,3 до 81,2 °C. В связи с увеличением глубины срезов и уменьшением фактического геотермического материала эти схемы менее детальные, чем описанные выше, однако общая закономерность изменения регионального теплового поля сохраняется.

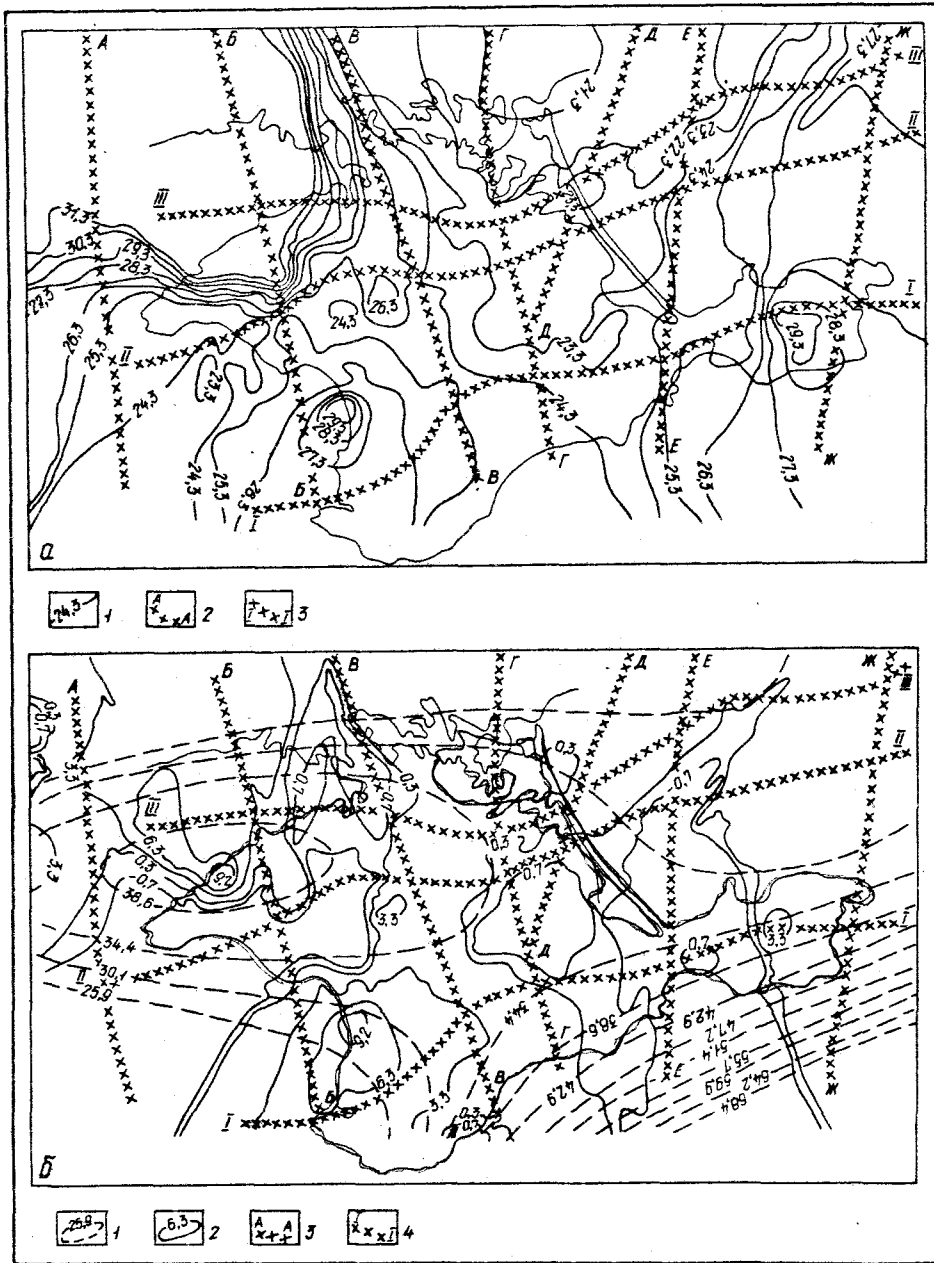


Рис. 27. Распределение температур в осадочной толще Крымского п-ва и прилегающем шельфе Черного и Азовского морей (срез 300 м).  
 а) распределение температур: 1 - изотермы, 2 - поперечные региональные тектонические нарушения, 3 - продольные региональные тектонические нарушения;  
 б) модель температурного режима (3-й порядок): 1 - изолинии поверхности тренда, 2 - изолинии отклонений, 3-4 - условные обозначения см. а)

Модели температурного режима на глубине 2000 м 3-го порядка ( $K_R = 0,65$ ) и 5-го порядка показывают ( $K_R = 0,70$ ) показывают, что поверхности трендов и отклонения температур идентичны, они аналогичны модели температурного режима на срезе 300 м. Положительными значениями отклонений также фиксируются зоны развития поперечных нарушений.

Величина среднего геотермического градиента изменяется от 4,8 до

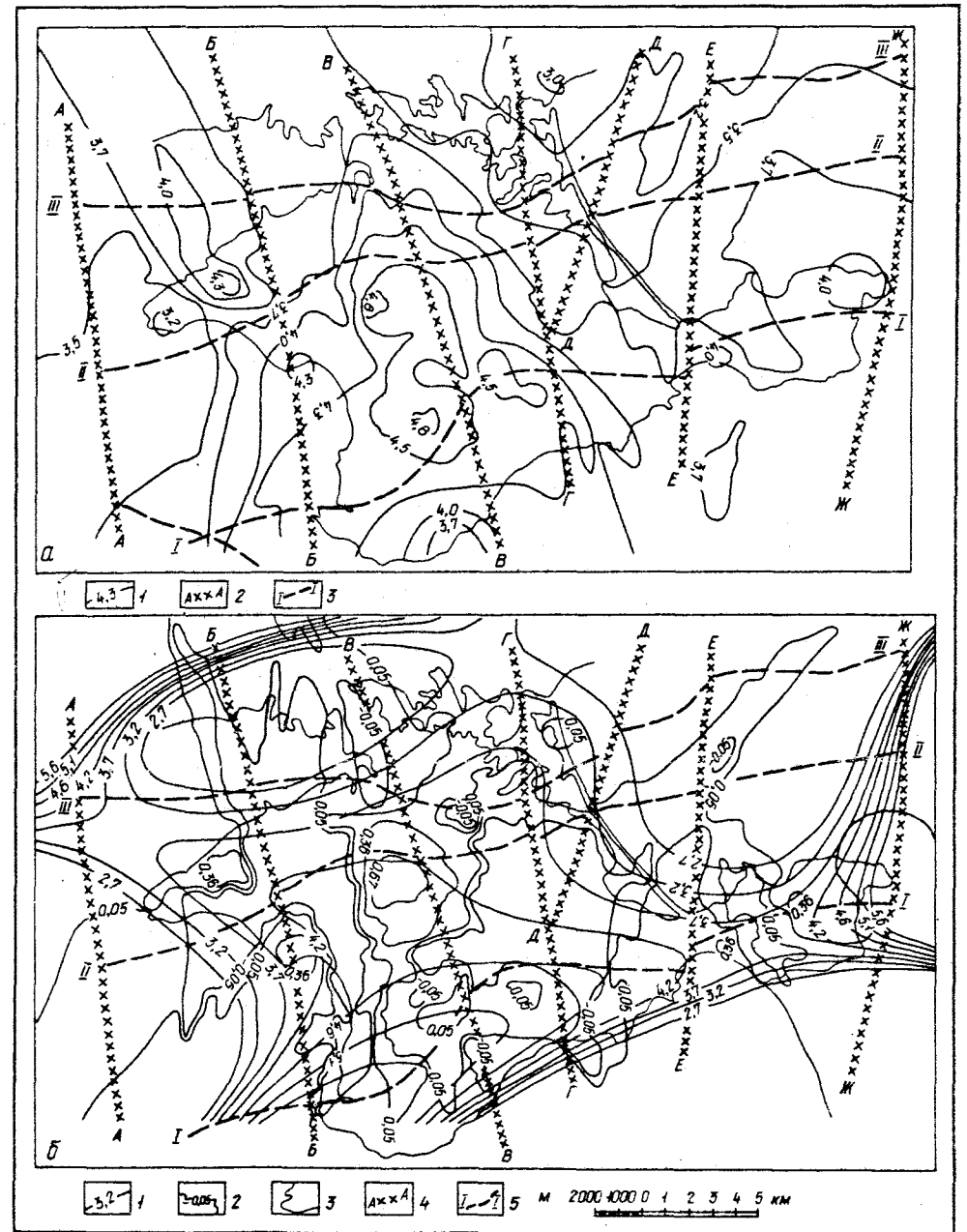


Рис. 28. Распределение значений средних геотермических градиентов в осадочной толще Крымского п-ва.  
 а) схема распределения среднего геотермического градиента: 1 - изолинии среднего геотермического градиента, 2 - поперечные региональные тектонические нарушения, 3 - продольные региональные тектонические нарушения; б) модель распределения (5-й порядок) среднего геотермического градиента: 1 - изолинии поверхности тренда, 2 - изолинии отклонений, 3 - контур Крымского п-ва, 4 - поперечные региональные тектонические нарушения, 5 - продольные региональные тектонические нарушения

3,0 °C/100 м (рис. 28,а). В общем плане он отражает геологическое строение исследуемой территории. В ее центральной части выделяется субмеридиональная зона повышенных значений геотермического градиента, отвечающая Симферопольскому и Новоселовскому поднятиям. Зона Тарханкутского п-ова, судя по величине среднего геотермического градиента, более прогрета, чем Керченского.



На модели распределения среднего геотермического градиента поверхности тренда 5-го порядка (рис. 28,б) ( $K_p = 0,62$ ) выделяются более прогретая центральная часть Крымского п-ова, северная часть Керченского п-ова и южный склон Северного Причерноморья. Положительными отклонениями характеризуются западная часть Северокрымского прогиба, западный склон Азовского вала, Новоселовское и Симферопольское поднятия и внутренняя зона Индоло-Кубанского прогиба. Анализ распределения геотермического градиента в интервале "нейтральный слой - кровля продуктивного горизонта" из-за отсутствия достаточного количества данных дал возможность получить лишь общую картину его распределения. Установлено закономерное уменьшение его значений от 7,1 до 4,1 °C/100 м с северо-запада на юго-восток, причем максимальные значения наблюдаются в зоне развития газовых месторождений. В крышке продуктивного горизонта градиент изменяется от 2,6 до 4,3 °C/100 м. Его значения уменьшаются с запада - юго-запада на северо-восток. Зоны развития газовых месторождений Тарханкутского п-ова выделяются максимальными значениями геотермического градиента.

## ГЛАВА 7

## РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Одним из первых исследователей, предпринявшим попытку установить связь нефтяных и газовых месторождений с глубинными разломами в нефтегазоносных провинциях Украины, был С.И.Суботин [117].

В общем теоретическом плане большее значение глубинным разломам как основным проводникам нефти и газа из мантийных очагов их генерации к поверхности Земли придавал В.Б.Порфирьев [92].

И.И.Чебаненко [127], Г.Н.Доленко [29] и другие указывают признаки структурной и генетической связи месторождений нефти и газа с зонами глубинных разломов.

### Предкарпатская нефтегазоносная провинция

Предкарпатская нефтегазоносная провинция в геотектоническом отношении связана с предгорным прогибом Карпатского горного сооружения. Во Внутренней ее зоне выявлены преимущественно нефтяные месторождения, во Внешней - газовые.

Внутренняя зона в структурно-фациальном отношении делится на две подзоны: юго-западную Бориславско-Покутскую и северо-восточную Самборско-Рожнятовскую. В первой подзоне на поверхности обнажаются породы поляницкой свиты (эгерия) и воротыщенской серии (эггенбургия), во второй - стебникской (оттангия) и баличской свит (карпатия).

Внешняя зона делится на три подзоны: Крукеницкую, Угерско-Косовскую и Сторожнецкую. В первой подзоне, наиболее погруженной, в основном развиты осадки сармата, во второй - преимущественно бадения и в третьей - бадения и сармата.

В предорогенную стадию развития Карпатской геосинклинали от мела до палеогена включительно Внутренняя зона Предкарпатского прогиба являлась составной частью карпатского флишевого бассейна. Условия осадконакопления в нем контролировались разломной тектоникой доальпийского фундамента. Прогибание дна его было неравномерным: максимальные нисходящие движения во времени постепенно перемещались с юго-запада (современных Внутренних Карпат) к северо-востоку в область современных Скибовых Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

Наличие древних поперечных поднятий и депрессий в фундаменте повлияло в значительной мере на распределение пород-коллекторов мел-палеогенового комплекса. На участках поднятий откладывались преимущественно грубокластические терригенные осадки, а в депрессиях - глинистые и карбонатно-глинистые. Породы-коллекторы, как показывает практика, концентрировались в основном на склонах депрессий и поднятий, т.е. там, где резко изменялась скорость морских течений.

Анализ мощностей и фаций отдельных стратиграфических комплексов флишевых мел-палеогеновых образований [28] показывает, что отложения палеогена (ямненская свита) имеют наибольшую мощность (100-200 м) на северо-западном склоне Под-

бужской депрессии и наименьшую (20–60 м) – на Майдан-Ивано-Франковском и Микуличин-Коломыйском поднятиях. Вместе с изменением мощности меняется и их литологический состав: на склоне Старосоляско-Ходновичского поднятия, ограниченного Днестровским разломом от Подбужской депрессии, распространены грубокластические седименты – конгломераты и песчаники, по направлению к г. Борислав они замещаются разномерными песчаниками, еще далее на юго-восток в пределах Майдан-Ивано-Франковского поднятия – это пестроцветные аргиллиты, а в Покутских Карпатах в разрезе перемежаются прослои песчаников и пестроцветных аргиллитов.

В раннем эоцене на относительно более выровненной поверхности повсеместно накапливались пестроцветные аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников манявской свиты. Мощность их в среднем 200–250 м и лишь на Оровском и Покутском поднятиях уменьшается до 50–100 м.

В среднем эоцене произошла значительная дифференциация флишевого бассейна. В Долинской и Надворнянской депрессиях развиты массивные песчаники выгоской свиты с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники к своду Оровского поднятия постепенно замещаются песчано-глинистыми образованиями. На юго-восточном склоне Майданского поднятия распространены также насечнянские известняки. Общая мощность этих отложений в Долинской депрессии составляет 100–150 м, в Подбужской – 80–100, на Оровском поднятии – 50–100 (суммарная мощность песчаников 20–40 м), на Майданском поднятии – 40–60 (песчаников – не более 20 м), в Надворнянской депрессии вновь увеличивается до 60–80 (песчаники – 20–40 м), на Покутье – 100–200 м (песчаники – 40–60 м).

В породах верхнего эоцена выделяются две фации: попельская, сложенная серыми и пепельно-серыми известковистыми аргиллитами с прослоями алевролитов, и быстрицкая, выраженная буровато- и оливково-серыми известковистыми аргиллитами и алевролитами. Образования попельской фации распространены на северо-западе в Бориславском районе, быстрицкой – на юго-востоке в Надворнянском районе. В Долинской депрессии происходит чередование пород быстрицкой и попельской фаций. Средняя мощность пород верхнего эоцена составляет 80–100 м в центральном Долинском районе, а к юго-востоку по направлению к Надворнянской депрессии и к северо-западу – к Подбужской депрессии она увеличивается до 150–200 м.

В олигоцене наиболее резкое прогибание по разломам произошло в Долинской депрессии. Образования этого возраста представлены здесь тремя подсвитами: нижне-, средне- (лопянецкой) и верхнеменилитовой общей мощностью 700–1200 м. На остальной части прогиба развиты в основном образования нижнеменилитовой подсвиты. Допускается, что после отложения пород нижнеменилитовой подсвиты проявилась вулканическая деятельность, обусловившая образование в районе Чечвинского глубинного разлома так называемых чечвинских туфов лопянецкой подсвиты. В это же время накопились песчаные горизонты данной свиты, явившиеся впоследствии одними из продуктивных в нефтегазоносном отношении.

В нижнеменилитовой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников отмечается в Долинском районе (80–160 м при общей мощности подсвиты 250–400 м). Отсюда по направлению к северо-западу и юго-востоку она постепенно уменьшается до 60–100 м одновременно с сокращением и общей мощности подсвиты. В среднеменилитовой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников также прослеживается в центральном Долинском районе (20–60 м). В северо-западном и юго-восточном направлениях породы этой подсвиты выклиниваются, и последующие отложения верхнеменилитовой подсвиты контактируют непосредственно с нижнеменилитовой подсвитой (Бориславский и Надворнянский районы). В верхнеменилитовой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников установлена в Долинском районе у сел Спас и Витвица (40–80 м) при общей мощности подсвиты около 800 м. В Бориславском и Надворнянском районах сокращается и мощ-

ность подсвиты до 100–150 м, и суммарная мощность ее песчаных горизонтов – до 20–60 м.

Общая мощность пород менилитовой свиты во Внутренней зоне изменяется также по направлению от Скибовой зоны Карпат к границе с Внешней зоной Предкарпатского прогиба.

Для всего позднемиоценового-палеогенового времени характерно интенсивное компенсированное прогибание в депрессиях Подбужской, Долинской, Надворнянской и Верховинской и некомпенсированное на разделяющих их поднятиях Старосоляском, Оровском, Майданском, Микуличинском и Покутском. Отметим, что на общем фоне региональных изменений мощностей пород той или другой свиты или подсвит зачастую происходили также локальные изменения их мощностей, связанные с небольшими горстообразными поднятиями на склонах древних депрессий и в сводовых частях поперечных поднятий.

На раннеорогенном этапе развития Карпатской флишевой геосинклинали в современной Внутренней зоне Предкарпатского прогиба формировались в основном конседиментационные структуры, которые затем были значительно перестроены постседиментационными тектоническими движениями.

В соответствии с современными представлениями о динамике развития Украинских Карпат [36] на раннеорогенном этапе происходило постепенное воздымание основания и одновременно прогибание в периферийной области (в современной Внутренней зоне Предкарпатского прогиба).

Вследствие этого процесса под воздействием гравитационного сползания пород с подводных кордильер флишевого бассейна формировались структурно-фациальные зоны современных Скибовых Карпат. В современной Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, где мел-палеогеновые породы флиша погрузились на глубину, интенсивно накапливались породы молассовой формации (поляницкой, воротыщенской, стебникской и баличской свит нижнего миоцена).

Тектонический план домиоценовой поверхности в большей мере характеризовался продольной линейностью отдельных его структурных элементов, чем поперечной тектонической зональностью, господствовавшей в течение мел-палеогенового времени. Исключение составлял лишь район Отня – Коломыя, где под миоценовую поверхность выходят породы кембрия, силура и девона. Это, по существу, локальный тектонический горст, породы которого подверглись глубокому размытию.

Накопление отложений поляницкой и воротыщенской свит нижнего миоцена происходило преимущественно в юго-западной части Внутренней зоны, которая в это время, надо полагать, была наиболее опущенной. После ранне-воротыщенского времени вследствие возобновления тектонических движений активизировалась деятельность глубинных разломов и осуществлялась в связи с этим определенная перестройка тектонического плана. В средневоротыщенское время (загорская подсвита) накопилась мощная толща конгломератов – трускавецких на северо-западном склоне Оровского поднятия и слободских на северо-западном склоне Покутского поперечного поднятия. В этот период в общее поднятие вовлекается и вся юго-западная часть Внутренней зоны, в которой впоследствии развилась современная Бориславско-Покутская подзона, Центральная и северо-восточная части прогиба продолжали погружаться и заполняться отложениями стебникской и баличской свит. В юго-западной части в связи с ее воздыманием формировалась надразломная прямолинейная по простиранию мел-палеогеновая антиклинальная структура. Одновременно формировались сбросо-надвиговые структуры Внешних горных Карпат и происходило надвигание их Скибовой зоны по Береговому надвигу на Предкарпатский прогиб.

Поднятие и вовлечение в структурообразование центральной и северо-восточной частей с их мощной толщей накопившихся пород стебникской в юго-восточной части и баличской свит в северо-западной части прогиба происходили в на-

чале баленского времени и были связаны с интенсификацией тектонических движений и активизацией деятельности глубинных разломов.

В этот период к Внутренней зоне присоединяется Внешняя зона Предкарпатского прогиба, возникшая вследствие погружения по системе глубинных разломов юго-западной окраины Центрально- и Восточно-Европейской платформ, граничащих с Карпатской геосинклинальной областью. В этой зоне откладывались верхнемиоценовые молассы баленского и сарматского ярусов.

Осадки бадения, выраженные в нижней части барановскими слоями мощностью 5-100 м, выполняют неровности эрозионной донеогеновой поверхности. Они представлены кварцевыми песчаниками, мергелями, темно-серыми известковистыми глинами с пропластками туфогенных пород, иногда известняков. Выше следует так называемый гипсо-ангидритовый горизонт тирасской свиты мощностью 40-80 м. Это серые, темно-серые ангидриты и глины с прослойками и прожилками гипсов и каменной и калийной солей. Горизонт распространен повсеместно и является своеобразным стратиграфическим репером между нижним и верхним бадением. Осадки верхнего бадения, выраженные косовской свитой, сложены серыми и темно-серыми известковыми глинами и аргиллитами с прослойками светло-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда туфов и туффитов. Песчаность их возрастает с увеличением общей мощности свиты, которая достигает 700 м в наиболее погруженной Крукеничской впадине и уменьшается до 10-40 м в Угерско-Косовской подзоне и районе Покутских Карпат.

В сарматской толще молассовых образований выделяются ниже- и верхнедашавская подсвиты. Породы нижнедашавской подсвиты представлены серыми, темно-серыми известковистыми глинами, чередующимися с песчаниками. Они во многих местах залегают несогласно на косовской свите. Максимальная мощность их около 3000 м наблюдается в Крукеничской впадине, в частности в наиболее погруженном ее блоке, заключенном между Городокским и Краковецким глубинными разломами.

Отложения верхнедашавской подсвиты представлены в основном толщей серых и зеленовато-серых глин. Максимальная мощность (около 1900 м) наблюдается непосредственно у Краковецкого глубинного разлома, в Угерско-Косовской подзоне она сокращается до 1500 м, а на Ивано-Франковском поднятии породы подсвиты вовсе отсутствуют.

В зависимости от глубины залегания донеогеновой поверхности, а следовательно, и общей мощности баленских и сарматских отложений во Внешней зоне выделяются крупные блоки или подзоны: Крукеничская, Угерско-Косовская и Стороженецкая. Общая мощность верхнемиоценовых отложений в них составляет (соответственно): 2700-5500; 300-3000 и 300-1400 м. В общем мощность верхнемиоценовых молас увеличивается по направлению погружения фундамента от платформы к Предкарпатскому разлому, где отложения частично срезаны Стебникским надвигом.

Крупные блоки фундамента делятся региональными разломами на более мелкие [75].

В заключительный этап орогенной стадии в конце сармата - начале плиоцена вследствие проявления наиболее интенсивных тектонических движений альпийского тектогенеза сформировался современный структурно-тектонический план всего Предкарпатского прогиба.

С этими тектоническими движениями возобновилась активная деятельность древних поперечных глубинных разломов. По ним произошли весьма значительные перемещения в вертикальном и горизонтальном направлениях крупных блоков фундамента и вместе с ними - пород альпийского чехла. Это обусловило возникновение в регионально линейно вытянутых структурно-фациальных зонах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Скибовой зоны Карпат локальных структур.

В это время восточные флишевые породы Скибовой зоны Карпат надвигались на ниж-

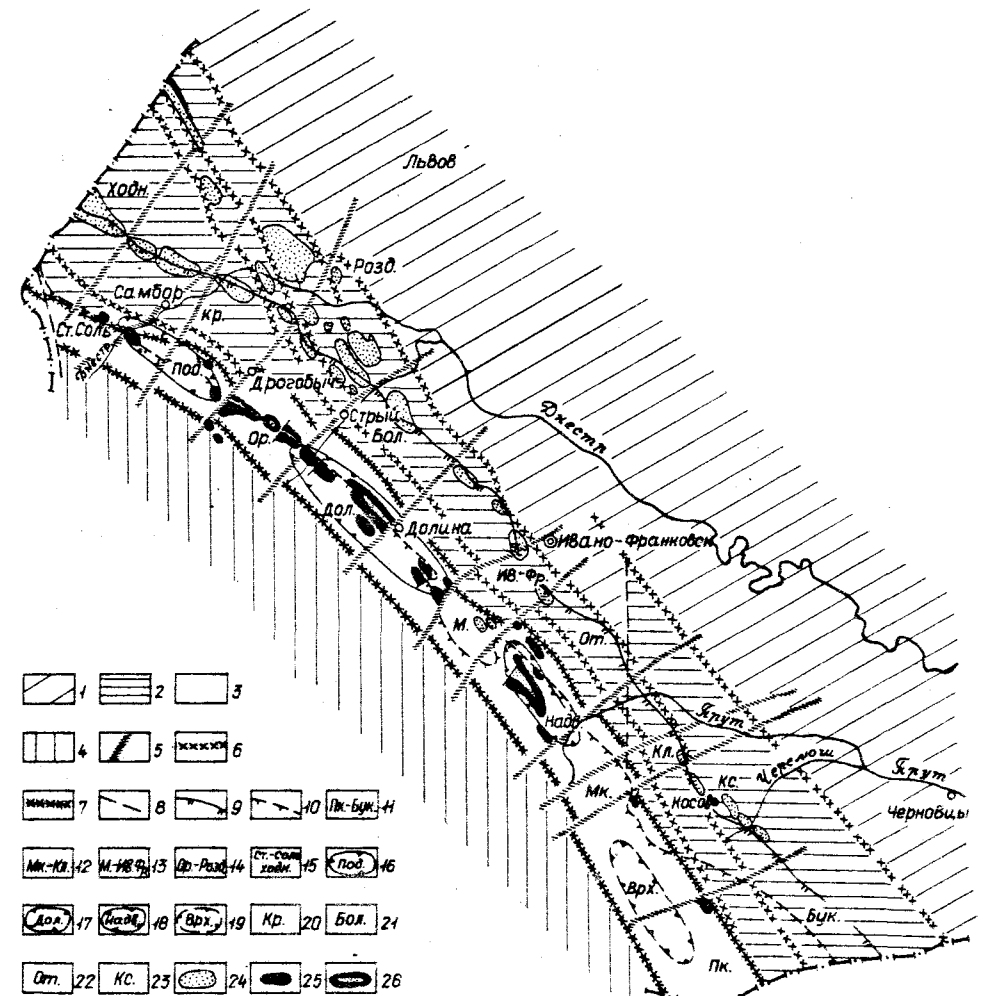


Рис. 29. Соотношение тектоники и нефтяных и газовых месторождений Предкарпатской нефтегазоносной провинции: 1 - платформа; 2 - Внешняя зона Предкарпатского прогиба; 3 - Внутренняя зона Предкарпатского прогиба; 4 - Складчатые Карпаты; 5 - поперечные разломы; 6 - продольные разломы; 7 - глубинные границы Внутренней зоны; 8 - прочие разломы; 9 - линия Стебникского надвига; 10 - линия Берегового надвига. Поперечные поднятия: 11 - Покутско-Буковинское, 12 - Микулчин-Коломыйское, 13 - Майдан-Ивано-Франковское, 14 - Оров-Раздольское, 15 - Старосольско-Холновичское; депрессии Внутренней зоны: 16 - Подбужская, 17 - Долинская, 18 - Надворнянская, 19 - Верховинская; Внешней зоны: 20 - Крукеничская, 21 - Болеховская, 22 - Отынская, 23 - Косовская; месторождения: 24 - газовые; 25 - нефтяные; 26 - нефтегазовые

немиоценовые молассовые образования Внутренней зоны Предкарпатского прогиба по Береговому надвигу и одновременно породы стебникской и баличской свит Внутренней зоны - на верхнемиоценовые образования Внешней зоны Предкарпатского прогиба по Стебникскому надвигу.

Покровная структура Карпат, и в частности Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, сформировалась вследствие, с одной стороны, субдукции океанической коры под континентальную в зоне Беньофа, фиксирующуюся в основании современного Закарпатского миоценового прогиба и в полосе Закарпатского глубинного разлома, с другой - обдукции волно-подольской части Восточно-Европейской платформы под Карпатскую геосинклинальную область.

В узлах пересечения продольных и поперечных глубинных разломов и на участках резкого их изгибания на предплиоценовом этапе геотектонического раз-

вития Предкарпатского прогиба открывались пути для миграции нефтяных углеводородов из астеносферных очагов их генерации к поверхности земной коры и в благоприятных литолого-фациальных и структурно-тектонических условиях альпийского осадочного чехла формировались нефтяные и газовые месторождения (рис. 29).

В Закарпатском неогеновом прогибе, развившемся на меланжевом основании зоны Бенъофа, нефтяные и сколько-нибудь значительные газовые месторождения не формировались, в условиях астеносферы отсутствовал очаг генерации нефтяных углеводородов. Неогеновый осадочный чехол мог аккумулировать небольшое количество углеводородных и других газов, генерировавшихся из органического вещества осадков океанической коры в зоне поддвига ее под континентальную.

В активных в тектоническом отношении краях Восточно- и Центрально-Европейской платформ, примыкающих к Карпатской геосинклинальной области, нефтяные и газовые месторождения могли возникать в палеозойских и мезозойских комплексах пород в районах максимального их прогибания по поперечным разломам, проникающим из Предкарпатского прогиба. Это приразломные зоны трансформных Балатон-Горнадско-Владимир-Волынского и Шопуркинско-Надворнянско-Монастырского разломов. В площадном отношении это районы платформ, примыкающие к Крукеничской впадине на северо-западе и к склонам Покутско-Буковинского поперечного поднятия на юго-востоке Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

#### Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция

В Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции к настоящему времени обнаружено более 150 нефтяных и газовых месторождений. Нефтегазоносность широко распространена как по площади, так и в вертикальном стратиграфическом разрезе пород. Промышленные залежи нефти и газа находятся в осадочных породах от верхнего девона до верхней юры включительно. Кроме того, на Хухрянской площади, расположенной на северном борту непосредственно у краевого регионального разлома, из интенсивно трещиноватых катаклазированных милонитизированных гранитов докембрийского фундамента с глубины 3200-3293 м при штуцере 12 мм получены притоки нефти 69 м<sup>3</sup>/с и газа 100 тыс. м<sup>3</sup>/сут. На южном борту впадины, вблизи южного краевого разлома, на Петриковской площади под угленосными отложениями карбона в кристаллических породах фундамента установлены нефтепроявления. Едкая нефть встречена также в трещинных кварцево-сидеритовых сланцах на 25 м ниже поверхности докембрийского фундамента на Кобелякской площади в скв. 8-ГК.

Большинство выявленных месторождений многопластовые. Они содержат от нескольких до 15-20 залежей (Качановское, Погаршинское, Рыбальцевское). По строению резервуаров и характеру ограничений залежи нефти и газа очень разнообразны. Среди основных типов залежей в регионе выделяются пластовые, массивные и массивно-пластовые. Наиболее распространены пластовые экранированные залежи (более 50 %). Их характерная особенность - ограничение скоплений углеводородов в кровле и подошве пласта. Экранами, препятствующими передвижению флюидов, служат поверхности разрывных тектонических нарушений и стратиграфических несогласий, литологическое выклинивание пород, а также соляные тела (Машевское, Решетняковское и другие месторождения).

В нижнекаменноугольном продуктивном комплексе широко развиты тектонически экранированные залежи (Качановское, Прилукское, Погаршинское, Рыбальцевское месторождения).

Освоение глубин 5000 м и более уже ознаменовалось открытием 27 залежей, содержащих преимущественно газ и газоконденсат на 19 месторождениях. На глубинах, превышающих 5500 м, залежи газа и газоконденсата установлены на девяти месторождениях.

Залежи углеводородов залегают в значительном вертикальном диапазоне глубин - от 416 (Спиваковское месторождение, горизонт А-5) до 6054 м (Компнянское месторождение, горизонт Т-1). За последнее время почти весь прирост запасов углеводородов (около 80 %) осуществляется за счет глубоководных серпуховских, визейских и турнейских отложений нижнего карбона, а также девона.

Особенностью нефтегазоносности региона является крайне неравномерное распределение запасов нефти, газоконденсата и газа. Из 159 выявленных месторождений основные запасы нефти сосредоточены всего в трех из них, а газа и газоконденсата - в четырех.

В размещении зон нефтегазонакопления ДДВ чрезвычайно важное значение имеет строение кристаллического фундамента, в частности развитие в нем крупных поперечных поднятий и депрессий. Палеогеографические исследования показывают, что в истории геологического развития ДДВ они влияли на условия осадконакопления и структурные особенности осадочных комплексов пород, особенно нижних их горизонтов.

В девонский и нижнекаменноугольный периоды в депрессионных зонах происходило максимальное накопление осадков. На участках поднятий и выступов кристаллического фундамента мощность их значительно сокращена (Черниговско-Брагинский, Брусилковский, Старохуторский, Остапьевско-Белоцерковский и другие выступы). На некоторых из них, например Кошелевском выступе, девонские отложения вообще не откладывались. В периоды морских трансгрессий депрессии первыми погружались под уровень моря, поднятия - последними, на участках, заключенных между депрессиями и поднятиями, концентрировались в большинстве случаев породы-коллекторы. Таким образом, краевые части депрессий и склоны поднятий необходимо рассматривать как зоны, наиболее благоприятные для накопления и формирования пород с хорошими емкостными и фильтрационными свойствами. На склонах поднятий и депрессий, разграниченных обычно крупными поперечными разломами, ввиду большой тектонической активности в условиях дифференцированного рельефа кристаллического фундамента развиты различной формы локальные структуры.

Чрезвычайно большое влияние на размещение зон нефтегазонакопления оказывали разрывные нарушения, и прежде всего глубинные разломы. Последние объединяются в две системы: продольную и поперечную. Так называемые продольные краевые разломы с амплитудой 1,5-5 км образуют зоны ступенчатых сбросов. По поверхности докембрийского кристаллического фундамента они представляют собой сложно построенные зоны дробления пород шириной 10-30 км. Вместе с тем они характеризуются большой глубиной заложения (35,0-42,5 км) и длительным периодом развития.

Широко развиты также поперечные глубинные разломы. Наиболее резко они проявились в кристаллическом фундаменте и нижних горизонтах осадочного чехла. Как и продольные, поперечные разломы образуют системы тектонических нарушений примерно параллельных направлений. Их ширина достигает 10 км и более.

В связи с проникновением их на значительные глубины (35-50 км) и относительно кратковременное развитие на орогенных этапах эти разломы, по нашему мнению, являлись основными проводниками нефти и газа из глубинных, скорее всего, мантийных очагов их генерации. Наиболее благоприятные условия существовали в зонах пересечения продольных и поперечных разломов, где породы испытывали максимальную деформацию и дробление. Большое значение для нефтегазоносности локальных структур имеют также региональные и локальные разрывные нарушения. Региональные разрывы преимущественно опережают глубинные разломы и проводят нефть и газ из глубинных разломов к локальным структурам. В последних широко развиты локальные дизъюнктивные нарушения, усложняющие их строение. В провинции, по существу, нет ни одного месторождения, не нарушен-

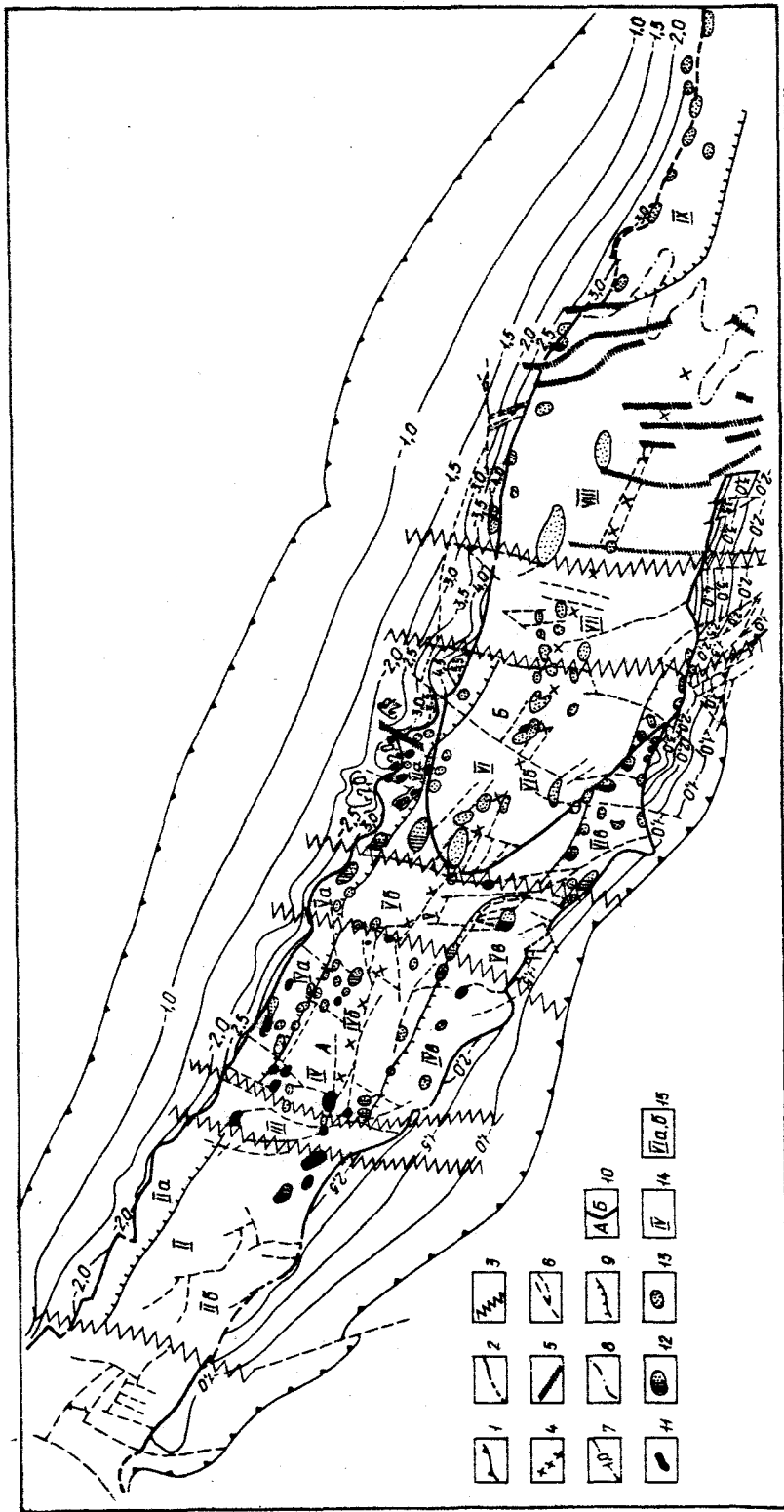


Рис. 30. Соотношение тектоники нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазональной провинции: I - граница ДНП; 2 - краевые разломы Днепровского гласна; 3 - зоны поперечных глубоких разломов; 4 - зона среднего глубокого разлома; 5 - продолжаемые зоны поперечных разломов (по М. В. Чирвинской); 6 - разрывные нарушения в фундаменте впадины (по М. В. Чирвинской); 7 - изогипсы поверхности фундамента на сортах впадины (в км); 8 - границы складчатого Донбасса; 9 - граница юго-восточной и северо-западной приобтуровых тектонических зон; 10 - граница углеводородных зон; А - нефтегазовая; Б - газовая; месторождения: 11 - нефтяные, 12 - нефтяные; 13 - газовые; 14 - поперечные поднятия; I - Черниговское; II - Гмирянское; III - Гмирянское; IV - Гмирянское; V - Гмирянское; VI - Гмирянское; VII - Нежинская, VIII - Полтавская, IX - Шибелинская; X - Харьковское; XI - Харьковское; XII - Харьковское; XIII - Харьковское; XIV - Харьковское; XV - Харьковское; XVI - Харьковское; XVII - Харьковское; XVIII - Харьковское; XIX - Харьковское; XX - Харьковское.

ного в той или иной степени дислокациями сбросового и взбросового типа. Они преимущественно развиты в сводовых и присводовых частях структур и к периклиналям или крыльям затухают.

Максимальное количество сбросовых нарушений возникало в присводовых частях структур, что обусловило образование тектонически экранированных залежей на Шебелинском, Погаршинском, Качановском, Рыбальцевском, Бельском, Опшмянском, Солоховском, Яблунковском, Прилукском и многих других месторождениях.

Локальные нарушения, секущие структуры в поперечном направлении, характеризуются в основном амплитудами 200-450, продольные - не более 20-180 м. Палеотектонический анализ развития этих нарушений показал, что наиболее интенсивное их развитие в локальных структурах северо-западной части региона приходится на предраннепермское время, а в центральной и юго-восточной частях - в предпозднепермское и предпалеогеновое.

Нефтяные и газовые месторождения формировались, по нашему мнению, одновременно с локальными структурами и осложнявшими их нарушениями.

Приуроченность залежей нефти и газа к крупному предпозднепермскому региональному стратиграфическому перерыву (месторождения: Лебяковское, Гнединцевское, Шебелинское, Западно-Крестищенское, Ефремовское и многие другие) свидетельствуют о преобладающей роли вертикальной миграции нефти и газа в процессе формирования месторождений. Месторождения возникли в предпалеогеновое время, когда создавалась современная структура провинции.

Из более чем 150 месторождений нефти и газа большинство приурочено к переходным участкам между поднятиями и депрессиями (рис. 30). В зонах перехода от Гмирянского поднятия к смежным Нежинской и Роменской депрессиям размещены Малодевицкое, Прилукское, Лебяковское, Богдановское, Гнединцевское, Софиевское, Ярошевское и другие месторождения. По периферии Лутенского поперечного поднятия находятся Яблунковское, Погаршинское, Анастасьевское, Галачское, Качановское, Бельское, Солоховское, Сагайдакское и др.; в непосредственной близости от Харьковского поперечного поднятия - Мелиховское, Кегичевское, Ефремовское, Левенцовское, Шебелинское и Миролюбовское месторождения.

Важнейшие геологические критерии, определяющие нефтегазональность, указывают на то, что скопления углеводородов Днепровско-Донецкой нефтегазональной провинции сформировались при решающей роли вертикальной миграции нефти и газа по разрывным нарушениям.

Об этом свидетельствуют следующие данные: 1) при общей площади Днепровско-Донецкой нефтегазональной провинции 120 тыс. км<sup>2</sup> и открытых в ней 159 месторождений нефти и газа лишь на шесть месторождений приходится 70 % общих разведанных запасов газа региона. Разведанные запасы нефти (более 60 %) сосредоточены всего в четырех месторождениях; 2) значительный вертикальный диапазон нефтегазональности (360-6057 м) и расположение залежей нефти и газа по всему стратиграфическому разрезу пород независимы от положения так называемых нефтегазогенерирующих пород; 3) многопластовый характер многих месторождений, содержащих до 27 продуктивных горизонтов (Качановское, Рыбальцевское, Погаршинское); 4) приуроченность значительных по запасам залежей нефти и газа к стратиграфическим и тектоническим несогласиям (Лебяковское, Гнединцевское, Погаршинское, Богдановское и другие месторождения); 5) связь месторождений нефти и газа с узлами пересечения поперечных и продольных разломов и с участками резкого изгибания продольных разломов в основании осадочного чехла; 6) увеличение количества залежей газа и газоконденсата с АВЦД на глубинах, превышающих 4000 м, и приуроченность их к участкам, нарушенным разломами в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле (Васильевское, Березовское, Мачехское, Яблунковское, Ефремовское, Солоховское и другие месторождения); 7) наличие в нефтях, газоконденсатах и газах продуктивных горизонтов перми и карбона микрофлоры протерозойского и раннепалеозойского возраста.

Анализ пространственного распределения месторождений нефти и газа Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции показывает, что они приурочены в основном к двум крупным линейным отрицательным неотектоническим элементам - Индоло-Кубанскому и Северокрымскому прогибам.

В Индоло-Кубанском прогибе находятся такие месторождения нефти: Владиславовское, Мысовое, Белокаменское, Малобабчикское, Глазовское, Приозерное; и газа: Борзовское, Северокерченское, Мошкаревское, Куйбышевское и Фонтановское. В Северокрымском прогибе распространены в основном месторождения газа - Южноглициньское, Штормовое, Крымское, Оленевское, Карловское, Краснополянское, Кировское, Черноморское, Задорненское, Джанкойское, Межводненское, два месторождения нефти - Октябрьское и Серебрянское и три месторождения газоконденсата - Западнооктябрьское, Татьяновское и Глебовское. Кроме того, в Североазовском прогибе выявлены два месторождения газа (Стрелковское и Морское). Геологическое развитие Индоло-Кубанского и Северокрымского прогибов происходило в несколько этапов, в тесной связи с разломной тектоникой (рис. 31).

Так, Северокрымский прогиб сформировался в зоне глубинного разлома на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. В геологической литературе за ним закрепилось название Южноукраинского глубинного разлома. В триас-юрское и раннемеловое время в шовной зоне разлома формируется крупный грабен-рифт, ограниченный двумя парными разломами. В позднем мелу - раннем неогене на месте грабен-рифта образуется обширная депрессия, охватывающая уже значительно большую площадь.

Аналогично развивался и Индоло-Кубанский прогиб, формировавшийся в пределах глубинного разлома на северной границе складчатого сооружения Горного Крыма. Разлом фиксируется как геологическими, так и геофизическими материалами. По геологическим данным, оба прогиба простираются с запада на восток и приурочены к двум планетарным поясам глубинных разломов, протягивающимся от Приобруджинского прогиба через Крым, Предкавказье, Южный Каспий до Туркмении. К этим прогибам приурочен ряд областей, образующих планетарный нефтегазоносный пояс.

Таким образом, отмечается тесная пространственная связь месторождений нефти и газа с основными структуроформирующими глубинными разломами. Закономерно, что и наибольшая плотность прогнозных запасов углеводородов также приурочена к указанным прогибам [7, 87].

В самих прогибах зоны нефтегазонакопления расположены главным образом на их бортах. Это прежде всего осложненные разрывами южный борт Северокрымского прогиба, бортовые части Индоло-Кубанского прогиба, северный склон Центральноазовского поднятия и северный борт Приобруджинского прогиба.

Глубинные разломы влияли не только на структурные особенности региона, но и являлись активными факторами, определяющими условия осадконакопления, фациальный облик и распределение мощностей литологических комплексов осадочного чехла.

Наиболее значительным в этом плане был Южноукраинский региональный глубинный разлом, контролирующий распространение складчатых комплексов рифей-палеозоя и нижнего мезозоя. К северу от разлома фундамент региона представлен лишь архей-среднепротерозойским кристаллическим комплексом. Здесь образовалась Южноарматская краевая система на южном обрамлении Восточно-Европейского кратона [82, 85]. Существенна также роль Слесского субмеридионального глубинного разлома, по которому проходит восточная граница распространения палеозойских платформенных отложений Западного Причерноморья, разграничивающей Крыловский юрский грабен и Северокрымский мел-палеогеновый прогиб. Нами установ-

лено [83, 84], что Южноукраинский разлом оказал существенное влияние на характер и распределение мощностей нижнемеловой базальной прибрежно-континентальной формации, находящейся в основании осадочного чехла.

В районе, расположенном южнее разлома, отмечаются значительные градиенты мощностей формации, разнообразный состав кластических пород с широким развитием полимиктовых разновидностей, плохая отсортированность и окатанность обломочного материала, ограниченное распространение элювиальных образований.

К северу от разлома градиенты мощностей формации намного меньше; среди алевроитно-песчаных пород обычно преобладают мезомиктовые и олигомиктовые разновидности; степень окатанности и отсортированности обломочного материала здесь значительно выше, чем в районе южнее разлома. Отмечаются также более широкое развитие и нередко значительные (до 30 м) мощности коры выветривания.

В нижнемеловой трансгрессивно-терригенной формации зона Южноукраинского разлома трассируется вулканическими центрами альбского возраста. Материал вулканических извержений характеризуется постоянным андезитовым, реже - дацит-андезитовым составом и по химическим анализам однороден. Это подтверждает ранее высказанное предположение [83, 86] о том, что данные вулканические эксплозии принадлежат к единому магматическому уровню и поясу, который простирался вдоль Южноукраинского разлома.

Этот разлом разделял две различные области седиментации и в альбское время. Южнее разлома, в достаточно подвижной тектонической области, точнее, в ее краевой части, где происходили активные вулканические процессы, формировалась вулканогенно-терригенная субформация. Севернее разлома, в пределах более консолидированной платформы, вследствие обогащения и насыщения морского бассейна вулканогенным кремнеземом формировалась кремнисто-терригенная субформация. Главным источником поступления кремнистых пород были эгсгалии, которые поднимались по разлому [83].

Влияние Южноукраинского разлома на условия и характер седиментации верхней части осадочного чехла (верхний мел - неоген), как и воздействие других региональных разломов, менее выражено. В это время разломы выступают как своеобразные шарниры, вдоль которых изменяется направление вертикальных тектонических подвижек. В блоках, ограниченных разломами, формируются отдельные депрессии и поднятия. Примерами могут служить субмеридиональные прогибы, возникшие в палеогеновое и неогеновое время между Слесским и Кировоградско-Ни-

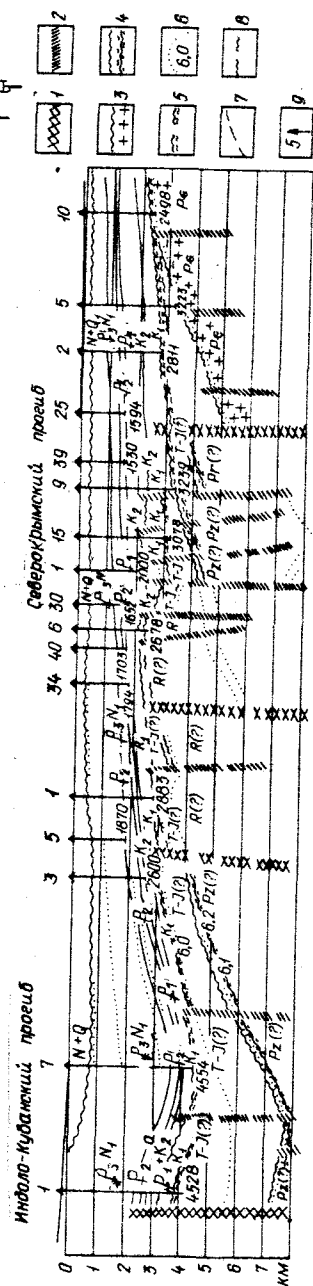


Рис. 31. Поперечный геолого-геофизический профиль по линии Тамбовка - Гендзек: 1 - глубинные разломы; 2 - корневые разломы; 3 - поверхность палеозойского фундамента; 4 - поверхность триас-юрских отложений; 5 - поверхность несогласия; 6 - поверхность несогласия; 7 - стратиграфические границы; 8 - поверхность несогласия; 9 - разломы в зоне скважин

колаевским глубинными разломами, и поперечный Керченско-Таманский прогиб.

Таким образом, глубинные разломы определяли распространение формаций и литолого-фациальных комплексов осадочного чехла и соответственно пород-коллекторов и экранящих пород-покрышек. Они также фиксируют участки экстремальных мощностей осадочных толщ и, следовательно, зоны, оптимальные для нефтегазонакопления.

Определяя формирование геоструктурных элементов фундамента и осадочного чехла, распространение формаций и литофаций, а значит, структурно-тектонические и литолого-фациальные условия образования углеводородных скоплений, глубинные разломы играют существенную роль и в процессе миграции нефти и газа. Данные исследований по провинции указывают на преимущественно вертикальную миграцию углеводородов по разрывам. Допускать значительные масштабы латеральной миграции, как это делают некоторые авторы [85], нет оснований, поскольку проницаемость пород-коллекторов нефтегазонаосного мезозой-кайнозойского комплекса весьма низкая. О вертикальной миграции нефти и газа свидетельствует также сходство химического состава газов и конденсатов в меловых и вышележащих палеогеновых многопластовых залежах, наличие более жирных газов со значительным содержанием конденсата в залежах вблизи разрывов, пестрота состава углеводородных смесей в палеогеновых резервуарах, специфика распределения газовых компонентов диффузионного ореола залежей, зональность законтурных вод, химизм некоторых конденсационных вод и другие факторы [87].

В этой связи сошлемся на весьма интересные данные геофизических исследований по геотраверсам, проходящим через Причерноморско-Крымскую нефтегазонаосную провинцию [108, 109]. Материалы глубинного сейсмического зондирования указывают, что Южноукраинский глубинный разлом проникает в верхнюю мантию. Его ширина только по поверхности Мохе составляет 15-20, а в верхних горизонтах "осадочного слоя" - 30-40 км.

Данный разлом, надо полагать, достигает глубин астеносферного слоя верхней мантии, где по нашим представлениям [75], происходил минеральный синтез нефти и газа.

Изучение гравиметрических, сейсмических и геотермальных полей Причерноморско-Крымской нефтегазонаосной провинции показывает, что очаги генерации нефтяных углеводородов в условиях астеносферы мантии Земли располагались в современных Индоло-Кубанском и Северокрымском прогибах [6].

Поиски месторождений нефти и газа в Северокрымском прогибе следует вести на участках пересечения субширотного Южноукраинского глубинного разлома с субмеридиональными глубинными разломами: Кировоградско-Николаевским, Кировоградско-Евпаторийским и Орехово-Павлоградским. В Индольском прогибе основная миграция и аккумуляция нефтяных флюидов происходила, скорее всего, в узлах пересечения субширотного Северокрымского глубинного разлома с субмеридиональными Феодосийско-Корсацким и Керченско-Ждановским глубинными разломами.

На формирование залежей нефти и газа существенно влияли также региональные и локальные разрывы. В частности, разрывы Тарханкутского п-ва (южный борт Северокрымского прогиба) определяют пространственное положение отдельных структурно-тектонических зон, к которым приурочены линии складок в платформенных отложениях мел - неогена. Это Октябрьско-Меловая зона высокоамплитудных и наиболее крупных складок, Кировско-Карлаевская зона промежуточных по высоте и крутизне складок и Бакальско-Межводненская зона слабо выраженных пологих складок [6]. Именно благодаря разломной тектонике в этих зонах увеличивается трещиноватость пород и вместе с тем улучшаются их коллекторские свойства. Проницаемость пород возрастает в пять - десять раз.

Разломная тектоника повлияла и на строение отдельных локальных поднятий. Большинство складок сформированы в процессе тектонического сжатия на фо-

не вертикальных погружений. Многие из них осложнены разрывными нарушениями типа сбросов и взбросов. Таковы Октябрьская, Западнооктябрьская, Серебрянская складки в Равнинном Крыму, поднятие Голицина в акватории Черного моря и др.

В Индоло-Кубанском прогибе разломная тектоника обусловила интенсивные процессы диапиризма, здесь развиты дисгармоническая складчатость и гризевой вулканизм. Значительная часть диапировых структур осложнена сбросами и впаденными синклиналями (Булгананская, Малобабчикская, Селезневская, Приозерная, Фонтановская и др.). Многие региональные и локальные разрывы служили соединяющими каналами между основными путями миграции нефти и газа из мантийных очагов - глубинными разломами- и структурами-ловушками. Это главным образом оперяющие разрывы, тяготеющие к шовным зонам глубинных разломов. Причем возможность миграции нефти и газа по ним появлялась преимущественно в период их раскрытия, т.е. в период преобладающих напряжений растяжения.

Таким образом, разломы Причерноморско-Крымской нефтегазонаосной провинции влияли на особенности нефтегазонакопления в нескольких аспектах. Они являлись основными структуроформирующими элементами, определяющими стиль тектоники и развитие основных геоструктур, в том числе грабенных и прогибов с большим диапазоном мощного осадочного чехла, способного вмещать многоярусные ловушки нефти и газа. Вместе с тем глубинные разломы, а также сопутствующие им оперяющие региональные разрывы обусловили тектоническую зональность, формирование зон антиклинальных складок определенной ориентации и простирание крупных валов. Локальные разрывы осложняли строение отдельных антиклинальных складок. Эти разрывы способствовали образованию внутрипластовых трещин, а значит, и улучшению коллекторских свойств пород.

Одновременно глубинные разломы существенно влияли также на седиментогенез, распределение формаций и фаций отложений, литологических типов коллекторов. При этом субширотные разломы были главенствующими в начальную стадию формирования осадочного чехла, а субмеридиональные - в заключительную. Глубинные разломы являлись также основными путями миграции нефтяных флюидов - в земной коре, где в благоприятных структурно-тектонических и литолого-фациальных условиях формировались их залежи.

Анализ и обобщение материалов по разломной тектонике и нефтегазоносности Украины позволяет сделать следующие выводы.

1. Нефтегазоносные провинции возникали в наиболее подвижных геотектонических элементах земной коры: предгорных прогибах и внутригорных впадинах геосинклинальных областей, на платформенных склонах, примыкающих к геосинклиналям, и внутриплатформенных рифтогенных впадинах.

2. Нефтегазоносные провинции характеризуются интенсивным развитием глубинных разломов. Среди них выделяются две системы: продольная (субширотная) и поперечная (субмеридиональная). Продольная система глубинных разломов обуславливала прогибание земной коры и образование седиментационных бассейнов на начальных этапах геотектонического развития нефтегазоносных провинций. Поперечная — отражает строение фундамента осадочного чехла и наследование развитых в нем древних глубинных разломов, возобновивших свою деятельность на орогенных этапах развития нефтегазоносных провинций.

3. Глубинные разломы субширотной системы обусловили продольную тектоническую зональность нефтегазоносных провинций, характеризующуюся региональными линейными антиклинальными поднятиями и примыкающими к ним региональными прогибами, разграниченными разрывами регионального характера. Глубинные разломы субмеридиональной системы совместно с блоковым строением фундамента осадочного чехла благоприятствовали созданию поперечной тектонической зональности, с системой поперечных поднятий и депрессий.

4. В узлах пересечения продольных и поперечных глубинных разломов, характеризующихся наиболее интенсивной деформацией пород земной коры, открывались каналы для поступления эндогенных флюидов, и в частности нефтяных углеводородов в осадочный комплекс пород нефтегазоносных провинций.

5. Месторождения, примыкающие к разломам или тяготеющие к ним, отличаются увеличенной плотностью нефти, повышенным содержанием смол, асфальтенов, серы, в групповом составе их увеличивается количество ароматических углеводородов и структурных фрагментов изоостроения, а также концентрация парамагнитных центров и природная радиоактивность. В вертикальном разрезе осадочного чехла и отдельных место-

рождений по мере увеличения глубины залегания уменьшаются плотность и кинематическая вязкость нефти, в групповом составе увеличивается количество парафиновых углеводородов, уменьшается разброс значений изотопного состава углерода и водорода, снижаются парамагнетизм и радиоактивность. На глубинах, превышающих 4500 м, нефти становятся более однообразными по составу и свойствам. В природном газе метане в приразломных зонах содержится повышенное количество его гомологов и микроэлементов.

6. Разломная тектоника в значительной мере сказывается также на гидрогеохимических, газогидрогеохимических и гидродинамических особенностях нефтегазоносных провинций. В приразломных зонах нефтяных и газовых месторождений встречаются воды пониженной минерализации и пестрого состава: хлоридно-гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатного и хлоридно-натриевого. По мере удаления от залежей минерализация вод резко возрастает, снижаются соотношение  $Na/Cl$  и содержание  $HCO_3^-$ , тип воды переходит в хлоридно-натриево-кальциевый, соответствующий региональному фону. Гидрогеохимические аномалии ассоциируются со сверхгидростатическими пластовыми давлениями, присутствующими месторождениями нефти и газа, располагавшихся в большинстве случаев в зонах поперечных разломов.

7. Разломы отражаются и в тепловых полях нефтегазоносных провинций. Над разрывными нарушениями обычно фиксируются резкое повышение температуры, а по мере удаления от них — температурные минимумы. Положительные температурные аномалии обнаружены также на тектонически приподнятых блоках. Кроме того, их интенсивность уменьшается по мере выклинивания продуктивных горизонтов.



1. Апресов С.М. Роль дизъюнктивных дислокаций в нефтяных месторождениях. - Баку : Азнефтеиздат, 1947. - 163 с.
2. Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. - Ч. 1. - М.-П.; 1923. - 146 с.
3. Бабинен А.Е. Геотермические условия территории Украинской и Молдавской ССР // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. - Т. 1. - М. : Изд-во АН СССР, 1959. - С. 190-207.
4. Балабушевич И.А. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований // Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горюч. газам УССР. - Киев : Изд-во АН УССР, 1949. - С. 219-225.
5. Барташевич О.В. Нефтегазопоисковая битуминология. - М. : Недра, 1984. - 244 с.
6. Богаец А.Т. Соотношение структурных планов неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых отложений Тарханкутского полуострова и связи с перспективами нефтегазоносности северной части Равнинного Крыма // Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. - М. : Недра, 1968. - С. 262-267.
7. Бойко Р.Е., Гайванович О.П., Чекалки Э.Б. Прогноз нефтегазоносности акватории Черного и Азовского морей по генетическим критериям // Нефть и газ. промышленность. - 1977. - № 2. - С. 10-12.
8. Богачева М.П., Колина Л.А. Сравнительный анализ изотопного состава углерода разных структурных групп углеводородов в нефтях // III Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. - Тез. докл. - М., 1980. - С. 374-375.
9. Бондарчук В.Г. Геологическая структура УССР. - Киев : Изд-во АН УССР и Киев. гос. ун-та, 1946. - 146 с.
10. Брунс Е.П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Сов. геология. - 1955. - № 45. - С. 8-26.
11. Буш В.А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии // Геотектоника. - 1983. - № 3. - С. 15-31.
12. Варичев С.А., Галабуца Н.И., Смышко Р.М. Особенности раннего этапа развития Днепровско-Донецкой впадины // Геология и геохимия горюч. ископ. - Киев, 1969. - Вып. 19. - С. 13-18.
13. Венглинский И.В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. - Киев : Наук. думка, 1975. - 264 с.
14. Вялов О.С. Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. - 1965. - № 9. - С. 21-40.
15. Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1981. - 177 с.
16. Вялов О.С., Романив А.М., Циж И.Т. Закарпатский прогиб // История геологического развития Украинских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1981. - С. 89-94.
17. Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. - Ч. 1. Стратиграфический и литолого-геохимический очерк. - Львов : Изд-во Львов. гос. ун-та, 1976. - 198 с.
18. Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в формировании локальных поднятий Днепровско-Донецкой впадины (рифтогена) // Геол. журн. - 1965. - 25, вып. 6. - С. 22-25.
19. Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. - Киев : Наук. думка, 1969. - 268 с.
20. Геология СССР. - Т. 8. Крым. Полезные ископаемые. - М. : Недра, 1974. - С. 8-68.
21. Гинис Ю.Б. Тектонические нарушения как проводники глубинных вод и гидродинамические упоры // Азерб. нефть. хозяйство. - 1968. - № 11. - С. 6-7.
22. Григорьева В.А., Каменецкий А.Е., Павлюк М.И. и др. Фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности меловых отложений юга Украины. - Киев : Наук. думка, 1981. - 137 с.
23. Гринберг И.В., Петриковская М.Е. Исследование изотопного состава органического вещества горючих ископаемых. - Киев : Наук. думка, 1965. - 148 с.
24. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. - М. : Недра, 1968. - 264 с.
25. Данилович Л.Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики // Геология и геохимия горюч. ископ. - Киев, 1975. - Вып. 42. - С. 3-13.
26. Дименштейн Г.Х. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. - 1953. - № 4. - С. 21-32.
27. Доленко Г.Н. Роль тектонических разрывов в формировании нефтяных и газовых родовищ Передкарпатского прогиба // Геол. журн. - 1960. - 20, вып. 1. - С. 84-89.
28. Доленко Г.Н. Геология нефти и газа Карпат. - Киев : Изд-во АН УССР, 1962. - 364 с.
29. Доленко Г.Н. Основные закономерности нефтегазоагроагментации в нефтегазоносных провинциях Украины // Геол. журн. - 1964. - 24, вып. 1. - С. 3-13.
30. Доленко Г.Н. Взаимодействие тектонического и седиментационного факторов в формировании нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского передового прогиба // Материалы VI съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. - Киев : Наук. думка, 1965. - С. 291-301.
31. Доленко Г.Н. Происхождение нефти и газа и нефтегазоагломерация в земной коре. - Киев : Наук. думка, 1986. - 135 с.
32. Доленко Г.Н., Бойко Г.Е. Закономерности изменения физико-химических свойств нефтей в нефтегазоносной провинции Украинских Карпат // Материалы VII и IX съездов Карпато-Балкан. геол. ассоц. - Киев : Наук. думка, 1974. - С. 310-323.
33. Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Килин 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.
34. Доленко Г.Н., Данилович Л.Г. Новое учение о рессинианцах и его применении к Украинским Карпатам // Geol. zbornik - Geologica Carpatika. - 27, N 1. - Bratislava, 1976. - P. 1-9.
35. Доленко Г.Н., Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т. и др. Тектоническое развитие Украинских Карпат // Тектоника Средиземноморского пояса. - М. : Наука, 1980. - С. 135-145.
36. Доленко Г.Н., Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т., Мелведов А.П. История геологического развития Украинских Карпат // Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1980. - С. 34-53.
37. Егин Ю.В., Яруллин К.С. Магнитные свойства нефтей. - М. : Наука, 1979. - 199 с.
38. Застежко Ю.С., Терещенко В.А., Лурье А.И. Новые данные о геотермических условиях Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН СССР. - Сер. геол. - 1965. - № 11. - С. 115-118.
39. Застежко Ю.С., Терещенко В.А. Закономерности изменения основных показателей солевого состава подземных вод Днепровско-Донецкой впадины // Развитие газов, промысл. Украинской ССР. - М. : Недра, 1969. - С. 146-158.
40. Завистовский В.С., Субботин С.И. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины // Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. - Киев : Изд-во АН УССР, 1941. - Вып. 1. - С. 89-97.
41. Зелизна С.Т. Решение проблем нефтяной геохимии методами радиоспектроскопии // Происхождение и миграция нефти и газа. - Киев : Наук. думка, 1984. - С. 160-166.
42. Зелизна С.Т., Антонив Б.П., Ширококова Г.Н., Крупский Ю.З. Парамагнитные свойства высокомолекулярных фракций нефтей и конденсатов Украины // Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых залежей : Тез. докл. респуб. совещ. - Ч. 2. - Львов, 1981. - С. 17-18.
43. Зелизна С.Т., Смышко Р.М., Ширококова Г.Н. и др. Особенности состава нефтей и конденсатов северного обрамления Донбасса по данным инфракрасной спектроскопии // Угольные бассейны и условия их формирования. - Ч. 2. - Львов, 1980. - С. 53-54.
44. Зелизна С.Т., Смышко Р.М., Ширококова Г.Н. и др. Генетические соотношения горючих ископаемых северной окраины Донбасса по данным изотопии углерода // X Всес. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. - М., 1984. - С. 163.
45. Зелизна С.Т., Ширококова Г.Н. Геохимические процессы утяжеления нефтей (на примере Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции) // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. - Киев, 1976. - С. 85.
46. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России // Очерки геологического прошлого Европейской России. - М. : Изд-во АН СССР, 1947. - С. 148-169.
47. Карнев А.А. Основы геохимии нефти и газа. - М. : Недра, 1978. - 279 с.
48. Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. - 1967. - 174, № 2. - С. 451-454.
49. Колодий В.В. Про походження гідрохімічних аномалій на Октябрському нафтовому та Західно-Октябрському газоконденсатному родовищах Криму // Геологія і геохімія горючих ископаемых. - 1971. - Вып. 27. - С. 10-10.
50. Колодий В.В. Подземные конденсационные и соляционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. - Киев: Наук. думка, 1975. - 124 с.
51. Колодий В.В. Гидрохимические аномалии в нефтегазоносных водоносных системах // Геология и геохимия нефтегазоносных провинций Украины. - Киев : Наук. думка, 1977. - С. 19-26.

52. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. - Киев : Наук. думка, 1983. - 248 с.
53. Колодий В.В. Природные газы и их роль в формировании гидрогеологической обстановки в недрах волапапрных бассейнов // Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых : Материалы I Всес. совещ. - Киев : Наук. думка, 1985. - С. 33-38.
54. Колодий В.В., Дозинский А.В. Гидрогеологичні особливості палеогенових відкладів Вугорської зони Передкарпатського прогину і зв'язок їх з розміщенням покладів нафти // Геологія і геохімія горючих копалин. - 1978. - Вип. 34. - С. 49-54.
55. Колодий В.В., Мамур Г.П. Изотонний склад вуглецю в природному газі глибоких горизонтів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини // Докл. АН УРСР. Сер. Б. - 1980. - № 4. - С. 11-18.
56. Колодий В.В., Нудик В.И., Высочанский И.В. и др. Гидрогеохимические и геотермобарические условия в глубоководных горизонтах карбона восточной части Днепровско-Донецкой впадины // Геология нефти и газа. - 1980. - № 8. - С. 41-48.
57. Колодий В.В., Терещенко В.О. Волоніпріні системи Прип'ятської та Дніпровсько-Донецької западин // Геологія і геохімія горючих копалин. - 1972. - Вип. 31. - С. 38-44.
58. Крутижковская З.А. Некоторые новые данные о структуре фундамента Среднеднепровского склона Украинского кристаллического массива // Сов. Геология. - 1955. - Вип. 48. - С. 195-204.
59. Куделин Б.И. К вопросу о палеогидрогеологических условиях накопления пресных валозных вод в Днепровско-Донецком артезианском бассейне // Сов. геология. - 1959. - № 10. - С. 113-121.
60. Кутас Р.И., Горпиенко В.В. Тепловое поле Украины. - Киев : Наук. думка, 1971. - 140 с.
61. Лапчик Ф.Е. О пермских и триасовых отложениях Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины // Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. - Киев : Изд-во АН УССР, 1959. - С. 205-220.
62. Лазько Е.М., Кириллук В.И., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний локеморий западной части Украинского щита. - Львов : Вища школа, 1975. - 240 с.
63. Лундсгерстаузен Л.Ф. Этапы развития Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. Нов. сер. - 1939. - № 22, № 6. - С. 533-536.
64. Лундсгерстаузен Л.Ф. К вопросу о тектонике Украины // Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. - Киев : Изд-во АН УССР, 1941. - Вип. 1. - С. 59-87.
65. Лялько В.И., Митник М.М., Вульфсон Л.Д. Исследование особенностей температурного поля поверхности Земли на нефтегазовых площадях Днепровско-Донецкой впадины для выявления критериев дистанционных поисков нефти и газа // Докл. АН УССР. Сер. Б. - 1977. - № 7. - С. 600-602.
66. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - Киев : Наук. думка, 1977. - 177 с.
67. Мазур Н.Н. Тепленосность нефтегазоносных регионов Украинской ССР : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1971. - 24 с.
68. Малюк Б.И. Геологическое строение фундамента и его влияние на формирование осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины (в связи с нефтегазоносностью) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Львов, 1984. - 18 с.
69. Мелведев А.П. Природа доальпийской структуры Волинно-Подолия и смежных районов. - Киев : Наук. думка, 1979. - 88 с.
70. Мелведев А.П. Вещественный состав, природа структуры и основные этапы развития доальпийского основания Карпат и прилегающих прогибов // Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. - Киев : Наук. думка, 1980. - С. 5-34.
71. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. - М. : Гостехиздат, 1960. - 207 с.
72. Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова В.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1962. - № 1. - С. 3-35.
73. Мишунина З.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины // Тр. Всесоюз. науч.-исследов. геол.-разведоч. ин-та. Спец. сер. - 1955. - Вип. 15. - С. 16-21.
74. Непримеров Н.Н., Хошарева Э.Я., Елисеева Н.Н. Геотермия областей нефтегазонакопления. - Казань : Изд-во Казан. ун-та, 1983. - 138 с.
75. Нефтегазоносные провинции Украины. - Киев : Наук. думка, 1985. - 172 с.
76. Новосилецкий Р.М. Гидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. - М. : Недра, 1975. - 227 с.
77. Озерный С.М. Исследование зон АВПЧ юга Украины с целью уточнения перспектив нефтегазоносности : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - М., 1981. - 24 с.
78. Озерова Н.А. Ртутная делегация Земли и образование ртутных месторождений // Геохимия, минералогия : Докл. сов. геологов на XVI сессии Междунард. геол. конгресса. - М. : Наука, 1980. - С. 43-52.
79. Осалчий В.Г., Дурье А.И., Ерошев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. - Киев : Наук. думка, 1976. - 144 с.
80. Осалчий В.Г., Вуксов Г.А., Ковалич В.В. Морская геотермосъемка. - Киев : Наук. думка, 1979. - 102 с.
81. Осалчий В.Г., Филлюс Р.М. Геотермические условия верхних слоев осадочно-
- го комплекса Предкарпатского передового прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. - 1974. - Вип. 39. - С. 29-38.
82. Павлюк М.И., Богасць О.Т. Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Сквіфської плити. - Київ : Наук. думка, 1978. - 148 с.
83. Павлюк М.И. О геологическом развитии Крыма и Причерноморья // Резюме III конгресса Карпато-Балкан. геол. ассоц. - Бухарест, 1981. - С. 194-195.
84. Павлюк М.И. Формирование структуры южного обрамления Восточно-Европейского кратона // Материалы III конгресса Карпато-Балкан. геол. ассоц. - Краков, 1985. - С. 320-321.
85. Панченко Д.Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. - Киев : Наук. думка, 1985. - 144 с.
86. Парыляк А.И. Роль разрывных нарушений в формировании и размещении месторождений нефти и газа и время образования залежей в Крыму // Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. - Киев : Наук. думка, 1975. - С. 283-287.
87. Парыляк А.И., Копац И.П., Плотников А.М., Ступка О.С. Прогнозные запасы нефти и газа юга Украинской ССР // Современные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. - Киев, 1977. - С. 112-117.
88. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1 // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1956. - № 1. - С. 90-105.
89. Плузжикова В.Л., Лазарева Н.С. Некоторые особенности физико-химических свойств нефтей Внутренней Зоны Предкарпатского прогиба. - Ивано-Франковск : Ивано-Франк. ин-т нефти и газа, 1983. - 10 с. - Рукопись деп. в УкрНИИТИ 26.10.83. - № 1214 Ук - П 83.
90. Поконова Ю.В. Смолисто-асфальтеновые вещества // Ужлея нефти. - Л. : Лимия, 1984. - С. 263-297.
91. Поляков И.И., Филлюс А.И., Кравченко Ю.Б. Перспективы применения геотермических методов с целью повышения эффективности поисков глубоководных месторождений газа в ДДВ // Нефтяная и газовая промыш. - 1978. - № 1. - С. 8-10.
92. Порфирьев В.Б. О природе нефти // Проблема происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей. - М. : Гостехиздат, 1960. - С. 165-198.
93. Радухин Г.Е. К вопросу о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины // Стратиграфия и тектоника Русской платформы : Тр. ВНИГРИ. - М., Л., 1953. - Вип. 3. - 173 с.
94. Семеновко Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И. Галицийская складчатая область рифей и каледоний и их предгорный прогиб // Материалы II съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. : Докл. сов. геол. - Киев : Наук. думка, 1965. - С. 225-231.
95. Сергеев А.Д., Ямниченко И.М. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических исследований // Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. - Киев : Изд-во АН УССР. - Вип. 1. - С. 41-57.
96. Сиворонов А.А., Берзеник В.З., Малюк Б.И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации раннекаембрийских зеленокаменных поясов Украинского щита // Геол. журн. - 1981. - 41, № 5. - С. 20-28.
97. Скаржинский В.И. Эпигеренная металлогения Донецкого бассейна. - Киев : Наук. думка, 1973. - 204 с.
98. Смишко Р.М. Природа и механизм образования силалчатых деформаций осадочной толщи центральной части Донбасса // Геотектоника. - 1980. - № 4. - С. 37-43.
99. Смишко Р.М. Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги // Геотектоника. - 1985. - № 2. - С. 120-125.
100. Смишко Р.М., Уженков Г.А. Эволюция осадочной толщи Донбасса и ее связь с тектоникой кристаллического фундамента // Угольные бассейны и условия их формирования. - Ч. 1. - Львов, 1980. - С. 39-41.
101. Софослев Д.Н. С среднеазиатской геосинклинали и об амальпийском бассейне // Зап. Наук.-докл. ин-ту при Харків. держ. ун-ті. - 1936. - 3, вип. 2. - С. 5-31.
102. Современные методы исследования нефтей : Справ.-метод. пособие / Под ред. А.И.Богомолова, М.Б.Теменко, Л.И.Хотинцевой. - Л. : Недра, 1984. - 431 с.
103. Соллогуб В.Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР (по данным геофизических исследований). - Киев : Изд-во АН УССР, 1960. - 93 с.
104. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины // Геофиз. журн. - Киев, 1982. - 4, № 4. - С. 3-25.
105. Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины // Геофиз. об. - Киев, 1970. - Вип. 38. - С. 22-35.
106. Соллогуб В.Б. Структура поверхні астеносферного шару України // Докл. АН УРСР. Сер. Б. - 1985. - № 7. - С. 18-20.
107. Соллогуб В.Б., Бородулін М.І., Чекунов А.В. Глибинна структура Донбасу і суміжних територій // Геол. журн. - 1977. - 37, № 2. - С. 23-30.
108. Соллогуб В.Б., Гаркаленко И.А., Чекунов А.В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным // Докл. АН СССР. - 1965. - 162, № 6. - С. 1374-1377.
109. Соллогуб В.Б., Харитонов С.М., Чекунов А.В. Глубинное строение Восточ-

- но-Европейской платформы по данным геофизических исследований // Геофиз. журн. - 1983. - № 6. - С. 26-38.
110. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Литология юго-восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1983. - № 12. - С. 3-12.
111. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофиз. журн. - 1985. - 7, № 6. - С. 43-54.
112. Соллогуб В.Б., Чирвинская М.В., Бородулин М.И. О древнем грабене в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена // Проблемы геологии и геохимии эндогенной нефти. - Киев : Наук. думка, 1976. - С. 196-203.
113. Ступка С.С. Глубинные разломы Крымского полуострова // Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины. - Киев : Наук. думка, 1967. - С. 25-36.
114. Ступка С.С. Суомерациональні розломи і їх роль у становленні структури Криму // Док. АН УРСР. Сер. Б. - 1975. - № 6. - С. 509-512.
115. Суботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат. - Киев : Изд-во АН УССР. - 1955. - 258 с.
116. Суботин С.И. До питання про механізм формування прогинів земної кори і про тектоніку фундаменту Дніпровсько-Донецької западини // Геол. журн. - 1958. - 18, вип. 6. - С. 3-14.
117. Суботин С.И. О связи месторождений нефти и газа с глубинными разломами на территории УССР // Геол. сб. Львов. геол. о-ва при Львов. гос. ун-те. - Львов, 1961. - № 7-8. - С. 39-54.
118. Сувариков Ю.А. Основные тектонические элементы эпигеринской платформы Предкавказья // Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигеринской платформы юга СССР. - М. : Недра, 1964. - С. 34-56.
119. Терещенко В.А. Гидрогеологические особенности глубинных (4-6 км) горизонтов Днепровско-Донецкой впадины // Вестн. Харьк. ун-та. - 1984. - № 264. - С. 29-32.
120. Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии // Сов. геология. - 1961. - № 3. - С. 88-92.
121. Фелушак М.Ю., Буров В.С. Угленосные формации западных областей Украины // Геология и геохимия горюч. ископ. - 1969. - Вып. 18. - С. 14-21.
122. Физико-химические свойства нефтей и газов Украины : Справочник Укр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та / Шевченко Е.С., Рабинет Л.М., Карпенко Г.М. и др. // Тр. УкрНИГРИ. - М. : Недра, 1971. - Вып. 23. - 408 с.
123. Филлис Р.И., Осалчий В.Г. Выявление тектонических нарушений по данным геотермических исследований // Геология нефти и газа. - 1979. - № 11. - С. 45-48.
124. Филлис Р.И. Пластовая нефть Октябрьского месторождения Крымского полуострова // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений на территории УССР. - Л. : Гостехиздат, 1963. - С. 218-228.
125. Хоменко В.И. Глубинная структура Закарпатского прогиба. - Киев : Наук. думка, 1971. - 148 с.
126. Химия нефти / Батшева И.Ю., Гайде А.А., Поконова Ю.В. и др. - Л. : Химия, 1984. - 360 с.
127. Чебаненко И.И. Разломная тектоника Украины. - Киев : Наук. думка, 1966. - 177 с.
128. Чекунов А.В. Орехово-Павлоградский линеймент // Геол. журн. - 1965. - 25, вып. 4. - С. 13-25.
129. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. - Киев : Наук. думка, 1972. - 175 с.
130. Чекунов А.В., Науменко В.В. Связь между глубинной перестройкой земной коры, тектоническими движениями, магматизмом, метаморфизмом и металлоносностью в Днепровско-Донецком палеорифте // Геофиз. журн. - 1982. - 4, № 4. - С. 25-34.
131. Шаратов И.С. Основные черты геотектонического строения и этапы развития Днепровско-Донецкой впадины // Нефтяное хозяйство. - 1954. - № 7. - С. 54-60.
132. Швай Л.П. Природные газы и формирование месторождений нефти и газа (на примере Днепровско-Донецкой впадины) // Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых. - Киев : Наук. думка, 1985. - С. 80-88.
133. Швей Н.А., Калиш В.П., Широкова Г.Н. и др. Некоторые закономерности изменения физико-химических свойств природных нефтей Днепровско-Донецкой впадины // Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. - Киев : Наук. думка, 1967. - С. 280-287.
134. Широкова Г.Н. Разрывные нарушения и их влияние на изменение свойств нефтей в месторождениях Днепровско-Донецкой впадины // Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. - Киев : Наук. думка, 1971. - С. 150-152.
135. Широкова Г.Н. Закономерности изменения состава попутных нефтяных газов Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции // Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа : Геол. докл. - Львов, 1972. - С. 158-159.
136. Шкребта Г.П. Радиационность нефтей и пород Днепровско-Донецкой впадины (на примере Качановского и Глинско-Розышевского месторождений) //

- Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. - Киев : Наук. думка, 1971. - С. 399-412.
137. Шкребта Г.П., Лашманова Р.М. Трассирование путей миграции углеводородов по палинологическим и радиологическим данным // Первичная и вторичная миграция нефти и газа : Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. - 1975. - Вып. 178. - С. 217-226.
138. Шпак П.Ф. Про закономірності у розміщенні покладів нафти і газу у Дніпровсько-Донецькій нафтогазоносній області // Геол. журн. - 1971. - 31, № 4. - С. 3-8.
139. Шпак В.М. Гидрогеологические условия Внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1965. - 22 с.
140. Эмсли Дж., Финей Дж., Сатклиф Л. Спектроскопия ядерного магнитного резонанса высокого разрешения. - М. : Мир, 1964. - 384 с.
141. Яценко Е.Ф., Донцова Г.М. Состав и свойства карпатских нефтей // Геология нефти и газа. - 1962. - № 10. - С. 29-33.
142. Яценко Е.Ф., Донцова Г.М. Физико-химические свойства нефтей водонефтяного контакта // Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений на территории УССР. - Л. : Гостехиздат, 1963. - С. 250-256.
143. Teissieyre W. Metoda kreptotektoniki a podloze Karpat // Kosmos. - 1926. - 51. - P. 47-61.
144. Tolwinski K. Kulminacje poprzeczna w Karpatach zachodnich oraz ich rola w rozmieszczeniu zloz bitumicznych // Geologia i statystyka naftowa. - 1932. - N 1-3. - P. 23-44.

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
ГЛАВА 1. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ (Г.Н.Доленко, С.А.Варичев) . . . . .	4
Украинский шит и Воронежская антеклиза . . . . .	4
Волыно-Подольская плита . . . . .	6
Днепроовско-Донецкая впадина . . . . .	9
Донецкое складчатое сооружение . . . . .	13
Причерноморская впадина . . . . .	17
Карпатское горное сооружение . . . . .	20
Крымское горное сооружение . . . . .	25
ГЛАВА 2. ЗЕМНАЯ КОРА И РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА (Г.Н.Доленко)	27
ГЛАВА 3. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ	30
Предкарпатская нефтегазовая провинция, перспективные области Закарпатского прогиба и Волыно-Подольской плиты (Г.Н.Доленко) . . . . .	30
Днепроовско-Донецкая нефтегазовая провинция (Г.Н.До- ленко, С.А.Варичев) . . . . .	33
Причерноморско-Крымская нефтегазовая провинция (О.С.Ступка, И.П.Копач) . . . . .	39
ГЛАВА 4. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА	45
Предкарпатская нефтегазовая провинция (Г.М.Мицько)	45
Днепроовско-Донецкая нефтегазовая провинция (Г.Н.Ши- робоква) . . . . .	50
Причерноморско-Крымская нефтегазовая провинция (А.Г.Стрельковская) . . . . .	58
ГЛАВА 5. ГИДРОГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ В СВЯЗИ С РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКОЙ (В.В.Колодий) . . . . .	63
ГЛАВА 6. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И ТЕПЛОВЫЕ ПОЛЯ НЕФТЕГАЗО- НОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ УКРАИНЫ (В.Г.Осадчий) . . . . .	76
ГЛАВА 7. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВА- НИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА . . . . .	95
Предкарпатская нефтегазовая провинция (Г.Н.Доленко)	95
Днепроовско-Донецкая нефтегазовая провинция (В.В.Кра- вец) . . . . .	100
Причерноморско-Крымская нефтегазовая провинция (М.И.Павлюк, И.П.Копач) . . . . .	104
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	108
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	110