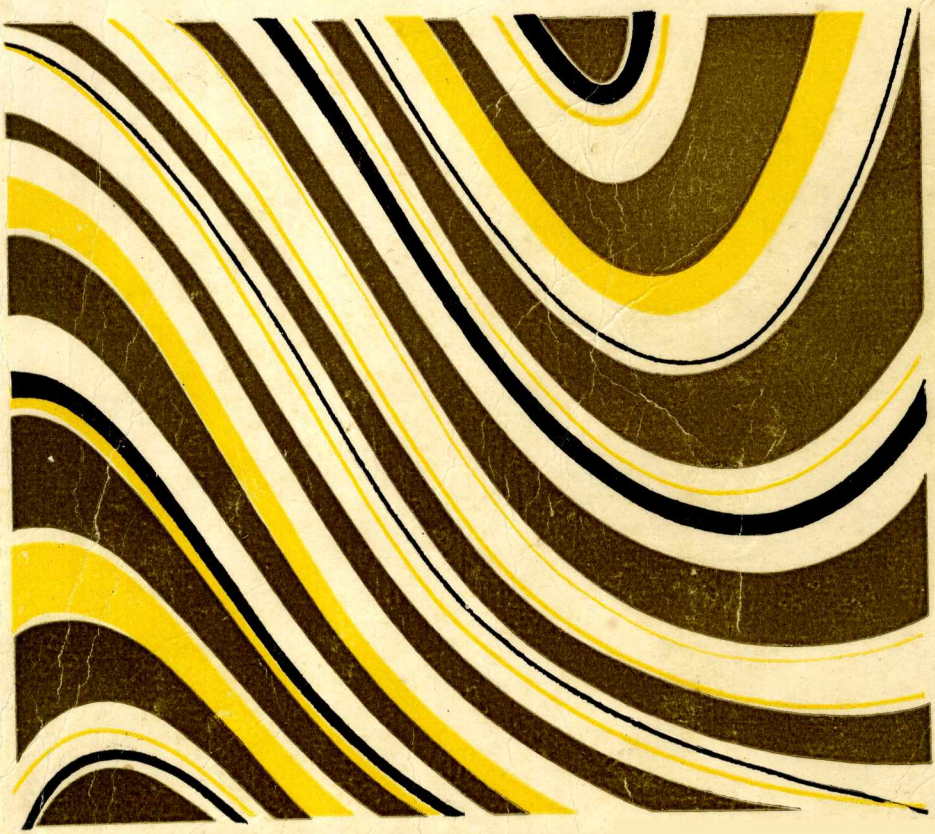
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ нефтегазоносных провинций Украины

553.98
Г36



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ нефтегазоносных провинций Украины

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

УДК 551.24 (447)

Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины / Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Галабуда Н.И. и др. – Киев : Наук. думка, 1984. – 232 с.

В книге охарактеризованы геологические формации осадочного чехла и основные этапы геотектонического развития нефтегазоносных провинций Украины. С учетом проведенных исследований дается оценка перспектив нефтегазоносности и определяется направление дальнейших геологоразведочных работ в пределах разрабатываемых Днепровско-Донецкой, Причерноморско-Крымской, Предкарпатской нефтегазоносных и перспективных Волыно-Подольской и Закарпатской газоносных провинций.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

Ил. 32. Табл. 6. Библиогр.: с. 218–230 (265 назв.).

Авторы

Г.Н.Доленко, Л.Т.Бойчевская, Н.И.Галабуда, И.П.Копач, П.М.Лагола, М.И.Павлюк, Б.П.Ризун, Р.Ф.Сухорский, Е.И.Чиж, В.М.Щерба, Б.И.Ярош

Ответственный редактор

Г.Н.Доленко

Рецензенты

В.А.Бабадагли, Ю.Н.Сеньковский

Редакция литературы о Земле

Г 1904050000–604 / М221 (04)-84 461-84 подписное

©Издательство "Наукова думка", 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формационный анализ в последнее время успешно применяется при решении многих геологических вопросов, связанных с поисками месторождений полезных ископаемых. В нефтегазовой геологии его можно использовать для качественной оценки перспектив нефтегазоносности отдельных частей стратиграфического разреза территорий нефтегазоносных провинций и отдельных структурных тектонических зон.

Развитие формационного анализа происходило в тесной связи с выявлением различий в составе и строении ассоциаций горных пород разных геоструктурных элементов земной коры. В результате возникло представление о том, что некоторые формации связаны только с определенными геотектоническими структурами земли и даже с определенными этапами их развития. В этом плане нами проведен формационный анализ разрезов осадочных пород нефтегазоносных территорий Украины.

В Украинской ССР выделяются три разрабатываемые нефтегазоносные и две перспективные провинции. Они связаны с различными геоструктурными элементами земной коры. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная и Волыно-Подольская перспективная провинции связаны с геотектоническими структурами древней Восточно-Европейской платформы, Причерноморско-Крымская находится в пределах молодой эпигерцинской Скифской платформы, Предкарпатская приурочена к предгорному и Закарпатская перспективная – к загорному прогибам Украинских Карпат альпийской геосинклинальной области. С помощью формационного анализа осадочных толщ каждой провинции детально охарактеризованы особенности их строения и выделены наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении комплексы пород.

В книге освещаются основные этапы геотектонического развития и палеогеографические связи нефтегазоносных провинций на байкальском, каледонском, герцинском и киммерийско-альпийском геотектонических этапах развития. В заключительном разделе рассмотрена практическая сторона вопроса – основные закономерности размещения и перспективы поисков новых месторождений нефти и газа по результатам изучения геологических формаций.

В монографии впервые обобщены сведения о формациях нефтегазоносных провинций Украины. Как всякое первое исследование предлагаемый материал в ней несколько неоднороден. Тем не менее думается, что она послужит основой для дальнейшего изучения и систематизации геологического строения и формирования разнородных в тектоническом отношении геоструктур земной коры и связанных с ними нефтегазоносных провинций.

В книге отражены разработки по формациям и цикличности геологических процессов, проводимые в течение ряда лет в отделе геологии нефти и газа Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, закономерности формирования отдельных нефтегазоносных территорий, направленность геологических процессов, общие закономерности локализации месторождений нефти и газа. Приведены результаты разработок авторов, а также материалы других исследователей по изучению стратиграфии, тектоники, вещественного состава, вторичных изменений пород и нефтегазоносности осадочного разреза.

Авторы выражают искреннюю признательность всем организациям и лицам, способствовавшим сбору материала для этой книги и подготовке ее к изданию.

ГЛАВА 1

СОВРЕМЕННОЕ УЧЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Учение о геологических формациях является важнейшей составной частью наук о Земле. Оно способствует разработке общетеоретических основ разных областей геологических знаний и служит важным критерием в познании закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых, в частности нефти и газа.

Понятие о геологических формациях как ассоциация горных пород и их сочетании зародилось в самом начале становления геологической науки. Оно положено в основу стратиграфических и литологических исследований, а затем геотектонических и палеогеографических построений.

В настоящее время учение о геологических формациях координируется с новой тектонической концепцией – тектоникой литосферных плит. Эта концепция отражает современный, качественно высший этап развития геологической науки, преобразующейся из описательной в теоретическую, т.е. объясняющую не только природные явления, но и механизм их развития и действия.

Термин "формация" ввел в геологию в 1781 г. А.Г.Вернер для обозначения различных типов горных пород одинакового петрографического состава, повторяющихся в разных геологических эпохах. Он выделил четыре основные формации: гранитную, грауваккову, сланцевую и карбонатную.

В последующее время понятие "формация" параллелизуется с понятием "фация". Термин "фация" получил широкое применение для выделения отдельных стратиграфических подразделений.

На II сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. было предложено понимать под формацией "комплекс пород определенного литологического состава и близкого происхождения". Однако и после конгресса термины "формация" и "фация" вновь начали употреблять как синонимы.

В русской геологической литературе термин "формация" первым в 1888 г. применил Ф.Ю.Левинсон-Лессинг для обозначения магматических естественных комплексов горных пород и несколько позже – для совокупности всех пород, связанных с кристаллизацией магмы.

В конце XIX и начале XX в. развитие геотектоники и палеогеографии (Э.Зюсс, А.П.Карпинский, М.Бертран, Э.Ог, А.Гребау, П.Арбенц, Э.Реневье, А.Л.Борисяк, Л.Кобер) становится предпосылкой для более глубокого развития учения о геологических формациях.

М.Бертран [262] в конце прошлого столетия ввел понятие о циклах горообразования и о циклах седиментации. В геологической истории развития

Земли он выделил четыре тектонических и осадочных цикла: гуронский, каледонский, герцинский и альпийский. Каждый из них характеризуется одной и той же последовательностью развития геологических формаций (геогенераций).

В 1932 г. Э.Ог предложил при описании геологических явлений выделять континентальные, лагунные и морские образования с соответствующим набором формаций. Континентальные характеризуются субаэральной, аллювиальной и угольной формациями. Субаэральная формация, в свою очередь, состоит из вулканической, эоловой, ледниковой и элювиальной фаций, угольная – из фаций бурого и каменного углей. Лагунные образования он подразделил на две формации: соляные и лагунно-озерные, морские – на неритовые, батиальные и абиссальные. Неритовые формации заключают фации песчаные и известняковые, батиальные – фации мелкозернистых песчаников, глин, мергелей, сланцев, а абиссальные – глобигериновый, птероподовый, диатомовый и радиоляриевый илы и абиссальную красную глину.

В дальнейшем учение о геологических формациях получило широкое развитие в работах Д.Н.Соболева, Л.В.Пустовалова, М.Л.Усова, Н.Б.Вассоевича, Н.М.Страхова, Н.С.Шатского, В.В.Белоусова, Ю.А.Жемчужникова, В.И.Попова, Б.М.Келлера, Л.Б.Рухина, В.Г.Бондарчука, Г.Ф.Крашенинникова, Н.П.Хераскова, И.В.Хворовой, В.Е.Хаина, Н.Ф.Балуховского, И.В.Круть и др.

За рубежом учение о геологических формациях связано с именами Г.Штилле, С.Бубнова, К.Крейчи-Графа, Л.Клосса, В.Крумбейна, Ф.Роджерса, Ф.Тернера, Дж.Ферхугена, Э.Спикера, Х.Вуда и др.

Правильность суждений о геологических формациях и методах их изучения вырабатывались при исследовании конкретных геологических задач теоретического и практического значения, в частности при решении тектонических, палеогеографических, металлогенических, нефтегеологических вопросов, связанных с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых. Отметим наиболее характерные работы.

Д.Н.Соболев [211] подразделяет горные породы на два основных генетических типа: эндогенный и экзогенный. Среди эндогенных выделяются три формации изверженных пород: глубинные, или плутонические, интрузивные, или жильные, и эффузивные, или излившиеся. Породы каждой формации характеризуются определенными структурными особенностями и подразделяются на ряд фаций.

Экзогенные, или осадочные, образования он подразделяет на морские и континентальные формации. Морские состоят из осадков, образующихся на морском дне благодаря совместной работе морской воды и организмов. В зависимости от глубины отложения и гидродинамических условий эти отложения подразделяются на ряд пространственно и литологически различных фаций: неритовую, занимающую приконтинентальную часть моря, батиальную, захватывающую континентальный склон, и абиссальную, покрывающую дно открытого глубокого моря. Континентальные экзогенные об-

разования подразделяются на три основные формации: гумидную, нивальную и аридную. Для гумидной характерны углистые накопления – торф, бурый и каменный угли, а также сильное химическое разложение силикатных пород. Нивальная формация отличается отсутствием следов морского выветривания и сортировки материала в собственно ледниковых отложениях, слабой химической выветрелостью, наличем валунов, шлифовки, полировки и ледниковых шрамов на валунах и твердых породах ложа. Характерными особенностями аридной формации являются кластическая структура пород, слабая выветрелость их составных частей и слабая выщелоченность отложений, наличие в них легко растворимых солей (гипса, каменной соли), следы окремнения пород и древесных стволов.

В последующие годы учение о геологических формациях советскими учеными развивалось главным образом в двух направлениях: парагенетическом и генетическом. Первое наиболее полно отражено в работах Н.С.Шатского и В.В.Белоусова. Это направление рассматривает развитие геологических формаций во взаимосвязи с тектоническими процессами.

Н.С.Шатский под геологическими формациями предложил понимать "естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности" [248]. Каждая формация "отличается одна от другой своим, особым парагенезисом пород, а также составом слагающих его членов (пород, пачек, отложений) и пространственным взаимоотношением между ними". Главным фактором в образовании формаций, в его представлении, являются тектонический, в меньшей мере – климатический. На основании этого он предлагает классифицировать формации по тектоническому принципу.

В.В.Белоусов [5, 6] характеризует осадочные формации в зависимости от колебательных движений земной коры. Осадочной формацией он называет "комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла". В пределах геосинклинальных областей во взаимосвязи с геотектоническими циклами он выделяет: нижнюю терригенную, соответствующую началу геотектонического цикла развития геосинклинали; известняковую, соответствующую концу первой половины цикла – времени максимального преобладания опусканий над поднятиями; верхнюю терригенную, соответствующую началу второй стадии геотектонического цикла, когда внутри геосинклинали возникают центральные поднятия; лагунную, характеризующуюся накоплением хемогенных образований; молассовую, заканчивающую ряд геосинклинальных формаций, связанную с заключительным этапом геотектонического развития геосинклинали, и формацию наложенных мульд и внутренних впадин, дающую начало ряду платформенных формаций.

В.Г.Бондарчук предложил под формацией понимать "естественно исторические комплексы пород, парагенетически связанные друг с другом, распространенные в конкретных тектонических регионах" [16]. В тектоническом отношении, по его мнению, формации соответствуют определенному этапу тектонического и палеогеографичнского развития земной коры и объединяют группу однотипных фаций (метофаций). По сочетанию формаций в определенных тектонических структурах земной коры он выделяет их типы: тектоногенный, обусловленный движениями земной коры (например, флиш); магматогенный, обусловленный вулканической деятельностью, и эпигенетический – наложенный, формирующийся в определенных климатических зонах (например, ледниковые отложения). Формирование осадочных комплексов сохраняет закономерную последовательность в условиях как опускания, так и поднятия. Смена направленности движений отражается в виде тектонических и стратиграфических несогласий.

Несколько специфическое направление в учении о формациях развивал М.А.Усов [227]. В его представлениях, формация – это естественно исторические парагенетические комплексы пород, все члены которых связаны между собой непрерывно-прерывистым процессом развития в конкретном тектоническом регионе. По простиранию они изменяются в узких фациальных рамках, а в подошве и кровле ограничиваются ясными или скрытыми стратиграфическими несогласиями. В стратиграфическом плане выделяемые формации он ассоциирует со свитами.

Парагенетическое направление в изучении геологических формаций отражено в работах Н.П.Хераскова [239], который углубил представления Н.С.Шатского о внутреннем строении формаций, ввел понятие об абстрактных и конкретных формациях, об эталоне определенного типа формаций – голотипе, развил классификацию формаций по тектоническому принципу.

Другое генетическое направление базируется на определяющей роли палеогеографической среды при образовании формаций. Представителями этого направления являются Н.М.Страхов, В.И.Попов, Ю.А.Жемчужников, Л.Б.Рухин и др.

Н.М.Страхов [217–218] в послепротерозойской истории развития Земли в зависимости от физико-географических условий выделяет четыре типа осадочного процесса: ледниковый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный. Они отличаются источниками осадочного материала, формами его переноса и отложения, набором осадков, их структурными и текстурными особенностями, характером сложения осадочных толщ, скоростями седиментации. Каждый из этих типов характеризуется своеобразным набором формаций.

Ледниковый тип осадочного процесса по способам накопления и транспортировки осадочного материала, ходу его осаждения и структурно-текстурным признакам характеризуется двумя формациями: одна отвечает обширным материковым оледенениям, другая – горным.

Гумидный тип осадочного процесса отличается частым изменением физико-географических условий на разных частях обширных территорий. В этой зависимости меняется характер гумидного осадконакопления. Среди

пород гумидного осадконакопления – конгломераты, пески, песчаники, алевриты, глины (аргиллиты), известняки, кремнистые породы (опоки, гезы). Парагенетические комплексы пород гумидного типа Н.М.Страхов выделяет в гумидные осадочные формации. Наиболее характерные из них, по его мнению, платформенная формация гумидных равнин, гумидная формация межгорных котловин, паралические угленосные формации обширных плоских предгорных равнин, отвечающие передовым прогибам складчатых цепей. Морские гумидные формации он подразделяет на платформенные (терригенную, терригено-карбонатную, карбонатную) и геосинклинальные (сланцевую, возникшую в условиях расчлененного рельефа седиментации, и флишевую, возникшую в прогибах между растущими "кордильерами" в условиях тектонической активности).

Аридный тип осадочного процесса, развитый на территории засушливых зон, также характеризуется большим набором формаций. Среди них Н.М.Страхов выделяет платформенную терригенную формацию аридных равнин, терригенную межгорных впадин аридных зон, платформенную морскую известняково-доломитовую, а также пять типов аридных галогенных формаций: континентальные формации соляных озер, лагунные, заливные, галогенные краевой части эпиконтинентального морского бассейна и формации внутриконтинентальных солеродных морей.

Эффузивно-осадочный тип литогенеза резко отличается от предыдущих источником осадочного материала, который возникает не в результате выветривания континентальных образований, а поступает из глубинных зон земной коры во время вулканических извержений. Парагенетические комплексы осадков при локальных изменениях эффузивно-осадочного процесса образуют эффузивно-осадочные формации. Среди них Н.М.Страхов выделяет собственно эффузивные формации, представленные лавами и туффами, эффузивно-терригенные, в которых кроме лав и туфов присутствует терригенный материал осадочного происхождения, и эффузивно-кремнистые, в составе которых,помимо лав, туфов, песчаников и глин, присутствуют кремнистые породы-яшмы, кремнистые сланцы и т.д. Эти формации чаще всего возникают в центральных частях геосинклиналей в периоды их интенсивного прогибания и растрескивания земной коры.

В.И.Попов характеризует геологические формации как "естественно исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород" [185]. При этом генетический характер связи горных пород он рассматривает как основной при выделении формаций в противовес "парагенетическому". Парагенетическая связь им трактуется как частный случай генетической. В его представлении, формации отделяются между собой перерывом, "скачком слагающего их вещества". Этот исследователь высказывается против выделения смешанных формаций типа "осадочно-вулканогенных" и выделяет формации разного ранга: от формационных комплексов до более мелких формаций и подформаций (субформаций). В другом аспекте он рассматривает геологические формации "как тип геологических тел, крупнее,

чем слагающие их горные породы, и мельче, чем образующиеся из формации земная кора и ее вертикальные (этажные) и горизонтальные (региональные) подразделения". Концепция В.И.Попова, разработанная главным образом на материале мезо-кайнозойских континентальных отложений Средней Азии, не нашла широкого применения при изучении геологических формаций.

Многие исследователи понятие "формация" формируют через понятие "фация". В частности, Ю.А.Жемчужников [102], характеризуя формацию как "полифациальный комплекс", считает многофациальность обязательным ее признаком. При анализе геологических формаций, по его мнению, необходимо рассматривать таксономический ряд: горная порода – фация – генетический тип – формация. И.В.Хворова в 1963 г. при определении формации основное значение придавала исходному веществу. При этом она вводит представление об элементарных породных ассоциациях.

Л.П.Рухин под формациями понимает "генетическую совокупность фаций, выделяющуюся среди других особенностями своего состава или строения и устойчиво образующуюся на более или менее значительном участке земной поверхности при определенном тектоническом режиме" [198]. Образование осадочных формаций, по его мнению, определяется режимом колебательных движений земной коры, вулканическими процессами, климатом и жизнедеятельностью организмов, влияющими в общей сложности на характер осадочного материала и условия его накопления. В зависимости от этого он выделяет геосинклинальные, переходные и платформенные формации.

Среди геосинклинальных (в исторической последовательности развития геосинклинальных областей) он различает глинисто-сланцевые, кремнисто-вулканогенные, карбонатные, флишевые и молассовые,а среди переходной группы формаций – предгорные угленосные, межгорные угленосные, нефтематеринские и соленосные красноцветные. Главные формации, образующиеся при платформенном типе тектонических движений, – угленосно-боксит-железистые, кварц-песчаные, известняковые. Последние присутствуют также среди переходных формаций и часто замещаются соленосными и красноцветными.

Вопросу формационного анализа осадочных образований и методике их исследования значительное внимание уделил в своих работах В.Е.Хаин [234–238]. Уточняя определение понятия формаций В.В.Белоусова, он предложил называть литологической формацией "закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций, возникших в определенной, точнее, изменявшейся в известных пределах физико-географической, геохимической и геотектонической обстановке; число основных формаций соответствует четырем стадиям развития трех главных структурных зон земной коры – платформ, внешних и внутренних зон геосинклинальных областей в течение геотектонического цикла" [234]. В развитии геосинклинальных областей он, как В.В.Белоусов и др., выделяет четыре стадии геотектонического развития: 1) общее погружение геосинклинальных зон наряду с подня-

тием разделяющих их геоантиклиналей, 2) обособление внутренних поднятий в геосинклиналях и внутренних прогибов в геоантиклиналях, 3) переход к преобладанию поднятий в первичных геосинклиналях и к преобладанию погружений в первичных геоантиклиналях с образованием вторичных геоантиклиналей и геосинклиналей, 4) общее поднятие одних участков геосинклинальной области и общее погружение других. В соответствии с подразделением на четыре стадии развития геосинклинальных областей и выделением трех главных типов структурных зон земной коры В.Е.Хаин в истории литогенеза осадочных образований выделяет 12 основных формаций: спилит-кератофировую (основные породы: спилиты, диабазы, базальтовые и андезитовые порфириты, кератофиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, различные туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники), аспидную (основные породы: глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники, глинистые конгломераты), нижнюю терригенную (основные породы: пестроцветные глины и песчаники, алевролиты, конгломераты), известковую (геосинклинальную) (основные породы: пелитоморфные, нередко темные, битуминозные в прогибах и органогенно-обломочные на поднятиях известняки, доломитизированные известняки, доломиты, мергели), известняковую (платформенную) (основные породы: известняки, доломиты, мергели, мел), флишевую (основные породы: гравелиты, песчаники, известняки, мергели, аргиллиты), нижнемолассовую (шлировую) (основные породы: глины, в основном сероцветные, алевролиты, полимиктовые песчаники), лагунную (основные породы: пестроцветные глины, красноцветные алевролиты и песчаники, гипсы, каменная и калийные соли), верхнюю терригенную (основные породы: сероцветные глины, алевролиты, кварцевые песчаники), наземную вулканогенную (основные породы: базальты, андезиты, трахиты, липариты и их туфы, туфолавы, туфобрекчии), верхнемолассовую (основные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, пестроцветные глины, суглинки) и красноцветную (ледниковую) (основные породы: валуны разного типа, красноцветные песчаники, алевролиты, глины) (табл. 1.1).

В.Е.Хаин [235] внес в литературу более расширенное понятие – нефтегазоносные свиты, фации и формации. Нефтегазоносной свитой он предлагает считать толщу пород, характеризующуюся регионально выдержанной нефтегазоносностью всей или большей части содержащихся в ней коллекторов в благоприятных структурных условиях. Определенные нефтегазоносные горизонты свит, по его мнению, "могут обладать свойствами нефтегазоносных фаций, т.е. отличаются сингенетичной нефтеносностью" [235, с. 440]. В понятие "нефтеносная формация" он, наряду с нефтеносными свитами, включает свиты, лишенные нефтеносных горизонтов. В свитах, объединяемых в нефтеносную формацию, "не должно наблюдаться значительных перерывов и они должны являться осадками одного бассейна, не испытывающего существенных изменений в своих очертаниях в течение времени отложения данной формации" [235, с. 440].

Таблица 1.1. Классификация основных литологических формаций

Стадия геотектонического цикла	Геотектонические зоны		
	платформы	внешние и краевые прогибы	внутренние и межгорные прогибы
IV	Красноцветная (ледниковая)	Врехнемолассовая	Наземно-вулканогенная
III	Верхняя терригенная	Нижнемолассовая (шлировая), соленосная лагунная, угленосная паралическая	Лагунная
II	Известняковая (платформенная)	Известняковая (геосинклинальная)	Флишевая
I	Нижняя терригенная	Аспидная	Спилит-кератофировая

К категории нефтеносных формаций, по его мнению, относятся нижняя и верхняя терригенные формации платформ, аспидная и нижнемолассовая формации геосинклинальных областей.

Отметим, что В.В.Белоусов [5] верхнетерригенную платформенную и нижнемолассовую геосинклинальную формации считал возможным объединить в одну как одновозрастные и именовать ее каустобиолитовой на том основании, что преимущественно с ней связаны нефтяные, угольные и сланцевые месторождения. В.Е.Хаин, как отмечалось, находит возможным к нефтеносным отнести также нижнюю терригенную формацию платформ и аспидную формацию геосинклинальных областей. В качестве примера нижнетерригенной фоормации он приводит отложения девона Восточно-Европейской платформы и средней юры – нижнего мела Эмбы, а в отношении аспидной нефтеносной формации ссылается на региональную битуминозность и угленосность отложений нижней и средней юры Кавказа. Он считает, что наиболее мощные и богатые нефтью сингенетично-нефтеносные свиты сосредотачиваются, с одной стороны, в начале цикла, на уровне нижней терригенной и аспидной формаций и, с другой, – в начале второй половины цикла, на уровне верхней терригенной и нижнемолассовой формаций [235].

Л.Б.Рухин [198] выделяет не нефтеносные, а нефтематеринские формации применительно к каждой нефтегазоносной территории – Предуралью, Северному Предкавказью, Апшеронскому п-ову.

По поводу выделения "нефтеносных формаций", а еще более "нефтематеринских формаций" можно решительно возразить. Во-первых, выделения В.В.Белоусовым "каустобиолитовых" и В.Е.Хаиным "нефтегазоносных" формаций базируются на ограниченном на то время фактическом материале относительно нефтегазоносности литолого-стратиграфических комплексов пород земного шара; во-вторых, перемещение нефтяных углеводородов из

мест их образования в места залегания происходит на большие расстояния как по площади, так и по вертикальному разрезу, ввиду чего выделение таких формаций лишено всякого основания; в-третьих, в природе не установлено объективных критериев, по которым можно было бы ту или иную свиту, фацию или комплекс пород отнести к категории "нефтематеринских".

Нефтегазоносность отдельных бассейнов, или, как теперь большинство исследователей называет "нефтегазоносных провинций", устанавливается, по-существу, по всему стратиграфическому разрезу пород, принимающих участие в их строении. В пределах Урало-Волжской нефтегазоносной провинции нефтегазоносными являются не только отложения верхнего девона до низов среднего карбона, как считает В.Е.Хаин, но и перми. Нефтегазопроявления известны почти во всем разрезе палеозойских отложений. Основными продуктивными толщами являются терригенные отложения девона и нижнего карбона. В Предуралье признаки нефтеносности имеются в девоне и почти по всему разрезу каменноугольных и пермских пород. Промышленные залежи нефти и газа приурочены в основном к отложениям нижней перми (сакмарскому, артинскому и кунгурскому ярусам). В Прикаспийской впадине нефтяные горизонты встречаются не только в средней юре – нижнем мелу (район Эмбы), как отмечает В.Е.Хаин, а по всему разрезу, начиная от триаса до третичных отложений включительно. В последнее время установлена также нефтеносность подсолевых отложений палеозоя. Основные промышленные горизонты связаны с тремя регионально нефтеносными толщами: триасовой, среднеюрской и нижнемеловой. Количество нефтеносных горизонтов увеличивается в южном направлении и соответственно возрастает стратиграфический интервал нефтеносности, захватывая отложения от перми-триаса до верхнего мела. В Предкавказье и Северном Крыму основные нефтегазоносные продуктивные горизонты приурочены к мезозойским отложениям (средняя и верхняя юра, нижний мел). В меньшей мере нефтегазоносными являются образования палеогена и среднего миоцена. Нефтегазопроявления установлены почти во всем разрезе мезозойских и кайнозойских отложений. В пределах так называемого Ейско-Березанского палеозойского вала промышленно газоносными являются также трещиноватые породы палеозоя и песчано-алевритовые образования триаса. На Апшеронском архипелаге нефтегазопроявления разного характера встречаются по всему разрезу мезозойских и кайнозойских образований. Основные нефтеносные горизонты приурочены: в пределах Апшеронского п-ова – к пескам и алевролитам продуктивной толщи среднего плиоцена (калинская, подкирмакинская и кирмакинская свиты); в Кобыстане промышленно нефтеносная майкопская серия пород (олигоцен – нижний миоцен), сложенная мощной толщей темных глин с прослоями песчаников. Эти породы многие исследователи, в том числе А.Д.Архангельский и И.М.Губкин, принимали за нефтематеринские для всех кавказских нефтегазоносных провинций. Кроме майкопских пород в Южном Кобыстане нефтеносными являются чокракские слои, а нефтегазопроявления встречаются в караганских, конкских и

сарматских отложениях. В пределах морских площадей нефтеносны главным образом кирмакинская, подкирмакинская и калинская свиты. В пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции нефтегазопроявления встречаются по всему разрезу палеозойских и мезозойских образований. Основные нефтяные месторождения связаны с верхнеюрскими отложениями, газовые – с нижнемеловыми. Промышленная нефтегазоносность установлена также в отложениях палеозоя. В Предкарпатской нефтегазоносной провинции нефтеносными являются породы флишевой формации (ямненская свита палеоцена, манявская, выгодская и быстрицкая свиты зоцена, менилитовая свита олигоцена). Промышленная газоносность связана с верхнеюрскими карбонатными и нижнемеловыми песчаными породами платформенных формаций и с песчано-глинистыми отложениями бадения и сармата верхнемолассовой формации. Нефтегазопроявления встречаются по всему разрезу пород флишевой и молассовой формаций.

В пределах Днепровско-Донецкой рифтогенной платформенной впадины нефтегазопроявления отмечаются по всему разрезу осадочного чехла, от девона до палеогена включительно. Основные залежи нефти и газа связаны с песчано-глинистыми образованиями верхнего девона, карбона и нижней перми.

Образование угленосных бассейнов, как и нефтегазоносных провинций, связывается с разными литологическими формациями: лагунными, лагунно-морскими, прибрежно-морскими, прибрежно-континентальными, дельтовыми, внутриконтинентальными и некоторыми другими [104]. Относительно самого понятия "угленосная формация" до сих пор в литературе идет полемика. П.В.Васильев [28] выделял угленосные фации и их микро-, мезо- и макрофациальные комплексы. Последние он объединял в угленосные формации. Г.Ф.Крашенинников в 1952 г. под угленосной формацией предложил понимать многофациальный комплекс парагенетически связанных фаций, включающий в качестве обязательного члена болотные фации в виде пластов угля и занимающий определенное тектоническое положение. Он выделяет два основных типа угленосных формаций: геосинклинальный и платформенный, которые в зависимости от степени подвижности зон подразделяются на подтипы. В последующей своей работе он характеризует формацию как геологическое тело, представленное комплексом генетических типов отложений, парагенетически тесно связанных друг с другом и образовавшихся в единой тектонической и климатической обстановке [120].

Ю.А.Жемчужников определяет угленосную формацию следующим образом: "Угленосная формация – это полифациальные комплексы осадков, парагенетически связанные друг с другом и обладающие рядом специфических признаков: 1) обязательностью континентальных фаций, 2) обилием и многообразием растительных остатков, 3) наличием угольных пластов, 4) резко выраженной цикличностью строения и 5) преобладанием негоризонтальных типов слоистости" [102]. По фациальному комплексу, в его представлении, можно выделять паралическую формацию, содержащую мор-

ские и лагунные осадки, и лимническую, состоящую из песчано-глинистых пород континентальных отложений (речных и озерных).

Г.А.Иванов возражает против двоякого подхода к определению и изучению угленосных формаций: литологического и геологического. В его представлении "фациальная и геотектоническая сущность угленосных формаций может быть раскрыта одновременно путем фациально-геотектонического анализа". В таком содержании под угленосной формацией он понимает "совокупность родственных, парагенетически связанных фациально-геотектонических ритмов осадконакопления различных порядков" [104].

Из приведенного следует, что образование угленосных формаций представляет собой сложный природный процесс, в котором тесно взаимодействовали между собой литолого-фациальные и геотектонические факторы. Проще можно было бы говорить о структурно-фациальных условиях углеобразования в лагунно-морских (геосинклинальных) и песчано-глинистых континентальных отложениях. Более или менее приемлемой является такая формулировка Г.А.Иванова: "Угленосная формация – это полифациальная, ритмически построенная, полнокомпенсированная толща парагенетически связанных между собой комплексов угленосных пород, образующаяся и изменяющаяся в результате взаимодействия благоприятных для углеобразования геотектонических и фациальных факторов" [104, с. 315].

В общей сложности угленосные формации выделяются и характеризуются относительно самих угленосных бассейнов. Связывать их с геологическими формациями высших категорий типа "каустобиолитовой", по В.В.Белоусову, или "нижнемолассовой" (соленосно-лагунной, угленосно-паралической), по В.Е.Хаину, вряд ли можно считать обоснованным. К тому же бассейны бурых, каменных углей и другого вида органических образований типа битуминозных горючих сланцев встречаются в самых разновозрастных отложениях – каменноугольных, пермских, мезозойских, кайнозойских. Такое же заключение можно сделать и в отношении рудоносных формаций.

В истории минералообразования и минералонакопления отмечается повторяемость процессов в связи с геотектоническими циклами развития земной коры. Образование рудоносных провинций связывается с геотектоническими циклами развития геосинклинальных областей: каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским. В рудной геологии их называют эпохами металлогении. Крупные рудоносные провинции совмещают в себе месторождения двух, а ин гда и трех металлогенических эпох, относящихся к последовательным циклам геотектонического развития территории. Характерно, что в полициклических рудоносных провинциях наблюдается повторяемость разновозрастных месторождений одних и тех же металлов. Руд осные месторождения, как правило, линейно вытянуты вдоль горных сооружений и образуют рудные пояса, связанные с отдельными геоструктурными элементами. Это явление объясняется определенной последовательностью внедрения магм разного состава на разных этапах развития геосинклиналей в геологической истории превращения их в складчатые области. Специалисты в области рудогении, говоря о глубинных источниках рудообразования, выделяют подкоровые магмы основного состава и подкоровые рудоносные флюиды. Рудоносные элементы в большинстве случаев транспортировались из мантии в виде рудоносных газо-водяных флюидов.

М.А.Фаворская [229] отмечает, что комплексное исследование металлогении обширных территорий позволяет говорить о главенствующей роли глубинных процессов. Рудоконцентрирующие структуры, по ее мнению, располагаются преимущественно вдоль широтных (поперечных) разломов и в узлах их пересечения с меридиональными.

Возвращаясь к "нефтематеринским", или "нефтеносным", формациям, укажем на то, что их в настоящее время уже как таковые не выделяют. К категории нефтегазогенерирующих сторонники органического происхождения нефти и газа, по существу, относят все осадочные образования, в том числе пестроцветные, лагунные и карбонатные, эвапоритовые, обогащенные гумусовым или сапропелевым органическим веществом. По образному выражению одного из авторов теории биогенного образования нефти и газа Н.Б.Вассоевича, "нефть можно с полным основанием считать детищем литогенеза" [30]. В развитии процесса нефтегазообразования он выделяет три основных этапа: начальный, главный и постумный. Первый этап соответствует стадии седиментогенеза, второй – стадии диагенеза и третий – стадии катагенеза. Последняя подразделяется на три подстадии: протокатагенеза (глубина погружения осадков 1–3 км, температура образования 50–70°С); мезокатагенеза (глубина погружения осадков 2,5–6 км, темпера ура образования 80–160°С) и апокатагенеза (глубина погружения осадков свыше 6 км и температура образования более 120°С). Основная генерация нефти и эмиграция ее из глинистых пород в песчаные происходит на стадии катагенеза (подстадии раннего и среднего катагенеза). Это так называемая главная фаза нефтеобразования. На подстадиях позднего катагенеза формируется главная фаза газообразования. Последователь Н.Б.Вассоевича С.Г.Неручев на основании изучения условий генерации нефти и газа в Урало-Волжской и Предкавказской нефтегазоносных провинциях в 1962 г. писал, что почти все терригенные песчано-глинистые отложения, вне зависимости от фациальной природы и геохимических условий образования, количества в породах органического вещества, битумоидов и т.д., испытавшие в процессе геологической истории погружение на глубины более 1500–2000 м, продуцировали нефть.

Вместе с тем многие исследователи как неорганического, так и органического происхождения нефти и газа доказывают отсутствие главных фаз нефтеобразования и газообразования, аргументируя, прежде всего, данными геологоразведочной практики. Анализ нефтегазоносности земного шара показывает, что залежи нефти и газа в нефтегазоносных провинциях располагаются по всему разрезу осадочных пород, независимо от их возраста и глубины залегания. Закономерности их образования и размещения контролируются главным образом литолого-фациальными и структурно-тектоническими особенностями строения нефтегазоносных провинций. Свойства нефтей изменяются не в зависимости от характера вмещающих их пород и заключенного в них органического вещества, а от глубины залегания, т.е. от термоба-

рических условий. Сверхглубокое бурение дало возможность установить наличие нефти на глубине 6885 м при температуре 180^{0}С (скважина в дельте р. Миссисипи, штат Луизиана), на месторождении Ливиля на глубине 5570 м и месторождении Кайлоу-Айленд на глубине 6593 м (штат Луизиана). Скважина Ледбеттер на месторождении Милс-Ранч во впадине Анадарко дала приток газа с дебитом 352 тыс. м^3/сут из интервала глубин 7149–8082 м. В Днепровско-Донецкой впадине на месторождениях Анастасьевском и Васильевском залежи нефти встречены на глубинах 4780 и 4925 м.

Явление "главной фазы нефтеобразования" и неразрывно связанной с ней "главной фазы газообразования" отвергается также существованием в нефтегазоносных провинциях гигантских месторождений нефти и газа.

Сложнее объяснить этим явлением наличие тяжелой нефти в песках месторождения Атабаска (Канада), содержащего больше половины мировых разведанных запасов нефти, и ресурсы нефти Оринокского битуминозного пояса (Венесуэла) в количестве до 200 млрд. т, т.е. в два раза больше мировых запасов нефти.

Исследователи различных направлений,на протяжении многих десятилетий изучавшие процессы преобразования органического вещества в ископаемом состоянии, и в частности образование из него природной нефти, пришли к заключению, что при преобразовании ("метаморфизме") рассеянного органического вещества в породах по мере погружения на глубину осуществляется два геохимических процесса: образование газовых компонентов и воды и формирование твердого керогенового вещества. Образование газовых компонентов CH_4, CO_2, H_2S, NH_3, а также H_2O является закономерным явлением изменения органического вещества в процессе метаморфизма. При этом на глубинах при определенных температурах и давлении наблюдается максимум их генерации. Этот "максимум" относится только к процессу формирования газовых низкомолекулярных углерод-водород-серо-азот- и кислородсодержащих соединений.

Процессы метаморфизма захороненного биогенного вещества, особенно в виде керогеновых соединений, т.е. рассеянного органического вещества, были привлечены в последние десятилетия Н.Б.Вассоевичем и другими сторонниками осадочно-миграционной концепции образования нефти как некие фазы не только газонефтепроявления, но и как "главная фаза нефтеобразования". Впоследствии возникло множество вариантов уже чисто умозрительного характера, доказывающих, что донорами нефтяных углеводородов являются рассеянные формы органического вещества – керогена. Авторы вынуждены были создать целую систему новых терминов – "битуминозное вещество", "битумоиды", "нефтиды", "микронефть", "битумогены". Эти образования принимаются за "нефтегенерирующие".

При этом авторы не углубляются в сущность химизма самой природной нефти и ее углеводородной основы, состоящей из многочисленных индивидуальных, четко установленных молекулярных систем. Образования серо-, азот- и кислородсодержащих соединений авторами "главной фазы нефтеобразования" рассматриваются как "выпуклости" изменения керогена. Между

тем это геохимически объясняется формированием продукта метаморфизма захороненного биогенного вещества – керогена, неизбежно сопровождающегося на той или иной стадии максимумом выделения газовых продуктов, в том числе и низкомолекулярных углеводородных соединений, которые ничего общего не имеют со сложным составом природной нефти. Однако сторонники "главной фазы нефтеобразования" к упомянутой углеводородной выпуклости при формировании керогена привлекают абстрактные данные о максимуме выходов "битумов", "битумогенов", "нефтеидов", добываемых из пород лабораторными экстракционными методами.

Не обоснован и процесс "первичной миграции", "эмиграции" нефтяных углеводородов из керогена. Эти введенные в нефтяную геологию термины не отвечают основам химической термодинамики. Кероген является макромолекулярной, прочно химически связанной сополимерной системой и никакой физико-химический механизм не в состоянии обусловить "эмиграцию" из него "нефтяных углеводородов". По всем известным законам химической термодинамики выделение из твердых керогенно-угольных систем какой-либо части органического вещества углеводородного содержания сопряжено с чисто лабораторными технологическими приемами, с огромными энергетическими затратами, среди которых основное место занимают пиролиз при t 500–1000^{0}С и экстракция в кипящих агрессивных органических растворителях. При этом состав и химическая природа продуктов пиролиза или экстракции органического вещества из так называемых нефтематеринских пород не имеют ничего общего с химическим обликом природной нефти. Нет также термодинамического механизма, способного обусловить "первичную миграцию" диффузно-рассеянной нефти "нефтематеринских пород" в промышленные залежи на месторождениях.

Многие исследователи, в частности А.А.Маракушев и Л.Л.Перчук [148], на основании экспериментальных данных доказывают, что катагенез осадочных толщ не происходит даже при погружении их на значительные глубины, поскольку давление вышележащих пород распространяется в равной мере на твердые фазы и газовые флюиды, т.е. в таком случае устанавливается термодинамически закрытая система, препятствующая дегидратации и декарбонатизации минералов. Процессы метаморфизма активизируются лишь при увеличении проницаемости пород за счет образования при тектонических подвижках трещиноватости и поступления по ним восходящих глубинных флюидов, насыщенных летучими компонентами.

Таким образом, становится очевидным, что при формационном анализе осадочного комплекса пород выделение отдельных нефтеносных формаций не имеет под собой научных оснований.

Заодно коснемся цикличности в процессах седиментогенеза и литогенеза. Это учение приобрело особенно широкий размах в настоящее время в связи с интенсивным изучением закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых, особенно нефти и газа.

Цикличность осадконакопления в большинстве случаев рассматрива-

ется во взаимосвязи с геотектонической цикличностью развития земной коры. В истории развития земной коры в неогее В.Е.Хаин [236] выделяет пять геотектонических и одновременно осадочных циклов: рифейский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский. В геосинклинальной области в каждом геотектоническом и связанном с ним осадочном цикле принято выделять четыре стадии: начальную с аспидной осадочной формацией, предорогенную с флишевой формацией, раннеорогенную с нижнемолассовой формацией и собственно орогенную (заключительную) с верхнемолассовой формацией.

Н.М.Страхов в литологическом аспекте предложил выделять в крупных осадочных циклах периодичность меньшего хронологического масштаба – стадии, соответствующие морским трансгрессиям, стабильного состояния моря и регрессиям моря.

Н.Ю.Успенская в плане нефтегазовой геологии предложила выделять в больших осадочных циклах микроритмы (циклосомы), согласующиеся со стадиями Н.М.Страхова. С трансгрессивными микроритмами она связывает формирование продуктивных нефтегазоносных свит.

В дальнейшем геологическая цикличность в нефтегазовой геологии начала приобретать еще большее значение. С ней стали связывать многие природные процессы, в том числе и накопление органического вещества в породах, его преобразование, нефтеобразование и формирование нефтяных и газовых залежей.

С.П.Максимов, Н.А.Еременко, Т.А.Ботнева, Р.Г.Панкина [145, 146] доказывают, что "циклический характер развития земной коры обусловливает закономерную повторяемость условий, благоприятных для образования нефти и газа". Правильнее было бы говорить не "условий, благоприятных для образования нефти и газа", а условий, благоприятных для образования нефтяных и газовых залежей (разрядка наша. – Г.Д.). Авторы под циклом нефтегазообразования понимают совокупность взаимосвязанных процессов генезиса нефти, начиная от накопления органического вещества в осадках и преобразования его в сторону генерации нефтяных и газовых углеводородов и кончая формированием залежей нефти и газа и их разрушением. В цикле нефтегазообразования они выделяют четыре этапа: 1) накопление органического вещества; 2) преобразование органического вещества в процессе диагенеза и катагенеза в нефтяные углеводороды и их эмиграция; 3) региональная миграция углеводородов и образование залежей и 4) переформирование и разрушение залежей. Наиболее благоприятные условия для образования материнских пород существовали при региональных трансгрессиях в зонах их максимального проявления. Преобразование органического вещества (второй этап) осуществляется при повышенных термодинамических условиях, возникающих во время интенсивного накопления и погружения на глубину осадков. К периоду интенсивного проявления тектогенеза (надо думать, к орогеническому этапу. – Г.Д.) приурочен третий этап цикла нефтегазообразования, т.е. региональная миграция углеводородов и образование залежей нефти и газа. Завершающий четвертый этап, в их представлении, совпадает с перестройкой структурного плана. В послепротерозойской истории геологического развития земной коры они выделяют 16 циклов нефтегазообразования (кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, ранне- и среднекаменноугольный, ранне- и позднепермский, триасовый, юрский, ранне- и позднемеловой, палеогеновый, эоценовый, миоценовый, плиоценовый). Эти циклы объединяются в четыре мегацикла нефтегазообразования: два палеозойских (раннепалеозойский и средне-позднепалеозойский), мезозойский и кайнозойский. Под мегациклом понимается совокупность циклов нефтегазообразования, объединяемых единым этапом тектогенеза, в течение которого в бассейне нефтегазообразования существовали близкие климатические условия и специфический состав органического материала.

В нашем представлении, выделение циклов нефтегазообразования и подразделение их на отдельные этапы общего процесса нефтегазообразования и формирования нефтяных и газовых месторождений не отражает реальных природных явлений. В данном случае разобщаются взаимосвязанные факторы пространства и времени. Известно, что все природные явления отражают собой процесс перехода количественных элементов материи в качественно новое состояние. Этот переход носит кратковременный, скачкообразный характер. Еще И.М.Губкин, основываясь на материалах нефтеносности Апшеронского архипелага, указывал на то, что процесс образования нефтяных углеводородов, их миграция и образование нефтяных и газовых месторождений представлял собой единое генетическое целое.

Выделение 16 циклов нефтегазообразования и затем объединение их в четыре мегацикла не согласуется с геотектонической цикличностью развития земной коры, т.е. с каледонским, герцинским, киммерийским и альпийским геотектоническими циклами. Нет оснований говорить о ранне- и среднекаменноугольном, ранне- и позднепермском палеозойских циклах нефтегазообразования; ранне- и позднемеловом мезозойских циклах нефтегазообразования, как и о самостоятельных циклах палеоценового, эоценового, миоценового и плиоценового нефтегазообразования и тем самым возрождать концепцию К.П.Калицкого о залегании нефти в тех породах, в которых она образовалась (in situ). Правильнее было бы говорить о палеозойском, мезозойском и кайнозойском периодах нефтегазообразования и нефтегазонакопления, связывая их с герцинским, киммерийским и альпийским геотектоническими циклами развития земной коры. При этом процессы генерации нефти и газа, их миграцию и образование промышленных месторождений следует связывать с заключительными (орогеническими) этапами геотектонических циклов и рассматривать эти процессы как единое генетическое целое.

Таким образом, можно говорить о трех основных геоциклах нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре: палеозойском, мезозойском и кайнозойском. Им соответствуют геоциклы седиментации и литогенеза, с одной стороны, и геотектонические циклы эволюционного развития Земли, с другой. Свидетельством тому может служить распределение запасов

нефти и газа в земной коре (в %): нефти в палеозойских породах 9,4, в мезозойских 55,8 и в кайнозойских 34,8; газа в палеозойских породах 20,4, в мезозойских 51,8 и кайнозойских 27,8. Распределение залежей нефти и газа в стратиграфических комплексах пород отдельных геотектонических эпох обусловливалось литолого-фациальными и структурно-тектоническими особенностями. При этом наиболее благоприятными для образования залежей нефти и газа были зоны тектонических и стратиграфических несогласий в залегании пород, соответствующие трансгрессивным и регрессивным этапам осадконакопления.

Мы согласны с выводом А.А.Трофимука с соавторами о том, что "одним из важных достижений теории образования нефти за последние годы является развитие учения о стадийности процесса нефтегазообразования" [225]. Но эту стадийность, или цикличность, правильнее рассматривать во взаимосвязи с седиментационной и геотектонической цикличностью, а не с так называемыми седиментационными циклокомплексами или литологическими циклокомплексами, с которыми эти авторы связывают накопление органического вещества и преобразование его в нефть и газ.

Против выделения циклов нефтегазообразования в составе мегациклов возражал и автор осадочно-миграционной концепции происхождения нефти и газа Н.Б.Вассоевич [31]. Он считал, что вкралась ошибка в связи с представлениями об образовании нефти и газа на диагенетическом этапе седиментогенеза, убеждая исследователей в том, что нефтегазообразование осуществляется в три этапа седиментогенеза: начальный, или предварительный, главный и постумный. Начальный этап характеризуется накоплением органического вещества в осадках, главный соответствует диагенетической стадии превращения осадков в породу и постумный этап соответствует катагенетической стадии литогенеза, на которой осуществляется процесс генерации нефти. Образовавшаяся нефть затем покидает пределы пород породившего ее цикла литогенеза и поступает в вышележащие породы, находящиеся на стадии другого цикла седиментогенеза. Весь процесс нефтегазообразования, в его представлении, осуществлялся "по завершению одного и даже двух крупных осадочных мегациклов". Свои суждения он подкрепляет материалами Б.Тиссо, С.Деро и Ж.Эспиталье, свидетельствующими о том, что современные этажи нефтегазоносности – кембрийский, триасовый и меловой в бассейнах Северной Сахары и кайнозойские этажи бассейна штата Альберта сформировались независимо от возраста нефтематеринских пород – силурийских в провинциях Сахары и меловых в бассейне штата Альберта.

Н.А.Еременко с соавторами, отстаивая представления о цикличности процессов нефтегазообразования, указывает на то, что "теоретические данные, а также природный материал по изотопным эффектам углерода, водорода и серы современных животных и органического вещества илов, древних пород, нефтей и газов не позволяют связывать образование нефти с термокаталитическими процессами, как это предлагает Н.Б.Вассоевич [32]; по-видимому, образование основных компонентов нефти происходит на ранней стадии преобразования органического вещества, как это следует из теории

цикличности процессов нефтегазообразования" [100]. Вместе с тем эти же авторы отмечают, что изменение физико-химических свойств нефтей происходит в объеме мегациклов: нефти ранне- и позднепалеозойского мегациклов в основном парафинистые, нефти мезозойского мегацикла имеют парафинно-ароматический состав, кайнозойского – нафтено-ароматический. Отличаются нефти и по изотопному составу углерода, водорода и серы. Особенно резкие изменения на границах мегациклов происходят в изотопном составе серы. Из этого следует, что правильнее связывать генерацию нефтяных углеводородов с мегациклами геотектонического развития нефтегазоносных провинций, а не с отдельными циклами общего седиментогенеза.

Итак, учение о геологических формациях, получившее за последнее время популярность в аспектах седиментологии и литогенеза, носит прогрессивный характер и значительно способствует познанию закономерностей развития земной коры и размещения в ней полезных ископаемых. В основе становления формаций находится геотектоническая цикличность, отражающая каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский периоды формирования земной коры. Не обосновано выделение нефтеносных, угленосных и металлоносных формаций и установление цикличности в генерации полезных ископаемых, правильнее говорить о нефтегазоносных, угленосных, рудоносных свитах или литолого-фациальных комплексах, увязывая их с трансгрессивными и регрессивными этапами осадконакопления и последующих преобразований. Понятие "литологический цикл" скорее всего соответствует понятию "литологическая фация". Процессы нефтегазо-, угле- и рудообразования необходимо связывать не с цикличностью осадконакопления или с диагенетической и катагенетической стадиями изменения осадков, а с геотектонической цикличностью развития земной коры в каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую эпохи.

В связи с концепцией тектоники литосферных плит появились новые взгляды на развитие геосинклиналей и рифтогенных прогибов платформенных областей.

Тектоника литосферных плит разработана в результате успешной реализации международного проекта "Земная кора и верхняя мантия", "Глубоководное бурение", "Геодинамический проект" и ряда научных программ "Международного проекта геологической корреляции". Согласно основным положениям этой теории, земная кора в истории своего развития разбивалась на ряд литосферных плит, на границах которых сосредоточивалась основная тектоническая, сейсмическая и вулканическая активность. Передвижение плит зарождалось в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов и компенсировалось сжатием и поддвигом океанической коры под континентальную в так называемых зонах Беньофа. Раздвижение и растяжение литосферных плит происходило вследствие восходящих конвективных течений мантии, а сжатие – вследствие нисходящих. Основным фактором, обусловливающим конвективные перемещения вещества мантии, являлась гравитационная дифференциация ее вещества. Зарождение конвективных

течений происходит на границе нижней мантии и переходного ядра Земли, а замыкание – в астеносферном слое верхней мантии. Считается, что астеносфера мантии Земли аккумулирует в себе энергию нижней мантии (мезосферы) и является очагом генерации геохимических процессов, источником магматических, вулканических и тектонических движений литосферы, в том числе и верхней ее части – земной коры. Последняя состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев и подразделяется на два основных типа: континентальный мощностью 30–80 км и океанический средней мощностью около 7 км. Кроме того, выделяются четыре подтипа земной коры: континентальный, субконтинентальный, субокеанический и океанический. Литосфера, объединяющая земную кору и верхнюю часть (над астеносферой) мантии Земли, характеризуется большой тектонической активностью, ввиду чего ее называют также тектоносферой.

Астеносфера, генерирующая тектонические движения литосферных плит, наиболее развита по площади и по глубине проникновения в пределах молодых горных систем, рифтовых зон платформ в областях перехода континентальных плит в океанические, в зонах развития островных дуг и в других подвижных элементах земной коры. Под континентальными и океаническими плитами она проявляется относительно слабо, иногда ее вообще нет, а верхняя мантия находится в более уплотненном состоянии и характеризуется повышенными скоростями сейсмических волн.

В последнее время, благодаря новым методам интерпретации сейсмических исследований, позволяющим строить двухмерные скоростные разрезы с учетом горизонтальных неоднородностей среды, выделяются не только платформенные и геосинклинальные области, но и более мелкие геотектонические элементы: предгорные и внутригорные прогибы геосинклинальных областей, платформенные склоны (плиты и синеклизы), примыкающие к геосинклиналям, внутриплатформенные рифтогены (авлакогены), сводовые поднятия и грабенообразные прогибы внутри их.

Во взаимодействии астеносферы и литосферы осуществлялись эволюционное развитие земной коры и расширение континентов. Основными геотектоническими элементами земной коры на протяжении всей истории ее развития были геосинклинали. По определению В.Е.Хаина, геосинклинали земной коры – это "зоны высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы, характеризующиеся на разных этапах своего развития преобладанием интенсивных погружений, а на заключительных – интенсивных поднятий, сопровождаемых значительными складчато-надвиговыми деформациями" [236]. Зарождение и развитие их, согласно новому учению о геосинклиналях, происходит вследствие движения литосферных плит и событий, происходящих в зонах их сочленения.

Внутренние зоны геосинклиналей – эвгеосинклинали – развивались в пределах континентальных склонов и их подножья, т.е. на океанической (симатической) коре, а внешние – миогеосинклинали – в пределах шельфов континентальной (сиалической) коры.

Эвгеосинклинали характеризуются широким распространением так называемых офиолитовых комплексов пород, выраженных ультраосновными породами и глубоководными кремнистыми образованиями. На зрелой стадии их развития возникают вулканические дуги, сложенные в основном породами андезитового состава, выплавляющимися в зоне Беньофа за счет поглощенного материала океанической коры. Вследствие размыва пород островных дуг в их подножьи накапливались вулканогенно-осадочные образования. Развитие эвгеосинклиналей завершается интенсивной складчатостью, внедрением гранитов и интенсивным динамометаморфизмом пород.

Миогеосинклинали характеризуются образованием флишевой и моласовой формаций. Первая формировалась на начальных этапах геотектонического развития миогеосинклиналей, вторая – в конце, когда образовывались предгорные, загорные (тыльные) и внутригорные прогибы. Тектоническая эволюция миогеосинклиналей отличается относительно спокойным, закономерным погружением флишевого бассейна осадконакопления на начальном, флишевом, этапе развития и несколько более интенсивным – на заключительном, молассовом. На заключительных этапах геотектонического развития геосинклинальных областей возникали горные сооружения со складчатостью шарьяжного типа, опрокинутой в сторону примыкающих платформ. Этот этап соответствует времени, когда океаническая кора, погружавшаяся под континент, достигала астеносферы мантии Земли и активзировала в ней разного рода процессы, в том числе и геотектонические.

Таким образом, в геотектоническом развитии геосинклиналей выделяются три основных этапа (стадии): начальный (или эвгеосинклинальный), с которым связаны растяжение (расширение) земной коры и заложение геосинклинали; главный (или миогеосинклинальный), с которым связано сокращение (сжатие) земной коры, и заключительный (или орогенный), с которым связаны закрытие геосинклинали, возникновение горной системы с предгорными и внутригорными прогибами. К первому этапу относится образование офиолитовой ассоциации, или формации пород, со вторым связано образование флишевой формации и с третьим – молассовой.

До недавнего времени в геосинклинальном геотектоническом цикле выделялось четыре стадии: ранняя, или стадия начального погружения, зрелая, или предорогенная, раннеорогенная и собственно орогенная (В.В.Белоусов, В.Е.Хаин и др.). Ранняя стадия (начального погружения) характеризуется накоплением мощных толщ песчано-глинистых осадков сланцево-граувакковой формации или ее разновидности – аспидной. Позже ее начали называть спилит-диабаз-кератофировой. К ней же относят и кремнистые породы – радиоляриты, яшмы и другие. Зрелая (предорогенная) стадия сопровождается флишевой, раннеорогенная – нижней молассовой и собственно орогенная – верхней молассовой формациями.

Нам представляется, что в геотектоническом развитии геосинклинальных областей правильнее выделять три этапа. При этом понятие спилит-диабаз-кератофировая формация можно успешно заменить новым понятие-

ем – офиолитовая формация, а нижнемолассовую и верхнемолассовую формации с полным основанием объединить в единую молассовую. Внутри формаций выделяются субформации, свиты и фации, характерные для отдельных геоструктурных элементов. В таком случае чаще всего говорят о геосинклинальных структурно-фациальных зонах.

Теперь о континентальных платформах. Согласно утвердившейся в геологии точке зрения, континентальные платформы представляют собой устойчивые, консолидированные складчатостью, метаморфизмом и интрузиями крупные глыбы литосферы, возникшие на месте древних геосинклиналей. Породы геосинклинальной предыстории развития платформ составляют ее фундамент (складчатое основание). Фундамент перекрывается толщей метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, составляющих осадочный чехол платформ, который отвечает платформенному этапу развития данной территории.

В зависимости от возраста фундамента выделяются эпипротерозойские (древние) и эпигерцинские (молодые) платформы. Преобразование их происходит за счет как тектонических движений собственного фундамента, так и процессов, происходящих в соседних геосинклиналях.

В пределах платформ, как известно, выделяются кристаллические щиты, лишенные осадочного чехла, кристаллические массивы, перекрытые маломощными породами, и плиты с мощным комплексом пород осадочного чехла. На плитах различаются крупные поднятия – антеклизы и крупные прогибы – синеклизы. На первых осадочный чехол отличается сокращенной мощностью, значительными перерывами в осадконакоплении, преобладанием континентальных и прибрежных осадков; на вторых мощность осадочного чехла значительно увеличивается, перерывы в осадконакоплении уменьшаются, среди отложений преобладают осадки открытого моря. Как антеклизы, так и синеклизы развивались в течение одного и нередко нескольких геотектонических циклов, вследствие чего в их пределах развиты сводовые поднятия, валы, депрессии, горсты и грабены.

Весьма важными в геотектоническом отношении для платформ являются рифтогенные структуры – авлакогены. По своим размерам они достигают сотен и тысяч километров в длину и десятки километров в ширину. Примером для Восточно-Европейской платформы является Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген.

В пределах авлакогенов происходит наиболее активное взаимодействие земной коры и верхней мантии. Для них характерны глубинные разломы, достигающие астеносферы мантии Земли, повышенные тепловые потоки и сейсмичность, высокая проницаемость магматических, в том числе и мантийных расплавов. Поднимающиеся по глубинным разломам флюиды способствуют эволюции химизма, метаморфизму и другим процессам изменения земной коры.

Авлакогены бывают простые и сложные. Простые представляют собой одиночные грабенообразные прогибы типа Припятско-Днепровско-Донецкого. Они обычно не испытывали инверсии геотектонического развития, а унаследованные от строения фундамента поперечные поднятия и депрессии существенно не изменялись. Сложные авлакогены типа Куяво-Поморской зоны в Польше отличаются отчетливо появившейся инверсией и вызванной ею складчатостью пород. Эти авлакогены выделяются в виде внутриплатформенных складчатых зон.

Своеобразными геотектоническими структурами платформ являются также перикратонные прогибы. Это области погруженного залегания фундамента и развития наиболее молодых отложений осадочного чехла. От плит они отделяются системами разломов (преимущественно в фундаменте) и флексур (в чехле). Во многих случаях перикратонные прогибы переходят в передовые прогибы геосинклинальных областей и составляют вместе с ними переходные подвижные зоны между платформами и геосинклиналями. Часто передовые (предгорные) прогибы геосинклиналей, вернее, их внешние зоны, накладываются на внешние части прикратонных прогибов платформ.

В настоящее время в плане тектоники плит в историческом эволюционном развитии земной коры континентов многие исследователи, и в частности В.Е.Попов, выделяют четыре мегатектонических цикла: архейский, протерозойский, палеозойский и мезозой-кайнозойский. Архейский цикл завершает нуклеарное развитие Земли; в этот период не образуются структуры, которые по составу слагающих их геологических формаций могли быть отнесены к геосинклинальным или платформенным областям. Протерозойский (карело-байкальский) мегатектонический цикл выражен вулканогенными трогами, сложенными преимущественно формациями ранних этапов геосинклинального развития – "вулканогенными геосинклиналями спилит-диабазового ряда" – и лишь изредка формациями флишевого типа. В структурах поздних этапов этого мегацикла – синеклизах и авлакогенах – появляются платформенные формации. Палеозойский (каледонско-герцинский) мегатектонический цикл, в отличие от предыдущих мегациклов, характеризуется развитием геосинклинальных систем в классическом их выражении. В последующем мезозой-кайнозойском (киммерийско-альпийском) мегатектоническом цикле происходят некоторое затухание ранних этапов геосинклинального развития и весьма интенсивное развитие структур орогенных этапов. Сокращение длительности развития орогенных поясов от 800–1000 млн. лет (карелид) до 45–80 млн. (альпид) объясняется прогрессирующим увеличением мощности коры континентов и постепенным погружением на глубину уровня мантийного плавления пород: с 30 км в начальный период развития континентов до 100 км в настоящее время.

Вулканизм является главным процессом в развитии земной коры, при котором химическая дифференциация верхней мантии и ее астеносферного слоя приводит к образованию прежде всего базальтовой океанической коры и в последующем при более сложном плавлении – континентальной коры. Геотектоническая дифференциация последней также происходит при плавлении глубинных частей мантии, обусловливающем образование и перемещение ее отдельных блоков.

Формирование осадочного чехла платформы сопровождалось морскими трансгрессиями и регрессиями в конце и в начале геотектонических циклов, а также внутри их. Обширные трансгрессии и регрессии охватывали и геосинклинальные, и платформенные области, с некоторым запаздыванием в распространении на платформах. Кратковременные трансгрессии и регрессии происходили в геосинклиналях и на платформах одновременно (синхронно). Образование и формирование геологических формаций на платформах, в соответствии с новыми представлениями [236], происходили следующим образом.

До того как платформы, вернее ее плиты, захватывались трансгрессиями, распространявшимися со стороны примыкающих геосинклиналей, в отдельных ее прогнутых геоструктурных элементах накапливались континентальные обломочные образования лагунно-континентальной формации. По мере распространения морских трансгрессий накапливались песчано-глинистые толщи пород так называемой нижней терригенной формации. В ее составе выделяются три субформации: кварцевая, или аркозовых песков (песчаников), темных глин и полимиктовых песков, а также черных битуминозных глин (битуминозных сланцев) и мергелей.

В дальнейшем в результате максимума трансгрессии и затухания тектонического режима формировалась платформенная карбонатная формация. В ее составе выделяются четыре субформации: эвапорит-карбонатная, известняково-доломитовая, гумидно-карбонатная (известняковая) и писчего мела.

Во второй половине геотектонического цикла в связи с активизацией тектонических движений вновь развиваются осадочные образования – лагунные эвапорит-красноцветные в аридном климате и битуминозные – в гумидном. Эти породы В.Е.Хаин объединяет в эвапорит-красноцветную формацию.

Завершается развитие платформ образованием чисто континентальных формаций: аридной красноцветной, гумидной каолин-кварц-песчаной и ледниковой с лессовой субформацией.

Выделенные такого рода платформенные формации представляют собой комплекс субформаций и фаций, образовавшийся в определенных палеогеографических условиях, которые контролировались тектонической обстановкой.

В этой связи встает вопрос об общности и различии геологических формаций древних и молодых платформ, поскольку в первых формирование осадочного чехла осуществлялось на протяжении всего неогея (от позднего рифея до кайнозоя включительно), а во вторых – лишь на протяжении мезозой-кайнозоя. К тому же в пределах древних платформ присутствуют кристаллические щиты, выходящие на поверхность, а в пределах молодых – переходной комплекс пород между фундаментом и чехлом.

Анализируя этот вопрос, В.Н.Соболевская [212] для сопоставления в пределах тех и других платформ принимает только плиты. Она считает, что переходной, спорадически развитый комплекс пород тафрогенного этапа

развития молодых платформ существует также на древних платформах, накапливавшихся в тех же структурных условиях, что и на молодых платформах, т.е. в пределах прогнутых геотектонических элементов типа Пачелмской синеклизы древней Русской плиты. На основании этого она делает вывод, что "как древние, так и молодые плиты переживают сходные (тафрогенный, или авлакогенный) этапы развития, предшествующие этапу образования отложений платформенного чехла. И следовательно, в истории развития тех и других платформ можно различить три этапа" [212]. Сходство древних и молодых платформ устанавливается также по преобладающей роли в их строении разломной тектоники линеаментного характера, которая определяла общее развитие структурного плана, в том числе развитие синеклиз, антеклиз, авлакогенов и других геотектонических элементов. Развитие осадочного чехла как на древних, так и на молодых платформах начинается повсеместно одновременно, независимо от возраста, гетерогенности и консолидации фундамента. Различие древних и молодых платформ усматривается в проявлении в большей или меньшей степени унаследованности строения осадочного чехла от строения фундамента. В.Н.Соболевская [212] вслед за А.А.Яншиным считает, что, поскольку фундамент древних платформ отличается гомогенностью и глубоким метаморфизмом, унаследование развития структурных форм чехла от фундамента происходит редко или же его совсем нет. Напротив, на молодых платформах эпигерцинской консолидации унаследованность строения осадочного чехла от фундамента выражена гораздо значительнее.

Нам представляется, что и на древних платформах эта унаследовательность существенна. Она выражается в воздействии на строение осадочного чехла разломов и морфологически выраженных поднятий и депрессий фундамента. В общей сложности осадочный чехол древних и молодых платформ формировался по аналогичному палеогеографическому и структурно-тектоническому плану геотектонических циклов развития. Поэтому образование и формирование геологических формаций имеют общую направленность и характер.

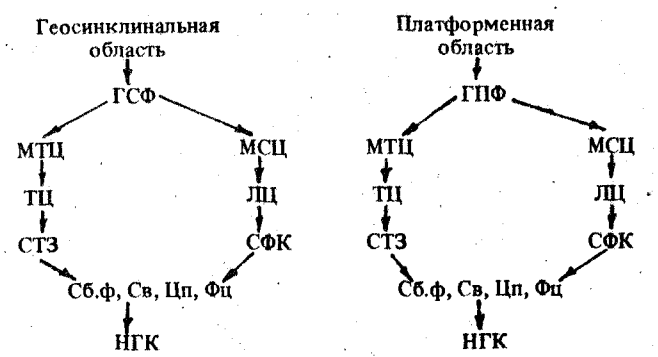
По нашему мнению, следует отдельно рассматривать авлакогены – один из главных геотектонических элементов платформ. В соответствии с новейшими представлениями, они возникали и развивались непосредственно во взаимосвязи с процессами мантии Земли, наподобие геосинклинальных трогов. Заложению авлакогенов предшествовали горизонтальные растяжения на сводах крупных поднятий типа Сарматского щита Восточно-Европейской платформы на разных этапах платформенного развития земной коры. Растяжение земной коры и возникновение глубинных разломов, по которым земная кора погружалась на глубину, осуществлялось вследствие гравитационной конвекции вещества мантии Земли, сосредоточенной в астеносфере. По времени заложения В.К.Гавриш [48] разделяет авлакогены на четыре типа: палеоавлакогены, заложившиеся в конце архея или раннего протерозоя; ранние, заложившиеся в среднем и позднем рифее; средние, возник-

щие в девоне, и поздние, заложенные в разное время в кайнозое. Отметим, что эти структуры в свое время В.Г.Бондарчук называл тавросубгеосинклиналиями, а А.Ф.Грачев и В.С.Федоров – геосинклинальными трогами.

Общая геотектоническая история развития авлакогенов во многом соответствует геосинклинальной и выражается цикличностью нескольких геотектонических периодов. Например, Днепровско-Донецкий авлакоген развивался на протяжении палеозойского и мезозой-кайнозойского геотектонических циклов. В соответствии с геотектоническими циклами развития формировались и геологические формации авлакогенов. Они по характеру и типу ближе к геосинклинальным формациям, чем к платформенным, а могут быть также смешанного типа.

Отметим, что геологические формации платформенных склонов, примыкающих к геосинклиналям и испытывавших интенсивные тектонические движения заключительных орогенных этапов геотектонического развития этих геосинклиналей (особенно перикратонных прогибов), также отличаются от типично платформенных и во многом приближаются к геосинклинальным, особенно в верхней части осадочного чехла. Поэтому можно говорить не о переходных формациях, а о формациях переходных областей от геосинклиналей к платформам.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ



Примечание: ГСФ – геосинклинальные формации, ГПФ – геоплатформенные формации, МТЦ – мегатектонические циклы (палеозойский, или каледонско-герцинский; мезозой-кайнозойский), МСЦ – мегаседиментационные циклы (палеозойский, или каледонско-герцинский, мезозой-кайнозойский), ТЦ – тектонические циклы (каледонский, герцинский, киммерийский, альпийский); ЛЦ – литологические циклы – формации: геосинклинальных областей (офиолитовая, флишевая, молассовая), платформенных областей (лагунно-континентальная,нижняя терригенная, карбонатная, эвапорит-красноцветная, ледниковая), СТЗ – структурно-тектонические зоны; СФК – структурно-фациальные комплексы, Сб.ф – субформации, Св – свиты, Цп – циклопачки, Фц – фации, НГК – нефтегазоносные комплексы.

Таким образом, в истории развития земной коры выделяются прежде всего геосинклинальные и платформенные области геотектонического и седиментационного развития. С первыми генетически связаны геосинклинальные формации (ГСФ), со вторыми – геоплатформенные (ГПФ). Формации как геосинклинальных, так и платформенных областей отдельных мегатектонических циклов (МТЦ) объединяются в мегаседиментационные циклы (МСЦ), соответствующие палеозойскому (каледонско-герцинскому) и мезозой-кайнозойскому (киммерийско-альпийскому) мегатектоническим циклам.

В МСЦ геосинклинальных областей выделяются литологические циклы – формации (ЛЦ): офиолитовая, флишевая и молассовая, в МСЦ платформенных областей выделяются литологические формации (ЛЦ): лагунно-континентальная, нижняя терригенная, карбонатная, эвапорит-красноцветная и ледниковая.

Внутри ЛЦ как геосинклинальных, так и платформенных областей применительно к отдельным их геотектоническим элементам выделяются субформации (Сб.ф), свиты (Св), циклопачки (Цп) и фации (Фц). Ими характеризуются отдельные структурно-фациальные зоны (СФЗ).

Более дробное литологическое деление осадков на элементарные литологические циклокомплексы ленточных глин, флиша, моласс, соленосных толщ, как это предлагал Ю.Н.Карогодин в 1976 г., не может считаться оправданным ни в теоретическом, ни в практическом отношениях.

Литогенез осадков со стадиями диа- и катагенеза с подстадиями протокатагенеза, мезокатагенеза, апокатагенеза осуществлялся в основном в процессе фациального формирования свит, поэтому говорить о его цикличности не логично. Сами свиты с их фациями, как отмечалось, являются составными частями геологических формаций и отражают в большинстве случаев трансгрессивные и регрессивные этапы осадконакопления. Ввиду этого можно говорить о нефтегазоносных свитах (НГС), угленосных свитах (УС), металлоносных свитах (МС) или нефтегазоносных комплексах (НГК), угленосных комплексах (УК), металлоносных комплексах (МК), а не о нефтегазоносных, угленосных, металлоносных формациях.

Что же касается цикличности нефтегазообразования и нефтеносности, углеобразования и угленосности, металлогении и металлоносности, то их, так же как и формации, необходимо связывать с геотектоническими циклами развития геосинклинальных и платформенных областей. Анализ нефтегазоносности земного шара показывает, что нефтегазоносные провинции, как правило, располагаются в пределах предгорных прогибов и внутригорных впадин геосинклинальных областей, на платформенных склонах, примыкающих к геосинклиналям, и внутриплатформенных рифтогенных авлакогенах, развивавшихся по геосинклинальному геотектоническому циклу. Это дает нам определенное основание говорить о том, что образование нефти и газа, формирование их месторождений были связаны с геосинклинальными процессами развития земной коры.

Согласно концепции тектоники литосферных плит и нового учения о геосинклиналях, образование последних осуществляется вследствие движения литосферных плит и процессов, происходящих в зонах их сочленения. Развитие геосинклиналей осуществлялось цикличес[illegible]. Каждый геотектониче-

ский цикл начинался опусканием земной коры и заложением геосинклинальных трогов, а заканчивался ее воздыманием, формированием горных систем и вместе с тем расширением континентов. Каждому геотектоническому циклу развития геосинклинальных областей соответствовало замыкание конвективных потоков мантии Земли. Орогенные этапы геотектонических циклов развития геосинклиналей соответствуют времени, когда тектонические движения, генерируемые процессами астеносферы мантии, достигали своего максимального значения. Это — период максимального поддвига океанической коры под континентальную и активизации разного рода геохимических процессов и геодинамических напряжений. Такое мнение подтверждается тем, что под тектонически активными зонами (молодыми горными сооружениями, островными дугами, рифтогенными авлакогенами платформ, зонами сочленения геосинклиналей, платформами) выделяются мощные астеносферные слои с относительно пониженной скоростью сейсмических волн, а в кровле верхней мантии в избыточном количестве накапливаются летучие компоненты, обусловливающие возникновение не одной, а нескольких поверхностей Мохо.

Мы склонны считать, что в геохимических процессах астеносферы мантии наряду с формированием рудоносных флюидов происходила генерация газа и нефти из летучих компонентов, накопившихся здесь при гравитационной дифференциации вещества нижней мантии (мезосферы). Газ мог образовываться по схеме $3H_2 + CO \rightarrow CH_4 + H_2O$; $4H_2 + CO_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$ и, возможно, $2H_2 + C \rightarrow CH_4$. Генерация нефти могла осуществляться при взаимодействии летучих компонентов CO_2 и H_2O в присутствии восстановителя FeO по схеме $2CO_2 + 3H_2O + 14FeO \rightarrow C_2H_6 + 7Fe_2O_3$ и, возможно, при взаимодействии карбидов металлов с водой по схеме $CnMex + mH_2O \rightarrow CnH_2m + MexOm$. Последующие химические преобразования формировали сложный компонентный состав ее (CnH_{2n+2}, CnH_{2n}, CnH_{2n-2}).

С активизацией астеносферы, обусловившей орогению геосинклиналей и других геотектонических элементов земной коры, развивавшихся по геосинклинальному геотектоническому циклу (рифтогенные авлакогены платформ), связано зарождение и развитие поверхности земной коры глубинных разломов эндогенного типа, которые служили проводящими каналами для астеносферных флюидов. К такому типу зачастую относятся трансформные разломы, охватывающие одновременно и геосинклинали, и примыкающие к ним платформенные склоны, и рифтогенные пояса платформ. Наиболее проводящими они были на участках резкого изгибания и в узлах пересечения с глубинными разломами поверхностного заложения — разломами экзогенного типа. Мигрирующие глубинные флюиды — нефтегазоносные, рудоносные и других — аккумулировались в осадочном комплексе пород земной коры в благоприятных литолого-фациальных и структурно-тектонических условиях.

Таким образом, осуществлялся единый процесс генерации астеносферных флюидов, их миграция к поверхности земной коры по глубинным разломам, формирование залежей и в их совокупности — месторождений. Наиболее благоприятными литолого-фациальными и структурно-тектоническими зона-

ми для аккумуляции глубинных флюидов являлись переходные от поднятий к депрессиям, где вследствие резкого перепада мощностей пород формировались локальные структуры с разрывами регионального и локального значения; кроме гранулярных коллекторов образовывались коллекторы трещинного типа и существовала благоприятная гидрогеологическая обстановка для сохранения залежей от разрушения.

В общей сложности осуществлялось формирование поясов, а внутри их — провинций полезных ископаемых, среди которых особенно выделяются нефтегазоносные, рудоносные, угленосные и соленосные.

Нефтегазоносные пояса и связанные с ними нефтегазоносные провинции, как правило, приурочиваются к наиболее подвижным зонам земной коры — предгорным прогибам и примыкающим к ним платформенным склонам. Это, например, Андско-Аляскинский нефтегазоносный пояс, включающий крупные нефтегазоносные провинции Венесуэлы, Мексики, западной части Америки, Западной Канады и Северной Аляски. Второй нефтегазоносный пояс пересекает Северную Африку, Ближний и Средний Восток и Среднюю Азию, третий охватывает нефтегазоносные провинции Западной Сибири, Восточного Прикаспия, пересекает Средний Восток, четвертый заключает нефтегазоносные провинции Северного моря (Центральной Европы), Рейнского грабена на севере Европейского континента и нефтегазоносные провинции западной части Средиземного моря на юге. Выделяются также пояса предгорий Альпийской, Уральской, Аппалачской и других горных систем.

К этим же геотектоническим элементам земной коры во многих случаях приурочиваются рудоносные, угленосные, соленосные пояса и заключенные в них бассейны. Надо сказать, что большинство рудоносных поясов и бассейнов расположно в эвгеосинклинальных зонах геосинклиналей, так как в них формировались не только мантийные гидротермальные рудоносные флюиды, но и коровые магматические металлоносные начальных этапов геотектонического развития.

Распределение нефтегазоносности и рудоносности происходит по всему стратиграфическому разрезу пород, участвующих в строении территорий, а образование и залегание угольных пластов и солей — в верхнем молассовом комплексе.

Нефтегазоносные пояса и нефтегазоносные провинции, как отмечалось ранее, связано также с внутригорными впадинами геосинклинальных областей (типа альпийских внутригорных нефтегазоносных провинций Венского бассейна, Южного Каспия, Ферганской долины). Здесь же зачастую в породах верхних частей стратиграфического комплекса образовывались угленосные и соленосные залежи.

Весьма своеобразными нефтегазоносными поясами с нефтегазоносными провинциями являются рифтогенные авлакогены древних и молодых платформ. С ними часто связаны также рудоносные, угленосные и соленосные бассейны. Е.Е.Малиновский в 1970 г. писал, что они по условиям развития бывают трех систем: океанические, развитые на океанической коре, межма-

териковые, охватывающие океаническую и материковую кору, и материковые, развитые внутри континентальных платформ. Нефтегазоносными, рудоносными, угленосными и соленосными в большинстве случаев являются внутриматериковые (внутриплатформенные) авлакогены, формирование которых, как мы указывали, осуществлялось по геосинклинальному геотектоническому циклу развития земной коры и во многом было связано с формированием соседних геосинклиналей. Это такие рифтогенные авлакогены как Припятско-Днепровско-Донецкий, Рейнский, Анадарко-Делавер-Вэлверде и другие. Для них характерно отсутствие горных складчатых систем. Нефтегазоносность таких авлакогенов распространяется по всему осадочному чехлу, а иногда опускается и до пород фундамента. Угленакопление и соленакопление связано с начальными и заключительными этапами геотектонических циклов развития. Из этого следует, что нефтегазонакопление, а значит и нефтегазообразование, осуществлялось на заключительных орогенических этапах геотектонических циклов, а углеобразование и угленосность, солеобразование и соленосность – в начале и конце геотектонических циклов. В это же время образовывались нефтеносные и газоносные провинции и рудоносные, угленосные и соленосные бассейны в ранее рассмотренных предгорных прогибах и внутригорных впадинах геосинклинальных областей и платформенных склонов, примыкающих к геосинклиналям.

Взаимосвязью процессов нефтегазообразования и геотектонического развития нефтегазоносных провинций, формирования в них нефтяных и газовых месторождений объясняется неравномерное нефтегазонакопление в земной коре: из 160 нефтегазоносных провинций, разрабатывающихся в настоящее время, только в восьми из них (Месопотамской, Мексиканской, Маракаибской, Западно-Канадской и Северо-Африканской) содержится свыше 80 % мировых запасов нефти и газа. Одновременно в этих провинциях располагаются месторождения нефти и газа, содержащие зачастую половину, а иногда и большую часть ресурсов нефти и газа всей провинции.

Это явление можно объяснить тем, что геологическое развитие этих провинций происходило не в один, а в два и в три геотектонических цикла. Так, формирование Месопотамской, Западно-Сибирской и Мексиканской нефтегазоносных провинций происходило в палеозойский и мезо-кайнозойский геотектонические мегациклы, Урало-Волжской и Центрально-Европейской – в герцинский и киммерийский, а Маракаибской, Западно-Канадской и Северо-Африканской – в мезо-кайнозойский геотектонический мегацикл. К тому же эти нефтегазоносные провинции развивались в узлах пересечения планетарных нефтегазоносных поясов, герцинского, киммерийского и альпийского геотектонических циклов развития, располагаясь в зонах пересечения глубинных разломов линеаментного или трансформного характера, обычно субмеридионального и субширотного направлений. К такому типу разломов относятся субмеридиональные Сан-Андреасский на Северо-Американском континенте, Урало-Оманский Азиатского материка, Западно-Каспийско-Месопотамский в восточной части Европейского материка и Осло-Ронско-Алжирский Европейского и Африканского материков. К субширотным разломам относятся: система трансформных разломов восточной части Тихого океана, пронизывающих Американский континент и распространяющихся в пределы Атлантического океана, система глубинных разломов восточной части Восточно-Европейской платформы, распространяющихся через Уральскую горную систему в пределы Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, разлом Тейссейре-Торнквиста, совпадающий с юго-западной границей Восточно-Европейской платформы, Предатласский глубинный разлом, разграничивающий Северо-Африканско-Аравийскую платформы и горные Атласскую и Загросскую системы.

Анализ геологических формаций в плане геотектонического развития геосинклинальных и платформенных областей позволяет выяснить условия образования месторождений полезных ископаемых и установить закономерности их распространения в осадочном комплексе пород. Так, в нефтегазоносных провинциях анализ геологических формаций и заключенных в них субформаций, свит и фаций с установлением цикличности их развития позволяет характеризовать нефтегазоносные свиты или нефтегазоносные комплексы пород и выяснять условия образования и закономерности распространения в них нефтяных и газовых месторождений и в общей сложности определять направление геолого-поисковых и геолого-разведочных работ на нефть и газ.

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

К нефтегазоносным провинциям древних платформ на Украине относятся Днепровско-Донецкая и Волыно-Подольская.

ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) представляет собой ограниченную с трех сторон отрицательную структуру среднепалеозойского (возможно, позднепротерозойского) заложения; она возникла на докембрийском гетерогенном основании в виде рифта и претерпела длительную и сложную историю геологического развития. В ее пределах накопилась мощная толща (от 3 до 17 км) осадочных образований. Представительность разрезов девонского, каменноугольного, пермского периодов, а также мезозойской эры сопоставима с эталонными разрезами других областей Восточно-Европейской платформы, а их изученность позволяет решать многие вопросы цикличности как теоретического, так и прикладного характера.

Методом, с помощью которого решаются поставленные вопросы, является формационный анализ, который используется в соответствии с новыми представлениями об уровнях организации геологической материи и в рамках модельно-целевого подхода к решению конкретных геологических задач. При этом, модельно-целевой подход исходит из неисчерпаемости не только Вселенной, но и самой малой ее части, вследствие чего исследователю (субъекту) предоставляется богатый выбор возможностей для вычленения из материального мира разнообразных объектов по различным наборам признаков. Последние определяются практическими потребностями конкретного исследования. В этом случае в объектах исследования необходимо различать две стороны: объективную, отражающую огромное количество возможностей выделения разнообразных материальных единиц, и субъективную, обусловленную целями, опытом и методом исследования. В соответствии с этим вычлененные из внешнего мира конструкции – фации, формации, зоны, этажи, выступы, впадины – полны для нас глубокого смысла как реальности (геологические объекты) и используются нами для решения конкретных геологических задач.

Одним из наиболее ответственных процессов в изучении геологических реалий является выделение объекта исследований. Небесные тела в астрономии или животные в биологии, являющиеся объектами исследований соответствующих отраслей наук, имеют четко очерченные пространственно-временные границы, что в геологии мы наблюдаем только на уровне кристаллов минералов.

Мы, вслед за Ю.А.Косыгиным [117], выделяем локальный, региональный и планетарный уровни организации геологической материи. При этом различаем вещественную и структурную стороны организации осадочного геологического вещества (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Соотношение геологических объектов, выделенных по разным критериям и на различных уровнях организации осадочного геологического вещества

Уровень организации осадочного геологического вещества	Геологический объект		Объект нефтяной геологии		Иерархия понятий процесса формирования
	вещественной организации	структурной организации			
Планетарный	Осадочная толща	Осадочный чехол	Диапазон нефтегазоносности		Фанерозойский цикл
Региональный	Комплекс формаций	Структурный этаж	Этаж нефтегазоносности		Тектоно-седиментационный цикл (тектоническая эпоха, или фаза)
	Ряд формаций	Структурный подэтаж	Стратиграфический уровень нефтегазоносности		Трансгрессивно-регрессивный цикл (подфаза тектогенеза)
	Формация	Секция	Нефтегазоносный или экранирующий комплекс		Этап цикла
Локальный	Циклопачка	Полипласт	Природный резервуар		Стадия этапа (эпизод)
	Циклит	Гетеропласт	Ловушка		Аванцикл
	Слой	Пласт	Пласт	коллектор	Этап аванцикла
				экран	

Простейшей формой вещественной организации осадочной геологической материи является слой (порода)[1] – высшее выражение организации материи – тело-носитель этого уровня. Все более высокие (надпородные) формы организации геологического вещества являются более или менее сложными объединениями слоев различных типов пород, т.е. породно-слоевыми ассоциациями, имеющими свою структуру. Их неоднократное повтороение в разрезе связывается обычно с циклическим развитием территории.

Усложнение слоя ведет к образованию элементарной породно-слоевой ассоциации – циклита. Циклит всегда является частью общей повторяемости

[1] Понятие "слой" этимологически соответствует слиянию, чему-то слившемуся в единое, а в данном конкретном случае обозначает литологическую однородность.

пород и может состоять из двух или более элементов. Более сложной породно-слоевой ассоциацией на локальном (элементарном) уровне организации геологического вещества является циклопачка, представляющая собой несколько циклитов (редко один), вещественный состав которых сохраняется сходным в пределах отдельных тектонических зон региона. Циклопачка – это часть формации, она отделяется от смежных циклопачек стратиграфическим перерывом.

Простейшей формой структурной организации осадочного геологического вещества на породном уровне является пласт[2] – форма залегания слоя горных пород, при которой площадь его распространения многократно превышает толщину (мощность). Очевидно, что более сложным формам вещественной организации геологической материи должны соответствовать одного с ними ранга формы их структурной организации.

В современной геологической литературе пока нет общепринятых терминов для обозначения ассоциаций (наборов) пластов как совокупностей разнослойных пород, хотя необходимость в этом уже назрела. В связи с этим нами предложены некоторые термины для обозначения геологических понятий, характеризующих структуру ассоциаций слоев различного порядка на локальном и региональном уровнях организации осадочного геологического вещества (см. табл. 2.1).

На региональном уровне элементарной единицей вещественной организации геологической материи нефтегазовых провинций мы считаем ф о р м а ц и ю, т.е. естественно-историческое геологическое тело определенного состава, образовавшееся при стабильных тектоническом режиме и физико-химических условиях. Каждая конкретная формация связана с определенной геотектонической структурой и является элементарным геологическим телом регионального уровня организации осадочного геологического вещества. Для нее характерен не только свой вещественный состав, но и совокупность генетических признаков (структура, цвет, полезные ископаемые, компоненты, примеси и т.д.), обусловленных сходством тектонического режима и физико-химических условий в период образования формации.

Основной особенностью формации относительно слоев, пачек, горизонтов и свит является то, что она характерна для всей или большей части определенной геоструктуры, в то время как подформации и свиты могут быть развиты только в отдельных тектонических элементах региона.

Осадочные формации объединяются в формационные ряды. Под формационным рядом понимается крупная литолого-структурная единица, объединяющая формации единой геотектонической структуры, образовавшиеся последовательно в течение крупного трансгрессивно-регрессивного цикла развития. По структурной организации формационный ряд сходен с циклитом (но на порядок выше) и в иерархии геологических объектов структурной организации материи соответствует структурному подэтажу (см. табл. 2.1).

[2] Термин "пласт" этимологически связан со славянским понятием плоскости, греческим реах (равнина), немецким flasch (плоский).

Формационные ряды объединяются в формационные комплексы, представляющие собой наиболее крупные вещественные объекты регионального уровня организации осадочного геологического вещества. Формационный комплекс представляет собой совокупность формационных рядов (или один формационный ряд), связанных единством геотектонической обстановки и образовавшихся в течение одной крупной тектонической эпохи (тектоно-седиментационного цикла) в развитии геоструктуры. Период формирования формационного комплекса охватывает время осадконакопления, складчатости и сопровождающих их эффузивно-интрузивных и денудационных процессов. В соответствии с этим формационный комплекс по структурной организации материи отвечает структурному этажу.

Более высокий (планетарный) уровень организации осадочного геологического вещества рассмотрен Г.Н.Доленко в первой главе, поэтому на нем мы останавливаться не будем. Отметим только, что описанная иерархия геологических объектов, выделенных нами по вещественной и структурной организации геологической материи (см. табл. 2.1), строго подчиняется важнейшему принципу субординации. В ней нет пропусков объектов, отвечающих основным уровням вещественной и структурной организации осадочного геологического вещества, и четко видна принципиальная картина взаимосвязи и взаимоперехода естественных геологических тел от элементарных до планетарных. Положительной особенностью предлагаемой схемы является то, что она увязывает в усложняющуюся по структуре цепь объекты вещественной и структурной организации осадочного вещества. Каждый элемент этой цепи состоит из ряда объектов предыдущего уровня организации и является частью последующего, более высокого уровня организации. Разделение каждого крупного объекта на более мелкие переводит их на более низкий уровень вещественной и структурной организации, а усложнение – на более высокий.

Циклическое развитие геоструктурного элемента реализуется в геологическом разрезе многократным повторением однотипных пород. Однако давно известно, что не каждый геологический процесс отображается в разрезе осадочной толщи определенным набором пород и не каждый образовавшийся набор слоев сохраняется полностью или частично. Это обусловлено сложным взаимодействием колебательных движений различной амплитуды с процессами денудации и аккумуляции, вследствие чего одинаковые промежутки геологического времени, в течение которых проявлялись циклические процессы, могут отображаться в геологическом разрезе различным циклокомплексом. Поэтому говорить о строгом соответствии между циклическим строением геологического разреза и периодическим характером исходного процесса можно только с большой долей условности. Кроме того, в последние годы установлено, что в геологическом разрезе континентов отображается всего лишь от 1 до 30 % их геологической истории [204]. Все это свидетельствует о том, что значительная часть геологического времени, в течение которого действуют определенные геологические процессы, не отобра-

жается в разрезе осадочной толщи. В связи с этим назрела необходимость в четком разграничении представлений о геологических реалиях от представлений о геологических процессах. Только такой подход позволит установить взаимосвязь между осадконакоплением и колебательными движениями земной коры, на существование которой впервые указал Н.А.Головкинский [63]. В "Мыслях о прошедшем и будущем нашей планеты" в 1876 г. он писал: "Мы реставрируем историю Земли по ее строению, пользуясь при этом положением, которое считаем аксиомой, а именно, что всякая минеральная масса есть ... естественный результат некоторого предшествовавшего процесса" [63]. В настоящее время это понимается так, что всякие колебательные движения земной коры фиксируются (в отрицательных структурах) в литологическом разнообразии последовательно накапливающихся слоев и одновременно в повторении в разрезе определенных типов пород или "породных ассоциаций". Другими словами, если в разрезе имеется неоднократная повторяемость однотипных пород, то мы полагаем, что такое строение является следствием определенного периодического процесса и при последующих построениях и выводах опираемся на эту точку зрения. Это положение считается фундаментальным, и оно послужило нам исходной предпосылкой для разработки иерархии понятий, определяющих тектоно-седиментационные процессы, в результате которых формируются литологические циклокомплексы различного порядка.

Представления о циклических процессах относятся к категории теоретических, а не эмпирических, разработаны они на базе изучения разреза ДДВ и поэтому при использовании этих понятий для других регионов возможна некоторая их корректировка.

Наиболее крупным тектоническим процессом в пределах отдельного региона считается тектоно-седиментационный цикл. В течение его образуется комплекс формаций и формируется структурный этаж в результате движений завершающей цикл фазы тектогенеза. По времени этот цикл охватывает период между двумя активными фазами тектогенеза.

Тектоно-седиментационный цикл состоит из трансгрессивно-регрессивных циклов. Под последними понимается часть тектоно-седиментационного цикла (тектонической эпохи), в течение которого образуется один ряд формаций – от трансгрессивных до регрессивных. Завершается трансгрессивно-регрессивный цикл воздыманием территории и перерывом в осадконакоплении, а также слабыми складкообразовательными движениями. В процессе этого цикла формируется структурный подэтаж.

В составе трансгрессивно-регрессивного цикла выделяются несколько этапов, на каждом из которых формируются соответствующие формации. В этапах выделяются свои стадии, которые проявляются уже не на территории всего региона, а в отдельных его частях. На этих стадиях формируются циклопачки.

К циклическим процессам локального порядка отнесены аванциклы, в течение которых формируются отдельные последовательности пород, именуемые циклитами.

В дальнейшем будут рассмотрены временные и пространственные закономерности в распределении осадочных формаций, выделенных в разрезе ДДВ, исходя из теоретических разработок по осадочным формациям ведущих советских ученых Н.С.Шатского, В.В.Хераскова, В.Е.Хаина, Н.Б.Вассоевича, В.И.Попова и других. На основе изучения их работ сделаны выводы о наличии цикличности в формировании и становлении структуры региона.

Формационный анализ разреза осадочной толщи ДДВ стал возможным в результате исследования структуры, вещественного состава, фациальных и других особенностей разреза. Эти признаки изучаются исследователями уже много лет и о них опубликовано множество работ [20, 24, 25, 40, 50, 51, 53, 54–56, 90, 115, 140, 141, 219, 233, 241 и многие другие].

В соответствии с разработанной схемой (табл. 2.1) весь разрез осадочной толщи ДДВ по единой методике был расчленен на формации и другие циклокомплексы различного порядка. Основой для такого расчленения послужили как собственные исследования по иерархии геологических объектов и изучению цикличности отложений палеозоя, так и работы упомянутых исследователей по изучению вещественного состава и структуры осадочной толщи, ее расчленению и нефтегазоносности.

Структурные, вещественные и нефтяные категории были использованы для изучения формирования исследуемой провинции на региональном уровне, выяснения направленности процесса осадконакопления в различные геологические эпохи и разработки схемы циклического развития ДДВ. Стратиграфические диапазоны развития выделенных в разрезе вещественных и структурных единиц были нанесены на шкалу геологической хронологии, составленную с учетом абсолютного летоисчисления. Затем к этой же шкале были "привязаны" другие данные о строении осадочного чехла, в частности нанесены региональные и зональные перерывы в осадконакоплении и определена их длительность. Эти сведения вместе с материалами по вещественному составу геологических формаций, слагающих осадочную толщу, позволили наметить в истории формирования впадины ряд трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления, представленных рядом формаций.

Изучение развитых в разрезе угловых и стратиграфических несогласий и связанных с ними фаз складчатости, а также отражение циклов осадконакопления в вертикальном структурном расчленении осадочного чехла позволило выделить в истории формирования региона шесть ТСЦ – девонский, каменноугольно-раннепермский, позднепермско-триасовый, юрский, меловой и кайнозойский (рис. 2.1); средняя продолжительность каждого около 70 млн. лет. При этом длительность начального девонского ТСЦ составляет лишь половину продолжительности остальных циклов. Это обусловлено тем, что в основании осадочной толщи региона находятся среднедевонские образования, в связи с чем считается, что образование структуры ДДВ в ее современных размерах связано с глобальным прогибанием обширной территории Восточно-Европейской платформы в среднедевонский период [47, 86]. Согласно этим взглядам, Украинский щит (УЩ) и Воронежский массив в досреднедевонское время входили в состав древнего Сарматского щита, в сво-

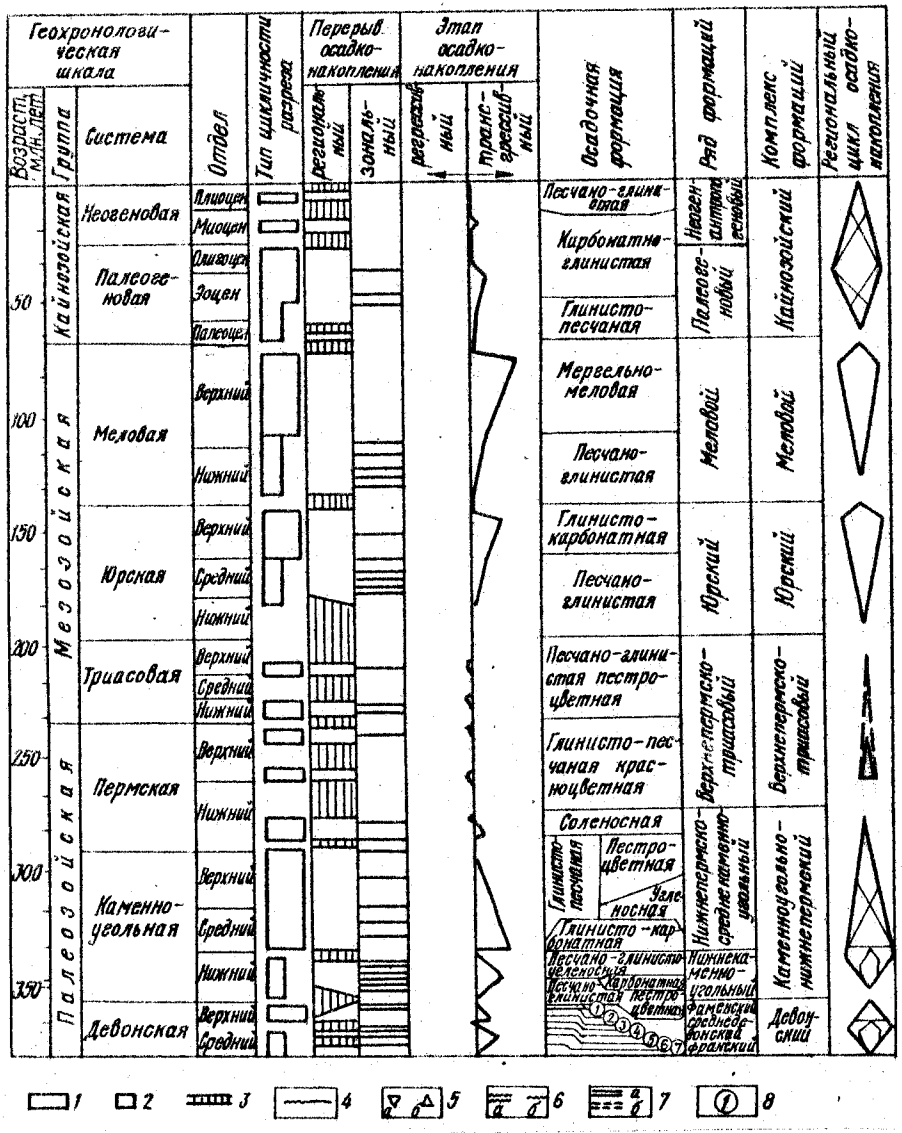
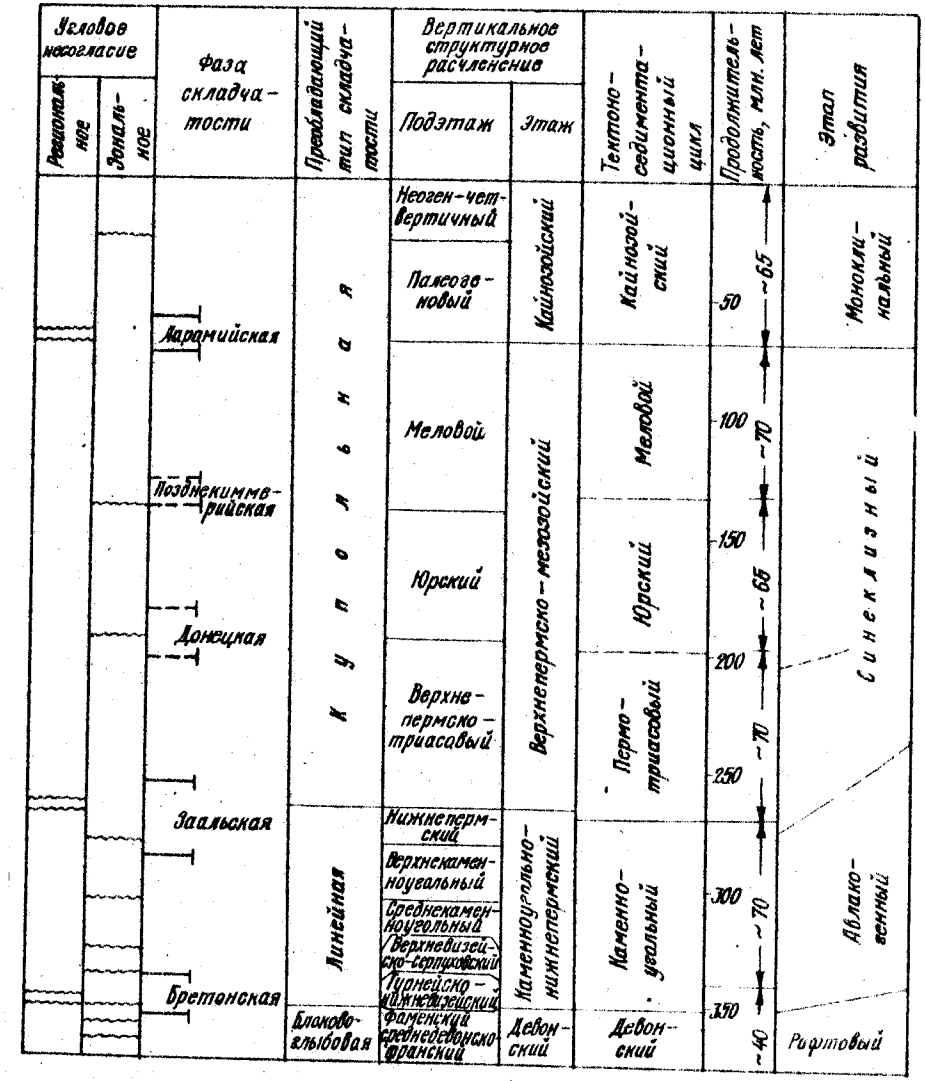


Рис. 2.1. Региональные геологические циклы Днепровско-Донецкой впадины (составил Н.И.Галабуда).

Интервалы со строением разреза: 1 – грубоциклическим, 2 – мелкоциклическим; перерывы в осадконакоплении: 3 – региональные, 4 – зональные; 5 – циклы осадконакопления: а – трансгрессивные, б – регрессивные; 6 – угловые несогласия: а – региональные, б – зональные; 7 – фазы складчатости, проявившиеся: а – регионально, б – локально; 8 – формации девона (цифры в кружках): 1 – эффузивно-терригенная красноцветная, 2 – соленосная, 3 – терригенная, 4 – глинисто-карбонатная, терригенная



де которого в начале среднего девона начал формироваться рифт. Осадконакопление в его пределах сопровождалось вулканической деятельностью (образованием пород от основных до кислых) и седиментацией соленосных толщ. Завершился этап воздыманием прибортовых зон, общей регрессией морского бассейна и складчатостью (бретонская фаза).

Появившиеся в последние годы геофизические материалы [186, 214 и др.] свидетельствуют о наличии в юго-восточной части региона древнего палеограбена, возникновение которого связывается с рифейским периодом [130]. Если его существование будет подтверждено материалами бурения, то начальная история региона должна быть пересмотрена и соответственно могут измениться представления о цикличности формирования. Однако пока таких данных нет, поэтому мы рассматриваем историю формирования ДДВ в традиционном ключе, начиная со среднедевонского периода.

Каждый ТСЦ формирования территории характеризуется определенным комплексом осадочных формаций. Этот комплекс состоит из одного или нескольких рядов геологических формаций, сформировавшихся в течение одной тектонической эпохи (фазы). По структурной организации геологической материи ТСЦ отвечают структурные этажи, или подэтажи. Их отнесение к тому или иному рангу структурной организации осадочного чехла зависит от интенсивности проявления в регионе фаз тектоногенеза. Так, девонский и каменноугольно-раннепермский ТСЦ сформировались в результате интенсивно проявившихся бретонской и заальской фаз герцинского тектоногенеза, вследствие чего соответствуют одноименным структурным этажам. Пермо-триасовый, юрский и меловый ТСЦ сопоставляются с одноименными подэтажами, поскольку донецкая и позднекиммерийская фазы альпийского тектогенеза проявились в регионе не повсеместно, и перестройка структурных планов, а соответственно и угловые несогласия, здесь не столь значительны, как в нижележащих частях разреза осадочной толщи.

Особый ТСЦ связывается с кайнозойской эпохой. Формирование кайнозойского структурного этажа началось после ларамийской фазы альпийского тектогенеза и продолжается в настоящее время.

Таким образом, изучение развития региона с позиций цикличности показало, что его формирование четко отображается в вещественной и структурной организации геологической материи осадочной толщи; ТСЦ развития соответствуют комплексы осадочных формаций и структурные этажи (или подэтажи). Каждый ТСЦ состоит из одного или нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов, составными частями которых являются этапы осадконакопления. Трансгрессивно-регрессивные циклы разделяются эпохами воздымания и денудации.

Девонский тектоно-седиментационный цикл состоит из среднедевонско-франского и фаменского трансгрессивно-регрессивных циклов. Сформировался он в результате бретонской фазы герцинского орогенеза.

Среднедевонско-франский седиментационный цикл состоит из трансгрессивного и регрессивного этапов осадконакопления. Трансгрессивный этап знаменуется двумя осадочными формациями — терригенной и карбонатной,

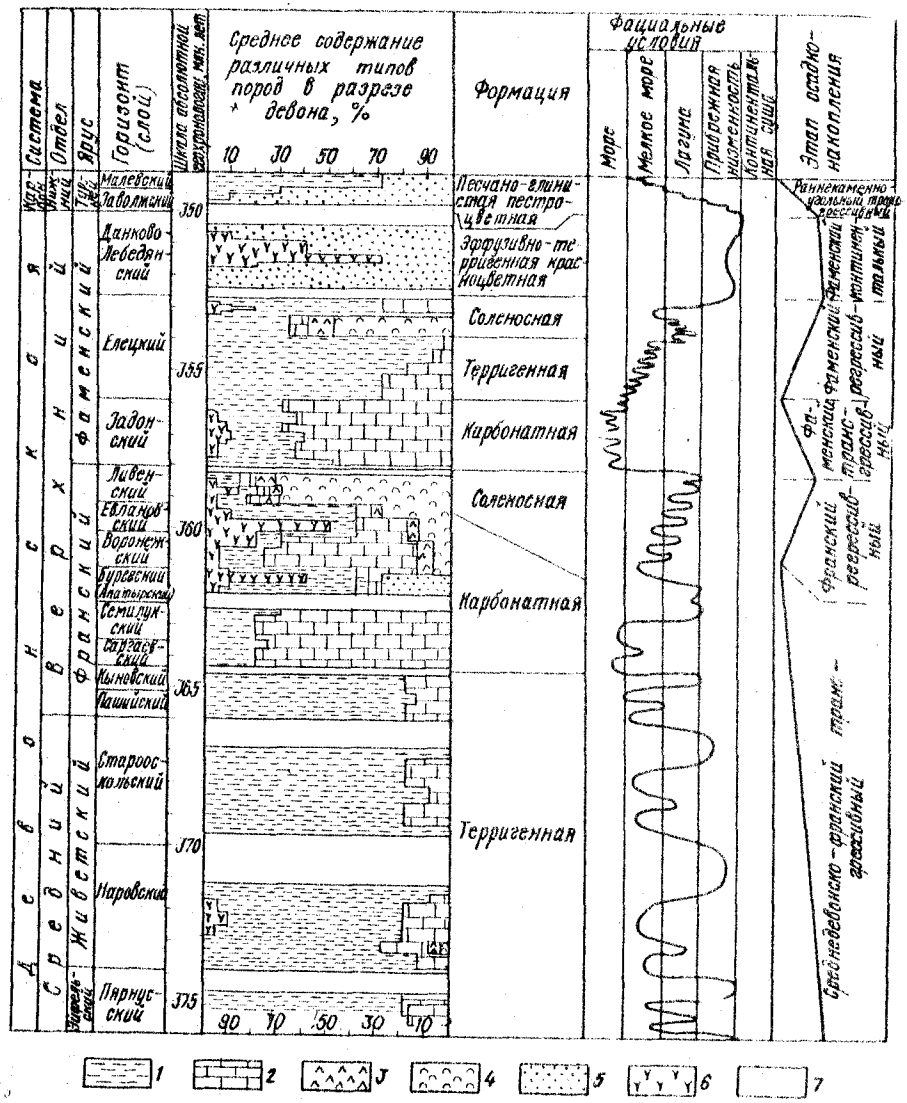


Рис. 2.2. Этапы осадконакопления девона ДДВ (составил Н.И.Галабуда).
Породы: 1 — песчано-глинистые, 2 — карбонатные, 3 — сульфатные, 4 — соляные, 5 — терригенные пестроцветные, 6 — вулканические; 7 — перерывы в осадконакоплении

а регрессивный — соленосной. Этапы осадконакопления разделяются перерывами на ряд трансгрессивно-регрессивных стадий, которым в разрезе соответствуют отдельные циклопачки. В основаниях циклопачек девона ДДВ обычно преобладают породы грубозернистые, а в верхних частях — тонкозер-

нистые, что обусловлено общим ходом изменения фациальных условий в регионе (рис. 2.2)

В основании фаменского седиментационного цикла находится карбонатная формация задонского возраста, далее следуют терригенная и соленосная регрессивные формации, а завершается ряд терригенной красноцветной формацией континентального происхождения. Ниже приведена общая характеристика осадочных формаций девона ДДВ [3].

Среднедевонско-франский ряд состоит из терригенной, карбонатной, вулканогенной и соленосной формаций, а фаменский – из карбонатной, терригенной, соленосной и вулканогенно-терригенной красноцветной. Последовательность формаций и их положение в разрезе показаны на рис. 2.2.

Терригенная формация среднедевонско-франского возраста отвечает по объему подсолевой терригенной толще и сложена отложениями пярнуско-наровского и старооскольского горизонтов живетского яруса среднего девона и пашийско-кыновского (нижнещигровского) горизонта франского яруса позднего девона. Основными породами формации являются песчаники, гравийные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Подчиненное значение имеют доломиты, доломитовые глины, известняки, эффузивные породы и ангидриты. Наиболее характерные литологические особенности этих образований такие: преобладание хорошо отсортированных мелкозернистых алеврито-песчаных пород, бейделлит-монтмориллонитовый состав глин и преобладание устойчивых к химическому выветриванию терригенных минералов. Парагенезис пород указывает на постепенное усиление трансгрессии и расширение бассейна седиментации. Фации аллювиальных равнин и полузамкнутых заливов, преобладающие в нижней части разреза, сменяются кверху мелководно-морскими и морскими.

Для терригенной формации среднедевонско-франского ряда наиболее информативными к настоящему времени являются разрезы крайней северо-западной части региона, где девонские отложения пройдены полностью (Грибово-Руднянская и другие площади). Базальные слои в этой формации имеют широкий возрастной диапазон – от пярнуско-наровских живетского яруса до пашийско-кыновских франского. В связи с этим полнота разреза, а следовательно, и количество циклопачек в них, неодинаковы. Наибольшие колебания наблюдаются в нижних частях разреза. Так, в пярнуско-наровских слоях в самых полных разрезах можно выделить до четырех циклопачек (Ж-3 – Ж-6), в вышележащих старооскольских слоях – не более двух (Ж-1 – Ж-2) и в пашийско-кыновских франского яруса также не более двух. Общим для всех циклопачек терригенной формации является то, что все они имеют трансгрессивный характер. Отдельные циклиты в них представлены песчаными породами в нижних частях и глинистыми, иногда сульфатными или карбонатными, в верхних. Регрессивные части циклитов размыты. В нижних частях пярнуско-наровских и пашийско-кыновских циклопачек преобладают крупнозернистые песчаники, а в старооскольской – мелкозернистые.

[3] Вулканогенные образования детально рассмотрены в работе З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьяловой (1977), поэтому здесь характеристика вулканогенной формации не приводится.

Образование формации происходило при преобладании нисходящих тектонических движений, интенсивность которых значительно изменялась. Во время перерывов в осадконакоплении размывались регрессивные, а на приподнятых участках и верхи трансгрессивных частей циклитов; в результате на выступах фундамента в разрезе формации преобладают песчаные породы со слабо выраженной цикличностью.

Распространены образования формации, очевидно, на всей территории грабена, за исключением отдельных локальных выступов. Установленная мощность формации не превышает 150 м, однако в погруженных участках впадины, по данным сейсмических исследований, можно допускать ее пятикратное увеличение.

Карбонатная формация франского возраста соответствует подсолевой карбонатной толще и сложена отложениями саргаевского (верхнещигровского), семилукского, бурегского (алатырского) и воронежского горизонтов. Основными типами пород являются известняки, доломитизированные известняки, доломиты и аргиллиты. Второстепенное значение имеют алевролиты, песчаники, ангидриты, а также примеси туфогенных глинисто-карбонатных пород. Доломиты и доломитизированные известняки саргаевского и семилукского горизонтов светлые с глинисто-битуминозными прослойками, нередко стилолитизированные. Известняки воронежского горизонта более темные, глинистые, пелитоморфные, оолитовые или желваковидные с примесью туфогенного и терригенного материала алевритовой размерности. Они зачастую пиритизированные, а трещиноватые и желваковидные разновидности обогащены битуминозным веществом.

В составе формации выделяются от 5 до 11 циклопачек. В их нижних частях обычно залегают пласты песчано-глинистых пород, основная же часть сложена карбонатными. Среди них имеются известняки, доломитизированные известняки и доломиты.

Регрессивные части циклопачек размыты. За время перерывов осадконакопления формировались кавернозные и доломитизированные известняки, представляющие интерес для нефтяной геологии.

Во время накопления карбонатной формации в регионе началась активная вулканическая деятельность и вместе с седиментацией карбонатных осадков формировались вулканогенные породы. В районах с интенсивной вулканической деятельностью прогибание перекомпенсировалось осадконакоплением (в регионе преобладало некомпенсированное прогибание), осадочный бассейн расчленялся на полуизолированные участки, где могли формироваться лагунные и даже континентальные фации.

Формация развита в пределах всего грабена и местами на северном борту. Наибольшие ее мощности, достигающие 500–700 м, отмечаются в северной краевой части грабена. Вулканические образования достигают мощности 1000–2000 м.

Соленосная формация франского возраста развита почти на всей территории грабена. Сложена каменной солью с прослоями ангидритов, доломитов, мергелей, аргиллитов и песчаников. Встречаются

также известняки, алевролиты, туфы. Формация изучена большим количеством скважин как в пластовом залегании, так и в соляных штоках. Стратотипами для выделения в ней циклопачек выбраны разрезы, где формация вскрыта полностью, имеет большую мощность и слабо нарушена соляной тектоникой (Борковская, Берестовецкая, Мринская, Великобогачанская и другие площади). В результате в разрезе формации выделено шесть циклопачек [52], в нижних частях которых находятся терригенные, карбонатные и сульфатные породы, а в верхних соляные. Две нижние циклопачки замещаются по простиранию другими типами пород, вследствие чего соляные отложения в разных частях региона появляются на различном стратиграфическом уровне – от воронежского до евлановского.

Формирование формации происходило при неравномерном прогибании дна седиментационного бассейна. Прогибание неоднократно перекомпенсировалось осадконакоплением, после которого начинался новый седиментационный цикл.

Мощность формации колеблется в значительных пределах (100–1000 м), достигая на соляных куполах 3000–4000 м, соляные штоки воздымаются над поверхностью соли на 5–6 км.

Карбонатная формация фаменского возраста (задонский горизонт) залегает с перерывом на соленосной. Ею начинается фаменский ряд формаций. Сложена известняками различных фациальных типов с прослоями аргиллитов, редко – алевролитов, песчаников и эффузивных пород. Среди известняков преобладают глинистые темно-серые пелитоморфные, пелитоморфно-сгустковые, водорослевые и оолитовые разности. Встречаются доломитизированные известняки.

Цикличное строение формации выражено не четко. Отчетливее оно в разрезах площадей северной краевой зоны. Здесь можно выделить до четырех циклопачек, в основаниях которых преобладают карбонатные породы, а в верхних частях глинистые. В южной краевой части региона в низах циклопачек преобладают карбонатно-глинистые породы, а в верхах – песчаные.

Формирование формации происходило в мелководно-морских, частично озерных условиях. Прогибание было некомпенсированным.

Мощность формации изменяется в пределах 100–500 м, причем наибольшие ее значения отмечаются в северной краевой части впадины.

Терригенная формация фаменского возраста (елецкий горизонт) развита на всей территории грабена, за исключением сводов соляных штоков и некоторых выступов фундамента. Сложена она песчаниками аркозовыми и полевошпат-кварцевыми, разнозернистыми, пестроцветными и светло-серыми, слюдистыми, с пластами и пропластками слюдистых алевролитов и аргиллитов, редко – известняков. Слоистость отложений грубая, линзо- и гнездовидная в нижней части, кверху сменяется тонкой параллельной линзовидной, волнистой и косой. В разрезах южной краевой зоны в формации можно выделить до восьми циклопачек (Ф-9 – Ф-16), причем нижние из них трансгрессивные полные, а верхние регрессивные неполные.

Отложения формации накапливались преимущественно в прибрежно-морских условиях, но в диапазоне от мелководно-морских до озерных. Прогибание было компенсированным. Мощность формации достигает 800–1000 м. Наибольшие ее значения отмечаются на участках, расположенных между локальными поднятиями.

Соленосная формация фаменского возраста развита в виде отдельных полей в различных частях грабена. В ее составе выделяются три регрессивные циклопачки [112]. В основании нижней из них находятся терригенные породы, а в нижних частях средней и верхней – мергельно-глинистые и сульфатные. Накопление формации происходило в условиях сильно расчлененной лагуны и было компенсированным. Наибольшие мощности формации отмечаются в прогибах между поднятиями, образованными франской солью, и достигают 500 м в северной и до 1300 в приосевой частях впадины.

Эффузивно-терригенная красноцветная формация венчает разрез фаменского яруса. Развита она в основном в приосевой части региона, сложена бурыми ожелезненными терригенными и вулканическими образованиями. Для формации характерно отсутствие сортировки терригенного материала, залегание песчаного материала в виде линз, гнезд и тел неправильной формы, сочетание крупнозернистых аркозовых песчаников и алеврито-глинистых слоистых пород, преобладание красно-бурой, участками зеленоватой окраски. Эти особенности затрудняют выделение в разрезе циклопачек. По имеющимся данным здесь можно выделить до пяти циклопачек.

Вулканические породы приурочены к средней и верхней частям разреза. Залегают они в виде экструзивных конусов, потоков и покровов; широко развиты пирокластические образования. Состав вулканических образований свидетельствует об изменении характера изливавшихся лав в процессе эффузивной деятельности от основных до щелочных и кислых.

Формирование формации происходило в континентальных условиях и сопровождалось сильной дифференциацией основания седиментационного бассейна. В результате мощность отложений очень колеблется по площади, достигая местами 2000 м.

Каменноугольно-раннепермский ТСЦ состоит из раннекаменноугольного, средне-позднекаменноугольного и раннепермского трансгрессивно-регрессивных циклов (рядов формаций) (табл. 2.2). Структура этого цикла сформировалась в результате заальской фазы герцинского орогенеза.

Нижнекаменноугольный ряд включает как трансгрессивные, так и регрессивные формации, средне-верхнекаменноугольный – только регрессивные и нижнепермский представлен трансгрессивно-регрессивной соленосной формацией.

После завершения бретонской фазы орогенеза и значительной пенепленизации территории региона в раннекаменноугольную эпоху в прогибание начали постепенно вовлекаться примыкающие к рифту части щита, сначала в районе Донбасса, а затем и западнее. Возникла новая структура с рифтом

Таблица 2.2. Формации позднего палеозоя Днепровско-Донецкой впадины

Система	Отдел	Ярус	Формация	Ряд формаций
Пермская	Верхний	Татарский	Терригенная красноцветная	Верхнепермско-триасовый
	Нижний	Сакмарский	Карбонатно-сульфатно-галогенная	Нижнепермский
		Ассельский		
Каменноугольная	Верхний	Гжельский	Глинисто-песчаная пестроцветная	Средне-верхнекаменноугольный
		Касимовский		
	Средний	Московский	Глинисто-песчаная угленосная	
		Башкирский		
			Глинисто-карбонатная	
	Нижний	Серпуховский (намюрский)	Песчано-глинистая угленосная	Нижнекаменноугольный
		Визейский	Карбонатная	
		Турнейский	Песчано-глинистая пестроцветная	

в основании, которая разделила древний Сарматский щит на украинскую и воронежскую части. Тектоническая активность возникшей структуры в течение всего карбона и ранней перми самой высокой была в юго-восточной придонецкой, части и самой низкой – в западной, припятской. Завершился каменноугольно-раннепермский этап формирования региона соленакоплением и складчатостью. Начало постумных складчатых процессов, сопоставляемых с заальской фазой герцинского орогенеза, относится к позднекаменноугольному времени, а их завершение – к раннепермскому.

Отложения каменноугольного и пермского возраста изучены значительно детальнее девонских, что обусловлено меньшей глубиной их залегания и практическими потребностями, связанными с поисками горизонтов, содержащих углеводородные скопления.

Для прослеживания нефтегазосодержащих горизонтов по площади по инициативе Главгеологии УССР (А.М.Палий) были проведены исследования по разработке единой для всего региона схемы индексации маркирующих известняков и нефтегазовмещающих горизонтов, получивших название "продуктивных". Работы проводились в разведочных трестах и в УкрНИИгазе группами по изучению стратиграфии, а расширились и детализировались многими исследователями этих и других организаций [50, 89, 106, 111, 162, 188].

На первом этапе на базе имеющейся схемы стратиграфии карбона и перми в разрезе были выделены стратиграфические единицы, характерные для всего исследуемого региона: свиты, макрофаунистические горизонты, зоны [19]. В дальнейшем в их пределах по лутугинской методике прослеживались маркирующие известняки и песчаные горизонты. В результате было проиндексировано более 100 прослоев известняков (мощностью 3–5 м) и около 75 песчаных горизонтов (мощностью 5–60 м). При этом как и ранее в Донбассе [60], каждому пласту известняка был присвоен постоянный индекс, показывающий его место в разрезе. Для индексации песчаных горизонтов приняты поярусные обозначения, где заглавная буква русского алфавита обозначает принадлежность выделенного горизонта к определенному ярусу унифицированной схемы, а арабская цифра показывает его место в разрезе и порядковый номер сверху вниз. Например, для башкирского яруса – горизонты Б-1, Б-2 . . . Б-12. В результате в разрезе верхнего карбона выделено 18 "продуктивных горизонтов", в разрезе среднего 19 и в разрезе нижнего 47. Несколько индексов оставлено в резерве на случай вскрытия неизвестных частей разреза.

Выделенные продуктивные горизонты состоят из многослойного набора разнотипных пород, в котором преобладают дизынтегрированные разности, и по характеру соответствуют трансгрессивной или регрессивной части выделяемых нами циклопачек. Остальную часть циклопачек составляют неучтенные в продуктивных горизонтах карбонатно-глинистые слои. Эта особенность позволяет нам полностью использовать разработанную для продуктивных горизонтов синонимику при индексации циклопачек карбона и нижней перми. В соответствии с этим количество циклопачек разреза полностью соответствует количеству выделенных продуктивных горизонтов.

Нижнекаменноугольный трансгрессивно-регрессивный цикл представлен полным рядом формаций: песчано-глинистой пестроцветной, карбонатной и песчано-глинистой угленосной (см. табл. 2.2).

Песчано-глинистая пестроцветная формация развита в северо-западной и средней частях региона. К юго-востоку она переходит во флишевую толщу черных аргиллитов раннетурнейского возраста. Залегает формация на девонских отложениях несогласно и охватывает в северо-западной части турнейские отложения и часть нижневизейских. К юго-востоку ее верхняя граница постепенно опускается по разрезу вплоть

до зоны C_1^tа. По литологическому составу формация сходна с "каолинитовой" толщей Припятского прогиба [1] и состоит из чередующихся пачек песчаных и глинистых пород, причем песчаные преобладают в нижней, а глинистые – в верхней частях разреза. Песчаники обычно кварцевые, с плохой сортировкой и окатанностью зерен, что характерно для отложений временных потоков. Глинистые породы представлены сухарными каолинитовыми глинами. Они не размокают в воде, плотные, от светло-серого до красного цвета. Встречаются прослои, обогащенные углистым веществом. Их накопление происходило в озерно-болотной обстановке за счет продуктов глубокого гумидного выветривания пород смежных кристаллических массивов. Мощность формации, составляющая на северо-западе региона около 100 м, увеличивается к юго-востоку до 400 м и более.

В песчано-глинистой формации турнейского яруса на большей части региона выделяются две циклопачки (Т-1 и Т-2), имеющие трансгрессивный характер. Но в разрезах южной краевой зоны в районе Руденковского месторождения их количество возрастает (рис. 2.3).

Карбонатная формация развита на территории всего региона, однако охватывает неодинаковый стратиграфический диапазон. В Донбассе и на южном склоне Воронежской антеклизы в нее входят образования от низов турне до верхов визе, а на северо-западе впадины – только нижневизейские отложения, вследствие чего и нижняя, и верхняя границы формации являются скользящими.

Залегает карбонатная формация на кристаллических породах докембрия (Воронежский кристаллический массив, УЩ) или на песчано-глинистой пестроцветной формации турней-ранневизейского возраста. Сложена она известняками, иногда с прослойками аргиллитов (C_1^tв – C_1^vс). В нижних ее горизонтах в придонецкой части впадины широко развита доломитизация. В самых верхних горизонтах (зона C_1^v d–e) наблюдается окремнение. Отложения представлены преимущественно морскими фациями – от открытого моря до прибрежно- и заливно-морских. Мощность формации возрастает от первых десятков метров на северо-западе до 500 м в придонецкой части региона. В северо-западной и средней частях впадины в формации выделяются три циклопачки (В-24 – В-26), имеющие преимущественно трансгрессивный характер. В юго-восточной части впадины их количество растет соответственно с ростом стратиграфического объема формации.

Песчано-глинистая угленосная формация распространена на территории всего региона. Включает образования верхневизейского и серпуховского ярусов. Нижняя граница с карбонатной формацией резкая. Здесь наблюдается либо перерыв в осадконакоплении, либо переход к аргиллитам через стигмариевый слой, образовавшийся в совершенно иной фациальной обстановке. Верхняя граница формации проводится в кровле зоны C_1^4, где отмечается большое количество внутриформационных перерывов и значительное изменение фаций.

Сложена формация циклически построенной толщей, состоящей из ар-

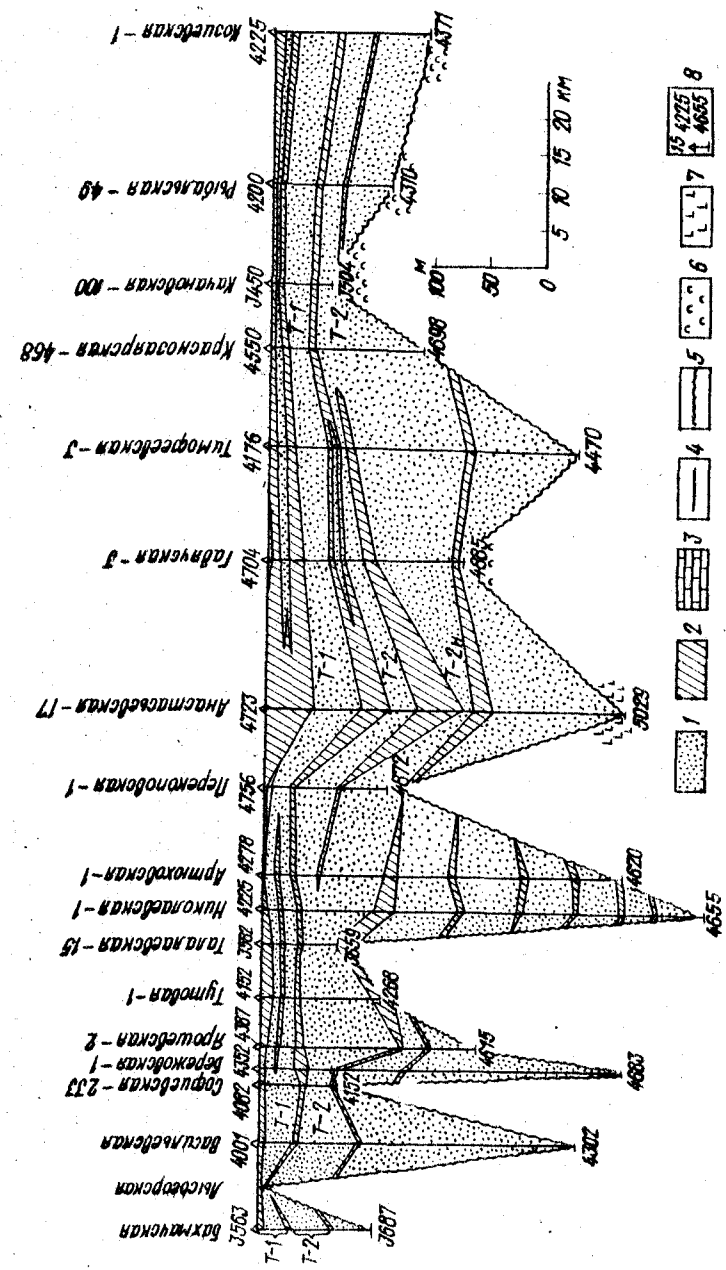


Рис. 2.3. Литологический профиль выравнивания турнейского яруса ДПВ (составили П.М.Лагола, Н.И.Галабуда): 1 – песчаники и алевролиты, 2 – аргиллиты, 3 – карбонатные породы, 4 – кровля горизонта, 5 – подошва горизонта, 6 соль, 7 – эффузивы, 8 – разведочные скважины

гиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и углей. Отличительными особенностями ее являются небольшая мощность циклитов, обычно не превышающая 5–6 м, отсутствие крупнозернистых песчаников и наличие пластов угля рабочей мощности. Содержание различных пород в разрезе формации меняется по площади. Наибольшая углистость приурочена к юго-западной части Донбасса и ДДВ, наибольшая карбонатность – к северо-восточной. В приосевой зоне (на юго-востоке ДДВ) формация сложена однообразной песчано-глинистой флишоидной толщей.

Отложения формации полифациальны. В нижней части преобладают прибрежно-морские фации, в средней – болотные и лагунные и в верхней – мелководно-морские. Мощность формации возрастает от 200–300 м на северо-западе до 1500–2000 на юго-востоке региона.

В песчано-глинистой угленосной формации поздневизейско-серпуховского возраста выделено 26 циклопачек (Н-2 – Н-9, В-6 – В-23), сложенных цикличным переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и углей. Осадконакопление было компенсированным и происходило в условиях периодической смены фациальной обстановки от мелководно-морской до болотной.

Средне-позднекаменноугольный трансгрессивно-регрессивный цикл представлен только регрессивной частью ряда формаций. В основании ряда находится глинисто-карбонатная формация раннебашкирского возраста, которая сменяется глинисто-песчаной угленосной, а затем пестроцветной.

Глинисто-карбонатная формация, которой начинается средне-позднекаменноугольный ряд, имеет раннебашкирский возраст. В ее состав входит также свита C_1^5, которая, согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета СССР, относится к нижнебашкирскому подъярусу.

Распространена формация на территории всего региона и представлена чередованием пластов и пачек известняков серых и темно-серых зернисто-детритовых и биоморфных, кальцитового состава, слоистой или массивной текстуры с мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а иногда и прослойками углей. Мощность циклов по сравнению с нижнекаменноугольными больше в три-четыре раза. Полнее всего формация развита на южном склоне Воронежского кристаллического массива, где ее нижняя граница опускается до нижнекаменноугольной карбонатной формации. С удалением на юго-запад увеличивается содержание глинисто-песчаных образований и количество углистых прослоев.

В сторону Донбасса формация выклинивается и ее место занимает флишоидная толща без выраженной цикличности. В формации преобладают мелководно-морские фации, но имеются и лагунно-континентальные. В окраинных частях бассейна существовала лагунно-болотная обстановка. Мощность формации колеблется от единиц до 300–400 м.

В описываемой формации выделяются до четырех циклопачек (Б-12 – Б-9), в основании которых находятся известняки группы Б, а в верхних частях глинистые, редко песчано-алевролитовые породы.

Глинисто-песчаная угленосная формация среднего карбона развита на территории всей впадины и представлена верхнебашкирскими и московскими отложениями. Построена она циклично. В ее составе аргиллитов и алевролитов до 50–70 %, песчаников 25–40. В каждой циклопачке имеются известняки и в большинстве – пласты и прослои углей. Доля пород в разрезе изменяется в основном за счет песчано-глинистых разностей. Мощность отдельных циклопачек достигает 50–100 м. Развита формация в пределах грабена и в прилегающей части Воронежского массива. По фациальной принадлежности слагающие ее породы относятся к прибрежно-морским и болотно-лагунным образованиям. Широко распространены аллювиальные и дельтовые фации. Мощность формации от 300–350 м на северо-западе возрастает к юго-востоку в пять-шесть раз. В разрезе формации выделяются 16 циклопачек мощностью до 100 м каждая.

Глинисто-песчаная пестроцветная формация позднекаменноугольно-раннепермского возраста по строению похожа на нижележащую формацию, однако в ней почти нет угольных прослоев и в верхней части она меденосная. В цвете пород преобладают красноватые оттенки. Доля красноцветных образований увеличивается по мере омоложения возраста отложений. Мощности отдельных циклопачек вверх по разрезу среднего – верхнего карбона растут за счет увеличения мощностей глинисто-песчаных пачек и уменьшения карбонатных и углистых. Развита глинисто-песчаная пестроцветная формация только в пределах грабена. По фациальной принадлежности это преимущественно лагунно-континентальные образования. Встречаются аллювиальные и дельтовые фации. Мощность формации возрастает от 50–100 м на северо-западе до 800–1000 на юго-востоке региона. При выделении циклопачек опорными могут быть только разрезы юго-восточной части региона, где в зависимости от полноты разреза можно выделить до 18 циклопачек мощностью до 100 м.

Раннепермский трансгрессивно-регрессивный цикл представлен лишь одной карбонатно-сульфатно-галогенной формацией, которая залегает с крупным угловым и стратиграфическим несогласием на глинисто-песчаной пестроцветной. Распространена она почти на всей территории грабена, за исключением большей части южной краевой зоны и сводов некоторых локальных поднятий. Границы ее проводятся: нижняя – по появлению в разрезе сульфатных отложений, верхняя – по исчезновению соляных. Доминирующую роль в разрезе формации играют доломиты, известняки, ангидриты и каменная соль, причем в нижней части формации преобладают карбонатные породы, а в верхней соляные. Глинистые и особенно песчаные породы имеют подчиненное значение.

Для формации характерно цикличное строение. В ее разрезе выделяются шесть циклопачек: святогорская, торская, подбрянцевская, брянцевская, надбрянцевская и краматорская [115]. В нижних частях циклопачек находятся карбонатные и сульфатные породы, в верхних – соляные, иногда песчаные. Состав и распространение циклопачек охарактеризованы в [56, 103].

В разрезе мезозоя ДДВ выделяются верхнепермско-триасовый, юрский и меловый комплексы формаций, отвечающие соответствующим тектоно-седиментационным циклам развития территории.

Позднепермско-триасовый ТСЦ состоит из позднепермского и триасового. Эти циклы, по принятой нами общей терминологической шкале, условно относятся к трансгрессивно-регрессивным, хотя по фациальной принадлежности это озерно-континентальные образования, в которых не может быть выделено ни трансгрессивных, ни регрессивных частей.

Описываемый ТСЦ представлен одной терригенной красноцветной формацией, в которой выделяются несколько литологических толщ. Формация сплошным чехлом покрывает разновозрастные породы докембрия, девона и карбона, в том числе большинство девонских соляных штоков юго-восточной части ДДВ.

Нижняя верхнепермская часть формации еще в 1941 г. была выделена Л.Ф.Лунгерсгаузеном в дроновскую свиту [142]. Ф.Е.Лапчик выделила в ее составе три литологические толщи: пересажскую, шебелинскую и кореневскую. При этом предполагалось, что между пересажской и шебелинской имеется крупный перерыв [128]. Однако позднее было доказано [8, 9], что эти толщи переходят друг в друга по простиранию без перерыва и единственным критерием, позволяющим отнести конкретную часть разреза верхней перми к той или иной толще, является соотношение между скелетными и глинистыми породами, определяемое по керновому материалу и промыслово-геофизическим данным. Минимальное содержание песчано-алевролитовых пород является основанием для отнесения разреза к пересажской толще, повышенное (20–50 %) – к шебелинской и максимальное – к кореневской.

В пересажской толще основными типами пород являются пестроцветные глины, содержащие различную примесь карбонатного и кластического материала. На бортах и в придонецкой части региона количество и размер обломочных зерен возрастают, появляются гравий, галька кварца, гранитов и гнейсов, катуны зеленовато-серых глин. Вблизи соляных штоков в глинах встречаются обломки ангидритов и известняков.

Подчиненное значение имеют алевролиты и песчаники с примесью алевролитового материала. Они зеленовато-серого и красновато-коричневого цвета, сцементированы глинистым или карбонатно-глинистым материалом, с чешуйками прозрачной слюды. Песчаники отличаются плохой сортировкой обломочного материала.

Толща распространена на территории всего региона. Наибольшая ее мощность, достигающая 120 м, фиксируется в северо-западной части, к юго-востоку она сокращается до полного выклинивания. В силу своего состава, распространения и свойств толща считается региональным нефтегазоупором.

В шебелинской толще основными типами пород в северо-западной и средней частях ДДВ также являются глины ярко-пестроцветные, реже блеклые и сероватые, с обильной примесью карбонатного и кластического материала алевролитовой и песчаной размерности. Глины жирные на ощупь, с

чешуйками слюды, карманами и гнездами обломочного материала. Подчиненное значение имеют песчаники и алевролиты красновато-коричневого цвета, с голубоватыми, зеленоватыми и желтоватыми пятнами; они известковистые, слюдистые в различной степени сцементированные. Песчаники разно- и мелкозернистые, причем более мелкий песчаный материал характерен для центральной и северо-западной частей региона. На юго-востоке доля песчаных пород резко возрастает, появляются прослои гравелитов и конгломератов. В северной краевой зоне юго-востока впадины вся дроновская свита представлена только шебелинской толщей. Известняки и доломиты имеют сугубо подчиненное значение и встречаются редко в виде маломощных прослоев. Наиболее полно развита толща в придонецкой части региона, где находятся стратотипы и самые большие ее мощности. К северо-западу шебелинская толща постепенно замещается более песчанистой кореневской.

В кореневской толще кластические породы составляют более 80 %. Толща сложена рыхлыми и сцементированными песчаниками и алевролитами от красновато-коричневого до зеленовато-серого цвета, причем красные тона преобладают в северо-западной части впадины, а зеленовато-серые оттенки – в юго-восточной. Подчиненное значение имеют пестроцветные, часто песчанистые глины и светло-серые известняки. Кроме того, на северо-западе впадины и в Припятском прогибе в верхней части толщи встречаются оолитовые известняки. Образования этой толщи, как и нижележащих, считаются озерно-континентальными, сформировавшимися в условиях пресноводных водоемов, в речных дельтах, принесены временными потоками и т.д.

Триасовая часть терригенной красноцветной формации представлена серебрянской и протопивской свитами; первая относится к нижнему отделу, вторая – к верхнему.

Базальная часть серебрянской свиты выделяется под названием песчано-карбонатной толщи ($T_{пк}$), мощность ее 20–80 м. Основными типами пород в ней являются мелкозернистые песчаники и алевролиты, среди которых в прибортовых и бортовых частях появляются средне- и разнозернистые песчаники с гравием и галькой, гравелиты и конгломераты. Породы обычно зеленовато-серого цвета с известковыми стяжениями и прослойками брекчиевидных известняков зеленовато- и розовато-серого, красновато-бурого и коричневого цвета. Цемент глинисто-карбонатный.

Подчиненное положение занимают глины пестроцветные, алевритистые, известковистые до перехода в мергели, с известковыми стяжениями; они иногда образуют прослой сростковидных известняков мощностью 1–2 м.

Средняя часть серебрянской свиты выделяется под названием "горизонт красноцветных глин" – $T_г$. Основными типами пород здесь являются красно-коричневые, реже пестроцветные глины с различной примесью алевролитового и карбонатного материала, иногда до перехода в мергели. Подчиненное положение занимают сростковидные известняки, а также алевролиты и мелкозернистые песчаники, содержание которых возрастает в прибортовых частях региона.

Верхняя часть серебрянской и протопивская свиты на большей части региона выделяются в песчано-глинистую толщу ($T_{пг}$). В ней равномерно перемежаются глины и песчаники, изредка алевролиты. Глины пестроцветные (от кирпично-красных до зеленовато-серых) с известковыми стяжениями и примесью кластического материала различной размерности и количества, причем песчаные и песчанистые разновидности глин преобладают в бортовых частях региона.

Песчаники полимиктовые, с примесью гравия и гальки кварца, кремней и катунов глин, разнозернистые, с плохой сортировкой обломочного материала. Окраска пород от светло- и зеленовато-серой до красновато-коричневой и блекло-фиолетовой. Степень цементации средняя и низкая, цемент глинистый и известково-глинистый. Алевролиты по цвету, характеру и степени цементации похожи на песчаники. Местами в них наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная скоплением по плоскостям наслоения чешуек слюды размером до 1 мм.

На северо-западе Донбасса верхняя (протопивская) часть описанной толщи отличается меньшей известковистостью, меньшей сцементированностью песчано-алевролитовых разностей и меньшей интенсивностью красно-коричневых оттенков в разрезе.

Триасовые отложения сплошным равномерным чехлом мощностью 250–350 м покрывают всю территорию впадины, выходя далеко на склоны Воронежского массива и УЩ. Они, как и нижележащие верхнепермские отложения, накапливались в континентальных условиях и являются осадками озер, рек и временных потоков.

В отличие от позднепермской эпохи, когда значительная часть обломочного материала поступала со складчатого Донбасса, в триасе основным источником сноса был УЩ. С Донбасса и Воронежского массива поступала небольшая часть обломочного материала. Условия осадконакопления в течение эпохи по региону в целом были сходными, однако вследствие изменчивости локальных условий содержание различных типов пород в разрезе также изменяется.

Юрский ТСЦ представлен одним трангрессивно-регрессивным рядом формаций. Согласно многочисленным литолого-стратиграфическим исследованиям, обобщенным Н.Е.Канским [110], юрские отложения представлены в нижней части песчано-глинистыми образованиями ранне-среднеюрского возраста и глинисто-карбонатными образованиями позднеюрского; мы выделяем их в одноименные формации.

Песчано-глинистая формация имеет четко выраженный трансгрессивно-регрессивный характер. В основании ее находится базальная толща, возраст которой омоложается с востока на запад. На крайнем юго-востоке вдоль Дружковско-Константиновской антиклинали она имеет позднелейасский возраст (новорайская свита, тоар, аален); к средней части ДДВ нижнеюрские отложения полностью выклиниваются и далее к западу базальная толща относится к байосу и даже нижнему бату.

Базальная толща залегает на размытой поверхности пестроцветных образований триаса, поэтому в ней содержатся катуны пестроокрашенных триасовых глин, а также гравий, галька, валуны, глыбы кристаллических и осадочных пород среди прослоев песчано-алевролит-глинистого материала, содержащего углистые вещества.

Самые древние юрские отложения (новорайская свита), развитые в придонецкой части региона, представлены чередованием средне- и мелкозернистых плохо отсортированных полевошпат-кварцевых песчаников с каолинит-гидрослюдистыми глинами и прослоями бурых углей. В глинах содержатся хорошо сохранившиеся остатки растений.

Выше по разрезу (тоар) вдоль Дружковско-Константиновской антиклинали развиты грубозернистые железистые песчаники и алевролитистые глины с остатками толстостворчатых пелеципод и аммонитов, свидетельствующих о прибрежных условиях седиментации. К западу и северу тоарские отложения представлены полевошпат-кварцевыми мелкозернистыми песками, песчаниками и голубовато-серыми алевролитистыми глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Сходными породами сложен и ааленский ярус с той лишь разницей, что здесь появляются прослои сливных известняков и многочисленные остатки раковин типичных стеногалинных организмов – аммонитов, пелеципод, гастропод, брахиопод, фораминифер (известковистых), свидетельствующих о прибрежно-морских условиях осадконакопления (фации сублиторали).

Верхняя среднеюрская часть формации (байос – нижний бат) представлена часто переслаивающимися и меняющимися по простиранию песчаниками, песками, алевролитами и глинами, а в юго-восточной части – и прослоями сливных известняков. Пески и песчаники серые и темно-серые, в средней части ДДВ гидрослюдистые, а в северо-западной – монтмориллонит-гидрослюдистые. У южного борта впадины встречаются мономинеральные каолинитовые глины с прослоями бурых углей.

В разрезе байоса юго-восточной части региона широко развиты зеленовато-серые с бурыми пятнами шамозитовые известковистые песчаники, в которых наряду с обломочным материалом находятся в значительном количестве оолиты шамозита. Цемент этих песчаников кальцитовый, сидеритовый, шамозитовый и смешанный. Расслаивающие их глины преимущественно монтмориллонит-гидрослюдистые. Местами встречаются известняки-ракушечники. Кверху эти породы сменяются алеврит-глинистыми, переходящими в серые микрослоистые глины верхнего бата, в которых встречаются прослои сидеритов и глинистых известняков. Сидериты имеют микросферолитовую, реже – микрокристаллическую структуру, промежутки между сферолитами заполнены кальцитом, доломитом и глинистым веществом. На окраинах Донбасса среди полевошпат-кварцевых и граувакковых песчаников этого возраста встречаются прослои туффитов.

Образования формации сплошным чехлом покрывают весь грабен, северный борт и значительную часть южного борта впадины. Их мощность

возрастает от нескольких метров на периферийных и северо-западной частях региона до 250–300 м на юго-востоке впадины.

Накопление формации шло в условиях постепенного ингрессирующего с юго-востока на северо-запад мелководного морского бассейна, максимальные глубины которого, по-видимому, не превышали 100 м. В формации можно выделить фации от континентальных до морских. Так, для новорайской свиты характерны озерно-болотные и русловые отложения, в тоаре и аалене широко развиты прибрежно-морские и околоостровные литоральные фации, а в байосе – нижнем бате на юго-востоке региона преобладают фации открытого морского мелководья. На северо-западе региона в это время была низменная равнина, где накапливались аллювиальные, озерно-болотные, дельтовые и лагунные осадки. И наконец в позднем бате, в связи с появлением в районе Донбасса баровой перемычки, область осадконакопления представляла собой мелководный бассейн с пониженной соленостью, где формировались фации слабо осолоненной лагуны.

Глинисто-карбонатная формация трансгрессивно-регрессивного типа представлена неравномерным чередованием песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных пород различной фациальной принадлежности. По многочисленным остаткам фауны аммонитов, белемнитов, фораминифер, пелеципод, гастропод эти образования относятся к келловейскому, оксфордскому, киммериджскому и волжскому ярусам верхней юры (мальм).

В основании формации (нижний келловей) на большей части региона находятся серые каолинит-гидрослюдистые горизонтально-слоистые глины с линзами и прослоями песчаников и углей автохтонного происхождения. К западу они замещаются темно-серыми до черных глинистыми песчаниками и алевролитами, которые на крайнем западе переходят в темно-серые до черных, известковистые, алевритистые и песчаные неяснослоистые глины, содержащие большое количество растительных остатков.

Кверху (средний – верхний келловей) эти породы сменяются переслаивающимися песчанистыми известняками, песками, песчаниками и глинами, содержащими железистые (лимонитовые) оолиты. Песчано-глинистые породы преобладают на северо-западе и юго-востоке региона, в средней части шире развиты известково-глинистые, мергелистые и кремнисто-известковистые отложения: кремнистые известняки, мергели и силициты, иногда с примесью терригенного материала алевритовой размерности. Похожий разрез формации сохраняется и в отложениях оксфорда, только здесь увеличивается количество глин и алевролитов, причем в верхнеоксфордском подъярусе глины становятся тонкоотмученными, появляются прослои илистых и линзы органогенных известняков, которые к верхней части яруса сменяются алевритистыми и песчаными известняками и известковистыми песчаниками. При этом обломочный материал фиксируется преимущественно на положительных структурах и в прибортовых частях впадины, что свидетельствует об энергичном росте локальных поднятий и общем воздымании территории (обмелении бассейна) в конце оксфорда.

На некоторых поднятиях придонецкой части ДДВ обнаружены рифовые и детритовые известняки, являющиеся продуктами разрушения рифов. По простиранию они замещаются мергельно-глинистыми породами. Рифовые известняки встречены и в кимеридж-титонских отложениях на северо-западе региона, где они сохранились от предмелового размыва. На остальной части территории – это пестроцветные глины, песчаники и алевролиты. В нижней части встречаются известняки. Кроме того, в пределах ДДВ имеются два участка, где верхи юры представлены лагунными образованиями. Один из них занимает центральную часть региона – Сребнянскую депрессию (Глинско-Розбышевская, Лелековская, Озерянская и другие площади); здесь встречена толща переслаивающихся гипсов, глин, мергелей, известняков, алевролитов и песчаников [10], являющаяся фацией горько-соленой лагуны. Второй расположен на северо-западе Донбасса (с. Протопоповка), где прослежен маломощный горизонт арагонитовых образований [109], сходных с современными отложениями теплых мелководных соленых озер Японии [98].

Литологический состав пород, виды и характер палеонтологических остатков свидетельствуют о том, что формирование верхнеюрской глинисто-карбонатной формации происходило в условиях от континентальных до мелководно-морских, сменившихся в конце периода лагунными. В результате келловейской трансгрессии, охватившей обширные территории Восточно-Европейской платформы, в описываемом регионе установился устойчивый режим морского мелководья (литорали с глубинами моря до 100 м), существовавший до конца оксфорда. В дальнейшем восходящие движения привели к возникновению лагун, а затем и континентального режима, завершившего юрское осадконакопление.

Юрские образования сплошным чехлом покрывают всю территорию ДДВ, включая большую часть южного борта. Средняя их мощность в пределах Днепровского грабена составляет около 500 м, уменьшаясь в сторону бортов и на северо-запад. К юго-востоку она возрастает до 800 м. Область наибольшего прогибания в юрскую эпоху была приурочена к северной краевой части грабена.

Меловый ТСЦ представлен нижнемеловой песчано-глинистой и верхнемеловой мергельно-меловой формациями. В разрезе нижнего мела ДДВ можно выделить четыре формации [138], образующие один формационный ряд: терригенную сероцветную морскую, терригенную пестроцветно-сероцветную континентальную, терригенно-угленосную континентальную и терригенно-глауконитовую морскую. По мнению И.И.Литвина [138], "формации представляют собой тела, имеющие определенную форму, состав, строение, распространение в пространстве ... Формациям свойственны распространение в пределах значительных площадей, наличие определенных парагенетических сообществ фаций, выдержанность в общих чертах вещественного состава и т.д.".

Однако выделенные формации не отвечают одному из предъявляемых

требований. Так, терригенная сероцветная морская формация развита "... на ограниченной территории северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины", терригенная пестроцветно-сероцветная формация "... распространена в северо-восточной бортовой и центральной части Днепровско-Донецкой впадины". Нижележащие формации, имея мощность, не превышающую соответственно 100 и 39 м, также развиты не на всей территории региона. Согласно нашим представлениям, формация – образование региональное, характерное по комплексу признаков для соответствующей геоструктуры, поэтому весь разрез нижнего мела мы рассматриваем как единую песчано-глинистую формацию, а формации, выделенные И.И.Литвином [138], считаем подформациями.

В основании нижнемеловой песчано-глинистой формации развиты мелко-, реже разнозернистые песчаные и алевролитовые породы, чередующиеся с глинами и суглинками. Встречаются пропластки сидерита и желвачки фосфоритов. Остатки организмов встречаются редко. Кверху возрастает количество глинистых разностей. Они преимущественно темно-серого цвета, редко зеленоватые и светло-серые; по составу каолинитовые, гидрослюдистые и гидрослюдисто-каолинитовые, иногда с примесью монтмориллонита. Песчаники глауконит-кварцевые, полевошпат-кварцевые и кварцевые.

В средней части разреза появляются пестроцветные неизвестковистые разности, а еще выше – прослои бурого угля. Окраска пород изменяется в широком диапазоне – от черной до светло-серой и белой, в зависимости от примеси органического вещества. Сортировка обломочного материала различная. Песчаные, алевролитовые и глинистые образования залегают не только в виде пластов, но и в виде линзовидных тел различного размера. Самая верхняя часть формации, охватывающая альбские и сеноманские отложения, представлена мелко- и разнозернистыми песками, песчаниками, силицитами, алевритами, глинами и смешанными породами [137]. В разрезе преобладают песчаные и кремнистые породы. Повсеместно в значительном количестве встречается глауконит.

В целом отложения, слагающие нижнемеловую песчано-глинистую формацию, являются платформенными образованиями, седиментация которых происходила в условиях от озерно-болотных до мелководно-морских. Для них характерны малая мощность, преимущественно обломочный состав пород, формирование в условиях слабой тектонической активности, сглаженного рельефа и гумидного климата.

Мергельно-меловая формация охватывает образования туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

Начинается она глауконитовыми песчанистыми мергелями сеноманского яруса светло-, иногда зеленовато-серыми, часто мелоподобными. В отдельных случаях (Колонтаевская площадь) они напоминают карбонатный песчаник. Выше (туронский и коньякский ярусы) формация представлена мелом

белым, иногда писчим, плотным, с раковистым или неровным изломом, с пропластками мергелей светло-серых до белых, очень плотных, с неровным изломом. Долевое содержание мергелей выше в прибортовых частях впадины, в приосевой основную часть разреза составляет мел. Кроме того, несколько повышенное содержание мергелей отмечается в сантонском ярусе. В кампанском и маастрихтском почти весь разрез представлен мелом. Мергели встречаются в виде отдельных пропластков. Мел белый или светло-серый, мягкий, писчий, иногда с кремнистыми стяжениями и обломками белемнитов. Мергели светло-серые, слюдистые, кремнистые, с неровным изломом.

На некоторых площадях средней части региона (Глинско-Розбышевской, Малосорочинской) между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего маастриха и нижнего палеоцена встречена 10–20-метровая пачка терригенных сильно карбонатных отложений, которые условно относятся к датскому ярусу верхнего мела.

Образование верхнемеловых отложений происходило в морских условиях. Континентальные и лагунно-континентальные породы нижнего мела сменяются на всей территории региона морскими кварц-глауконитовыми сеноманского яруса. Как и в других областях Восточно-Европейской платформы, в начале позднего мела в ДДВ началось углубление морского бассейна, с началом которого связано образование фосфоритов. Последнее, как и в смежных регионах, обусловлено трансгрессией моря и углублением бассейна от глауконитовой фации к мергельно-меловой. Максимальных глубин осадочный бассейн достигал в туронский, коньякский и кампанский века, когда шла седиментация преимущественно меловых осадков.

В конце меловой эпохи произошли резкие изменения в условиях осадконакопления, вызванные комплексом тектонических и климатических причин, которые обусловили резкую смену характера осадков и вымирание большинства форм меловой микрофауны.

Образования верхнего мела сплошным чехлом покрывают всю территорию впадины, за исключением восточной части южного борта. Их мощность в западной части региона сопоставима с мощностью отложений карбона и превышает 800 м. Наибольшие мощности приурочены к северной краевой зоне грабена.

Кайнозойский ТСЦ представлен одним трансгрессивно-регрессивным рядом, состоящим из глинисто-песчаной, глинисто-карбонатной и песчано-глинистой формаций.

Глинисто-песчаная формация (палеоцен-среднеэоценового возраста) залегает в пределах грабена и северного борта впадины на верхнемеловых отложениях, а на южном борту – на отложениях юры, триаса, карбона и кристаллическом фундаменте.

В нижней части формации находится 20–40-метровая пачка палеоценовых песчано-алевролитовых пород с прослоями серой и темно-серой глины. Песчаники от пепельно- до зеленовато-серых, от крепких до рыхлых, карбо-

натные, слюдистые, слабо глауконитовые. Глины сильно карбонатные, в верхней части плотные. На северо-востоке Донбасса появляются детритусовые известняки и известковистые опоки. Песчаники мелко- и тонкозернистые до алевролитов, с базальным, участками крустификационным цементом. Кластический материал представлен кварцем (до 72 %), глауконитом (до 19 %) и полевыми шпатами (до 9 %). Зерна кварца угловато-окатанные и угловатые (размер 0,01–3 мм), глауконита – овально-округлые, плагиоклаза – пелитизированные и серицитизированные.

Над песчано-глинистой пачкой нижнего палеоцена залегает песчаная толща каневского яруса. В основании ее находится 10–20-метровая пачка темно-серых алевритистых глин с прослойками алевролитов, количество которых возрастает в прибортовых частях впадины. Глина крепкая, с раковистым изломом, слюдистая, глауконитовая, бескарбонатная. Алевролиты кварцевые, бескарбонатные, с кремнистым или глинисто-кремнистым цементом базального типа.

Над глинистой залегает пачка тонко- и среднезернистых песков или песчаников зеленовато-серых, кварцевых, слюдистых, с глауконитом и линзообразными прослойками плотных окварцованных песчаников псаммитовой структуры.

Завершается разрез каневского яруса в пределах впадины 10–25-метровой глинистой пачкой серых алевритистых глин с прослойками алевролитов. Глины крепкие, легкие, с раковистым изломом и блестками слюды; в них рассеяны зерна кварца, полевых шпатов и глауконита. Алевролиты глауконит-кварцевые, светло-серые, с зеленоватым оттенком, крепкие, на глинистом цементе.

Верхняя часть формации сложена кварц-глауконитовыми песками или слабосцементированными песчаниками бучакского яруса, средняя мощность которых составляет около 40 м (максимальная 120 м). Они зеленовато- и желтовато-серого цвета, мелко- или среднезернистые, бескарбонатные, с отдельными прослоями сливных кремнистых песчаников и обуглившимися растительными остатками.

Глинисто-карбонатная формация покрывает всю территорию впадины, залегая на бучакских, а в пределах соляных штоков и на бортах – на более древних образованиях. Сложена формация в пределах впадины тремя литологическими пачками: фосфоритовыми песчаниками, "киевскими" мергелями и бескарбонатными глинами. Эти пачки выдержаны на большей части территории, лишь на северном борту они сильно опесчаниваются, а мергели и глины замещаются алевролитами и песчаниками, что, очевидно, свидетельствует об относительной близости этого района к береговой линии в эпоху накопления описываемых образований.

Фосфоритовые пески зеленовато-серые до желтовато-зеленых, состоят из зерен кварца, крупной, средней и мелкой размерности. Количество цемента невелико и песок легко рассыпается. В песках содержатся многочисленные сростки фосфоритового песчаника. Мощность фосфоритовых песков до 2 м.

Над фосфоритовыми песками залегает мергельная толща. Под названием "киевский мергель" прослеживается тонкоотмученная порода светло-голубовато-серого цвета, иногда с зеленоватым или синеватым оттенками. В мокром состоянии порода темная, в воде распадается на тонкие пластинки. По минеральному составу в мергелях различают кварц, глауконит и кальцит, а также слюду, хлорит, полевой шпат и ряд акцессорных минералов. Содержание оксида кальция в мергелях, по данным М.Н.Клюшникова [113], достигает 40 %.

Над мергельной толщей залегает пачка бескарбонатных песчанистых глин мощностью до 5–7 м. Они зеленовато-серого цвета, слюдистые, глауконитовые. По внешнему виду похожи на мергели и отличаются лишь карбонатностью. Отложения формации накапливались в условиях неглубокого теплого моря, занимавшего всю южную половину Восточно-Европейской платформы. В результате эта формация покрывает всю южную часть Украины от Крымских гор до Воронежского массива. Ее мощность колеблется в пределах 20–40 м, причем некоторое уменьшение наблюдается в сводах локальных поднятий и в краевых частях впадины.

Самая верхняя песчано-глинистая формация охватывает образования олигоцен-четвертичного возраста. В ее основании находятся зеленовато-серые мелко- или среднезернистые глауконитовые глинистые пески харьковского яруса, содержащие прослои песчанистых и глауконитовых глин и глинистых песчаников. Кластический материал представлен угловатыми и округло-угловатыми мелкими зернами кварца, небольшим количеством полевых шпатов и глауконитом (до 18 %). Наибольшие мощности этих отложений установлены в приштоковых прогибах, где они достигают 300 м (Бобрикская мульда), а на остальной территории колеблются в пределах 20–70 м.

Над харьковскими находятся желтовато-белые или светло-серые кварцевые пески полтавской свиты, которые покрываются горизонтом пестрых глин. В песках встречаются прослои углистых глин и бурого угля. Эти породы развиты не повсеместно, а в виде отдельных "островов" на водоразделах. Возраст описываемых отложений различные исследователи определяют от олигоцена до миоцена и сармата. Мощность пород достигает 60 м, а в грабене проседания Глинско-Розбышевского поднятия – даже 120.

Завершается формация ледниковыми, флювиогляциальными, аллювиальными, делювиальными, элювиальными и эоловыми образованиями четвертичного возраста. Представлены они в нижней части красно-бурыми известковыми глинами, а в верхней – желто-серыми лессовидными суглинками, разделенными слоем ископаемых почв. В балках и долинах рек прослеживаются современные аллювиально-делювиальные отложения и осадки современных озер и болот. Мощность четвертичных пород достигает на водоразделах 40–50 м, а в долинах рек не превышает единиц метров или полностью размыты.

Образование песчано-глинистой формации олигоцен-четвертичного воз-

раста происходило в условиях обширной литорали, которая периодически покрывалась неглубоким морем. Такие ингрессии отмечаются в раннем палеоцене, в позднем палеоцене (каневский век), в эоцене (бучакский век) и олигоцене (киевский век), после чего морской бассейн стал постепенно сокращаться и мелеть, а территория превратилась в аккумулятивную равнину.

В раннем палеоцене море заняло узкую полосу в наиболее погруженной части впадины, и в нем накапливались песчано-глинистые отложения, карбонатность которых, очевидно, обусловлена не только глубиной бассейна, но и размывом, и переотложением карбонатных пород верхнего мела, так как значительная часть территории, покрытая меловыми породами, была в это время сушей.

Новый седиментационный этап относится к позднему палеоцену, каневскому веку. В то время в мелководном седиментационном бассейне формировались песчано-глинистые осадки со значительным количеством глауконита.

Следующий седиментационный этап относится к эоцену, бучакскому веку, когда трансгрессия захватила всю впадину и глубина бассейна достигла 100 м. Количество глауконита в разрезе возросло еще больше.

Максимальной была трансгрессия в олигоцене (киевский век). В то время море покрыло всю описываемую территорию, а глубина бассейна, очевидно, в отдельных местах достигала до 200 м. После накопления киевской мергельной толщи морской бассейн начал постепенно сужаться и мелеть. В нем стали формироваться песчано-глауконитовые осадки харьковского века, сменяющиеся лагунно-континентальными углистыми глинами, песками и пестроцветными глинами полтавской свиты. Лагунно-континентальный режим существовал до конца неогена, а в четвертичный период стал континентальным. Регион превратился в аккумулятивную равнину, на которой происходили как накопление, так и денудация осадков. Общая мощность осадков, накопившихся в течение кайнозойского ТСЦ, достигает 400 м, средняя 200–300 м. Наименьшие мощности отмечаются в бортовых частях впадины и сводовых частях соляных структур, наибольшие приурочены к Сребнянской депрессии.

Таким образом, формационный анализ разреза осадочной толщи и модельно-целевой подход к выделению объектов исследования позволили расчленить разрез осадочной толщи на структурно-вещественные объекты различного ранга и наметить основные циклы в формировании ДДВ.

Наиболее крупным из выделенных в осадочной толще структурно-вещественных образований, является комплекс формаций (структурный этаж), формирование которого произошло в течение седиментационно-тектонического цикла (фазы тектогенеза). Более мелким вещественно-структурным образованием регионального ранга является ряд формаций (структурный подэтаж), который образуется в течение крупного трансгрессивно-регрессивного цикла, не сопровождающегося фазой складчатости.

Формация является основным вещественным образованием регионального ранга, сформировавшимся в течение одного из этапов трансгрессивно-регрессивного цикла. Более мелкие вещественно-структурные образования, имеющие значение для нефтяной геологии, выделены только для отложений палеозоя, с которыми связаны основные залежи углеводородов.

Выполненный анализ позволил выделить в истории формирования региона шесть ТСЦ: девонский, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермско-триасовый, юрский, меловый и кайнозойский. В пределах девонского выделяются среднедевонско-франский трансгрессивно-регрессивный и фаменский регрессивный циклы, в каменноугольно-раннепермском – раннекаменноугольный трансгрессивно-регрессивный, средне-позднекаменноугольный регрессивный и раннепермский трансгрессивно-регрессивный. Остальные ТСЦ представлены только одним трансгрессивно-регрессивным рядом формаций. Исключение составляет верхнепермско-триасовый ряд формаций, который только условно относится к трансгрессивно-регрессивным, поскольку представлен континентальными образованиями.

В целом в истории формирования структуры осадочного чехла ДДВ четко проявляется цикличность различного порядка – от региональной до локальной.

Основные этапы структурообразования и нефтегазонакопления

При исследовании формирования месторождений нефти и газа важное значение имеет изучение взаимосвязи процессов формирования структур-ловушек и нефтегазонакопления в осадочной толще нефтегазоносной провинции.

Большинство исследователей вслед за В.Е.Хаиным [234] признают непрерывно-прерывистый характер процесса складкообразования, что предполагает сочетание стадий относительно спокойного роста складок с периодами интенсификации развития и качественного изменения складчатой структуры. Стадии активизации тектонических движений получили название фаз складчатости. С ними связаны угловые и стратиграфические несогласия, изменения вещественного состава пород и т.д.

В ДДВ процесс складкообразования также имеет четко выраженный непрерывно-прерывистый характер. Это подтверждено как нашими работами [26, 27, 49], так и другими [3, 34, 246, 247].

В разрезе осадочной толщи ДДВ выделяются четыре выраженных структурных этажа: девонский, каменноугольно-нижнепермский, верхнепермско-мезозойский и кайнозойский. Они разделены крупными региональными перерывами в осадконакоплении и угловыми несогласиями. Количество и величина перерывов меняются в зависимости от полноты геологического разреза и положения участка в структуре региона. По сути каждый отдельный циклит в какой-либо части региона потенциально может обособляться от смежных перерывами в осадконакоплении и стратиграфическими несогласиями. Определить их наличие и приблизительную продолжительность можно только путем сопоставления геологических разрезов различных

частей впадины, относимых к одним и тем же промежуткам геологического времени.

В формировании структуры того или иного этажа выделяются конседиментационные и постседиментационные этапы. Последние связаны с бретонской, заальской и ларамийской тектоническими фазами.

В формировании локальных структур также можно выделить конседиментационные и постседиментационные (денудационные) стадии. Их многократное повторение свидетельствует о цикличности формирования локальных структур и региона в целом.

Зарождение многих, если не большинства, локальных поднятий относится еще к девонской эпохе. Данных о конседиментационном росте их в франский век не имеется, а начиная с фаменского времени для некоторых поднятий северо-западной части региона устанавливается сокращение мощностей карбонатной и терригенной межсолевых толщ к сводам, что можно объяснить только их конседиментационным ростом.

На границе девона и карбона на изученной территории региона также имеется резкое угловое несогласие. На предкаменноугольную поверхность выходят различные образования франского и фаменского возраста, свидетельствующие как о региональных, так и локальных деформациях осадочной толщи.

Длительность предкаменноугольной (бретонской) фазы интенсивного роста поднятий установить пока трудно; но, очевидно, она не меньше века, поскольку под отложениями карбона залегают дислоцированные и денудированные породы верхнефранского и фаменского ярусов, складчатость в которых не могла возникнуть ранее накопления соленосных образований, т.е. фаменского века. Бретонской фазой складчатости завершается девонский цикл развития впадины.

В течение каменноугольной эпохи большинство локальных поднятий, по материалам [34 и других], росло конседиментационно. В последние годы получен ряд данных, подтверждающих, что некоторые поднятия не подчиняются установленной закономерности. Например, на Сахалинской, Клинской, Гадячской и Шебелинской структурах соляные породы девона прорывают часть нижнекаменноугольного разреза, а в пределах Западно-Солоховской структуры (Бакейский шток) – и башкирский ярус. Это свидетельствует о наличии в раннем и среднем карбоне интенсивных краткосрочных тектонических подвижек зонального или локального характера, проявившихся в районе нахождения этих структур. На большинстве поднятий мощности отдельных горизонтов постепенно увеличиваются к крыльям, а в своде структур под уровни стратиграфических несогласий часто выходят различные горизонты разреза, причем глубина размыва выше на поднятиях, расположенных в прибортовых зонах впадины (рис. 2.4).

Начало активизации роста локальных поднятий относится к московскому веку среднего карбона и связано со сменой активного опускания ложа впадины относительным воздыманием вследствие перекомпенсации прогибания осадконакоплением. Интенсивность роста соляных поднятий увеличивалась постепенно и стала максимальной в раннепермское время [26, 34, 49]. К началу и концу ранней перми относятся этапы региональных восходящих движений. С этими этапами связано широкое развитие многочисленных разрывных дислокаций, способствовавших активному росту соляных штоков и формированию межштоковых поднятий.

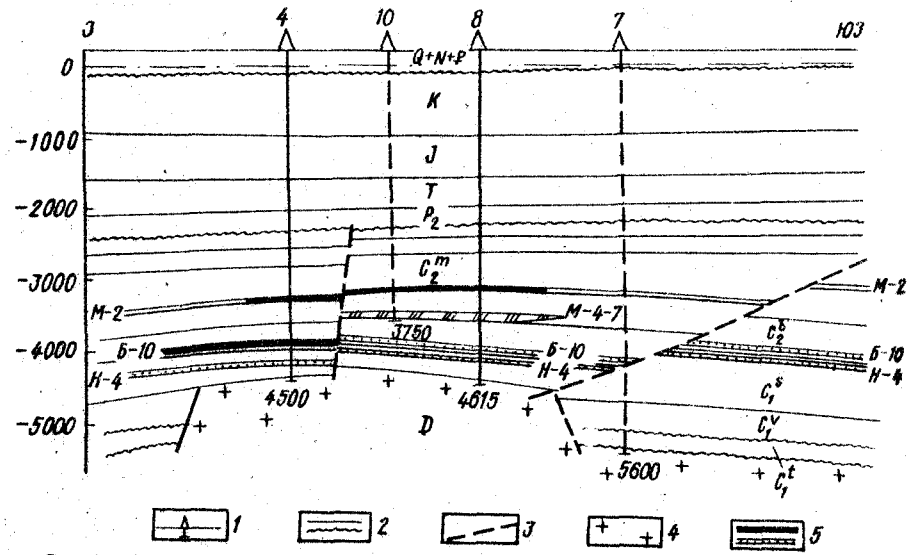


Рис. 2.4. Геологический разрез через Сахалинское поднятие (по В.А.Аверьеву): 1 – скважина, 2 – стратиграфические границы, 3 – разрывные нарушения, 4 – соль, 5 – залежи нефти и газа

Предпозднепермским перерывом (заальская фаза герцинского орогенеза) завершается каменноугольный цикл развития структуры региона, во время которого сформировалось наибольшее количество валоподобных поднятий, соляных штоков и разрывных нарушений. Многие поднятия расформировались [34]. Продолжительность этой фазы была велика: средний карбон – ранняя пермь.

С позднепермской эпохи начинается качественно новый этап в формировании структур. На протяжении поздней перми – триаса происходил медленный конседиментационный рост поднятий, формировались поднятия над соляными штоками. В раннеюрское время в юго-восточной части региона проявилась Донецкая тектоническая фаза, в результате которой усилилось формирование крупных прибортовых прогибов и увеличился рост куполообразных структур. Для поднятий с открытым ядром протыкания фаза была более длительной и интенсивной по сравнению с другими типами складок. В результате меловые отложения в их пределах залегают с резким угловым несогласием.

В течение мелового времени рост большинства куполов был незначительным, некоторые поднятия расформировались (уменьшилась их амплитуда). Последней крупной стадией в формировании складок ДДВ была предпалеогеновая (ларамийская) фаза альпийского орогенеза, в результате которой значительно возросла амплитуда существовавших структур, возникли новые поднятия, а вся территория подверглась действию эрозионно-денудационных процессов. Продолжительность этой фазы, очевидно, несколько больше века, так как в регионе совсем нет отложений датского яруса, а на некоторых площадях размыты верхи маастрихта.

Ларамийской фазой не заканчивается процесс складкообразования в ДДВ, на современном этапе рост локальных поднятий продолжается, интенсивнее растут отраженные и криптодиапировые структуры. Большинство поднятий с открытым ядром протыкания росли только до палеогена, а в неоген-четвертичное время начали деградировать (например, Синевский шток). Таким образом, структурообразование и формирование разрывных нарушений в ДДВ тесно связаны с общей историей развития региона. Стадии усиленного роста поднятий совпадают с региональными тектоническими фазами: бретонской, заальской и ларамийской. Общий ход развития и интенсивность структурообразующих процессов подтверждают вывод Н.С.Шатского о том, что в ДДВ "... байкальский и каледонский циклы играют в этом большом цикле роль подготовительной стадии, герцинский ... – главной, альпийский – заключительной стадии" (Хаин, 1964, с. 191).

Распределение залежей нефти и газа в ДДВ обусловлено особенностями строения осадочной толщи и не зависит от характера и количества органического вещества, процессов его захоронения и преобразования. Залежи нефтяных углеводородов установлены как в породах богатых органическими остатками (до угольных пластов включительно), так и в породах, где органические остатки почти не встречаются (в пестроцветных и хемогенных). Степень преобразованности органического вещества в породах, с которыми связаны залежи нефти и газа, находится в широком диапазоне: от буроугольной до антрацитовой стадий.

В разрезе осадочной толщи ДДВ выделяется ряд нефтегазоносных комплексов, разделенных региональными нефтегазоупорами. Вопрос об основных этапах нефтегазонакопления для впадины еще окончательно не решен. С позиций термокаталитической (осадочно-миграционной) гипотезы, происхождение нефти и газа является перманентным, ибо обусловлено стадиальностью преобразования органического вещества в породе. Согласно этой концепции, генерация нефти и газа происходит из сапропелевого и гумусово-сапропелевого органического вещества, находящегося в рассеянном состоянии в осадочных породах. Углеводороды возникают в процессе эпигенетического преобразования отложений. Наиболее энергично процесс протекает на стадии среднего катагенеза. Начинается он, когда углефикация органического вещества достигает длиннопламенной стадии. Дальнейшее увеличение температуры и давления ведет к постепенному уплотнению органической массы и отщеплению низкомолекулярных веществ. Процесс продолжается до достижения органическим веществом коксовой стадии (К), но наиболее активен на газовой и жирной стадиях (Г и Ж). Условия, при которых органическое вещество проходит эти стадии, существуют на глубинах 2–4,5 км. Период, в течение которого осадочные породы находятся в таких условиях, назван Н.Б.Вассоевичем главной фазой нефтеобразования (ГФН). Предполагается, что в ГФН происходит интенсивный распад полимерлипидной составляющей керогена с образованием газообразных и жидких углеводородов. При этом генерация нефти протекает только на стадиях Д, Г и Ж, а генерация газа охватывает более широкий диапазон: начинается на буроугольной стадии (Б) и продолжается на стадиях позднего катагенеза, когда образуется преимущественно сухой газ. Соответственно и интервал глубин, где имеются условия, благоприятные для газообразования, охватывает более широкий диапазон.

Другим краеугольным камнем осадочно-миграционной концепции синтеза нефти является состав исходного рассеянного органического вещества. Нефтяные углеводороды образуются только из сапропелевого или гумусово-сапропелевого вещества. Гумусовое вещество на всех стадиях углефикации генерирует только газ.

В ДДВ эта закономерность не находит подтверждения. Здесь нефтяные и нефтеконденсатные залежи сосредоточены в северо-западной половине впадины, где накапливалось преимущественно гумусовое вещество, а газовые – в юго-восточной, в районе седиментации сапропеля и гумуса.

В последнее время Н.Б.Вассоевич разделил ГФН на "... главную фазу генерации материнскими породами микронефти..." и "... главную фазу эмиграции десорбированной микронефти, обусловливающую переход нефти в коллектор..." [32, с. 52]. Эмиграция нефти из породы "...происходит по завершении одного и даже двух крупных осадочных мегациклов..." (Там же). Таких мегациклов в неогее, по В.Е. Хаину [236], насчитывается пять, начиная с гренвилльского (средний рифей) и кончая альпийским. Их продолжительность от 400 до 150 млн. лет. Следовательно, в отдельных нефтегазоносных провинциях возможны несколько циклов нефтегазонакопления, которые связываются с тектоническими циклами.

Сторонники диагенетической концепции происхождения нефти полагают, что один цикл нефтегазообразования (от захоронения и преобразования органического вещества до образования залежей) осуществляется в течение одного седиментационного цикла. В соответствии с этим в неогее выделяются до 16 циклов нефтегазообразования, которые объединяются в четыре мегацикла: два палеозойских, мезозойский и кайнозойский [18, 145, 147].

С позиций гипотезы неорганического синтеза нефти, нефтегазообразование и нефтегазонакопление – это часть общего единого процесса развития нефтегазоносной провинции, обусловленного процессами, происходящими в условиях астеносферы Земли. Время формирования углеводородных залежей связывается с заключительными этапами геотектонического развития нефтегазоносных провинций [82]. В нефтегазоносных провинциях, при-

уроченных к структурам древних платформ, отмечаются до двух-трех крупных перестроек структурного плана, обусловленных определенными циклами тектогенеза. В целом для фанерозоя Г.Н.Доленко [82] выделяет три таких цикла: палеозойский, мезозойский и кайнозойский, которые связываются с герцинским, киммерийским и альпийским тектоническими циклами. В ДДВ формирование месторождений нефти осуществлялось в два этапа, соответствующих завершающим фазам герцинского и альпийского тектонических циклов.

Таким образом, рассмотрение различных точек зрения на время формирования залежей нефтяных углеводородов в ДДВ показало, что в последнее время наметилось значительное сближение позиций по этому вопросу. Все исследователи признают решающую роль в формировании месторождений ДДВ тектонических движений, связанных с завершающими стадиями альпийского и герцинского тектонических циклов. Различия в оценке роли того или иного вида миграции и ее масштабов, очевидно, будут преодолеваться по мере накопления материала по нефтегазоносности и нефтепроявлениям неизученных частей разреза осадочной толщи и нефтегазонасыщенности тектонически активных (подвижных) и пассивных (стабильных) участков нефтегазоносных провинций.

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ПЕРСПЕКТИВНАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Геологические формации Волыно-Подольской перспективной нефтегазоносной провинции изучали многие исследователи [33, 191–193, 195–197, 223, 240 и др.]. Анализ нового фактического материала и критическое переосмысливание предыдущих наших исследований в свете современного учения о геологических формациях дали возможность в настоящей работе детализировать, а в некоторых случаях по-новому характеризовать их.

В осадочном чехле Волыно-Подольской плиты, общая максимальная мощность которого превышает 8 км, нами выделяются четыре ряда геологических формаций, отражающих сложное и продолжительное развитие юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы на протяжении байкальского, каледонского, герцинского и альпийского этапов (рис. 2.5).

В байкальский тектонический цикл входят две формации: лагунно-континентальная пестроцветная и покровно-ледниковая.

Лагунно-континентальная пестроцветная (R_2) представлена отложениями полесской серии среднего рифея, которыми начинается осадочный чехол [196]. В пределах Украины она слагает почти симметричное геологическое тело, простирающееся более чем на 340 км с северо-востока на юго-запад, при ширине, изменяющейся от 160 км на севере до 275 на юге. Мощность формации, как это установлено скважинами, постепенно увеличивается от северо-западной и юго-восточной границ ее распространения к центральной части впадины, достигая 872 м вблизи г. Луцк (рис. 2.6). Одновременно увеличивается мощность рифейских отложений в юго-западном направлении, однако с приближением к байкальской геосинклинали характер ее изменения становится неясным. Главные члены лагунно-континентальной формации представлены терригенными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Доминирующее положение занимают мелкозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники. Породообразующим материалом песчаников в большинстве случаев является кварц (60–90 %) и полевые шпаты (5–25 %)[4]. Из второстепенных минералов встречаются мусковит, хлорит и биотит, спорадически – акцессорные минералы, циркон, турмалин, ставролит, рутил, роговая обманка, брукит и пироксен. Иногда в песчаниках наблюдается повышенное количество непрозрачных минералов: лейкоксена, гидроксидов железа, гематита. Цементом для песчаников служит главным образом кремнезем. В подошве формации залегает пласт разнозернистых, преимущественно крупнозернистых, аркозовых песчаников и гравелитов (скважины Владимир-Волынская-1, Броды-1, Горохов-1). Полесские песчаники имеют пятнистую окраску: на кирпично-красном фоне выделяются белые, голубовато-серые или бледно-розовые пятна. Алевролиты и аргиллиты окрашены в такие же тона.

В отложениях полесской серии этим породам принадлежит второстепенное значение – редко встречаются они среди песчаников в виде пропластков небольшой мощности. В толще полесских отложений выделяются пять седиментационных ритмов, каждый из которых состоит из нескольких пропластков различных пород: аргиллитового (флишеподобного строения), кирпично-красных алевролитовых песчаников и пестроцветных песчаников и аргиллитов [36]. Породы полесской серии отличаются ленточной и косой слоистостью, иногда волнистой текстурой. Химический состав[5] полесского песчаника из скважины Горохов-1 в инт. 2637–2683 м следующий (в %): SiO_2 86,78; Al_2O_3 4,87; Fe_2O_3 1,05; FeO 0,14; CaO 0,24; MgO 0,15; K_2O 4,97; Na_2O 0,29; H_2O^- 0,53; H_2O 1,27; MnO следы. Полесские песчаники в некоторых местах (районы г. Горохов, Луцк, Овадно, Берестечко) прорваны интрузиями магматических пород, представленными темно-зелеными и черными габбро, габбро-диабазами и габбро-долеритами.

Отложения среднего рифея широко распространены в Оршанском авлакогене на территории Белоруссии, где они представлены белорусской (полесской) серией [152]. Белорусская серия разделяется на пинскую (нижняя) и оршанскую свиты (табл. 2.3). Пинская свита, выполняющая Крестецкий и Оршанский авлакогены, является аналогом полесской серии Украины. Она сложена красно-бурыми, розовыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами полевошпат-кварцевого состава с прослойками глин и глинистых алевролитов. Породы отличаются горизонтальной и косой, редко косоволнистой слоистостью, а также неупорядоченной ритмичностью. В самых полных разрезах свиты прослеживаются три толщи

[4] Петрографическая характеристика полесских песчаников дана по Ю.Н.Сеньковскому.

[5] Химический анализ породы проведен в химической лаборатории Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР.

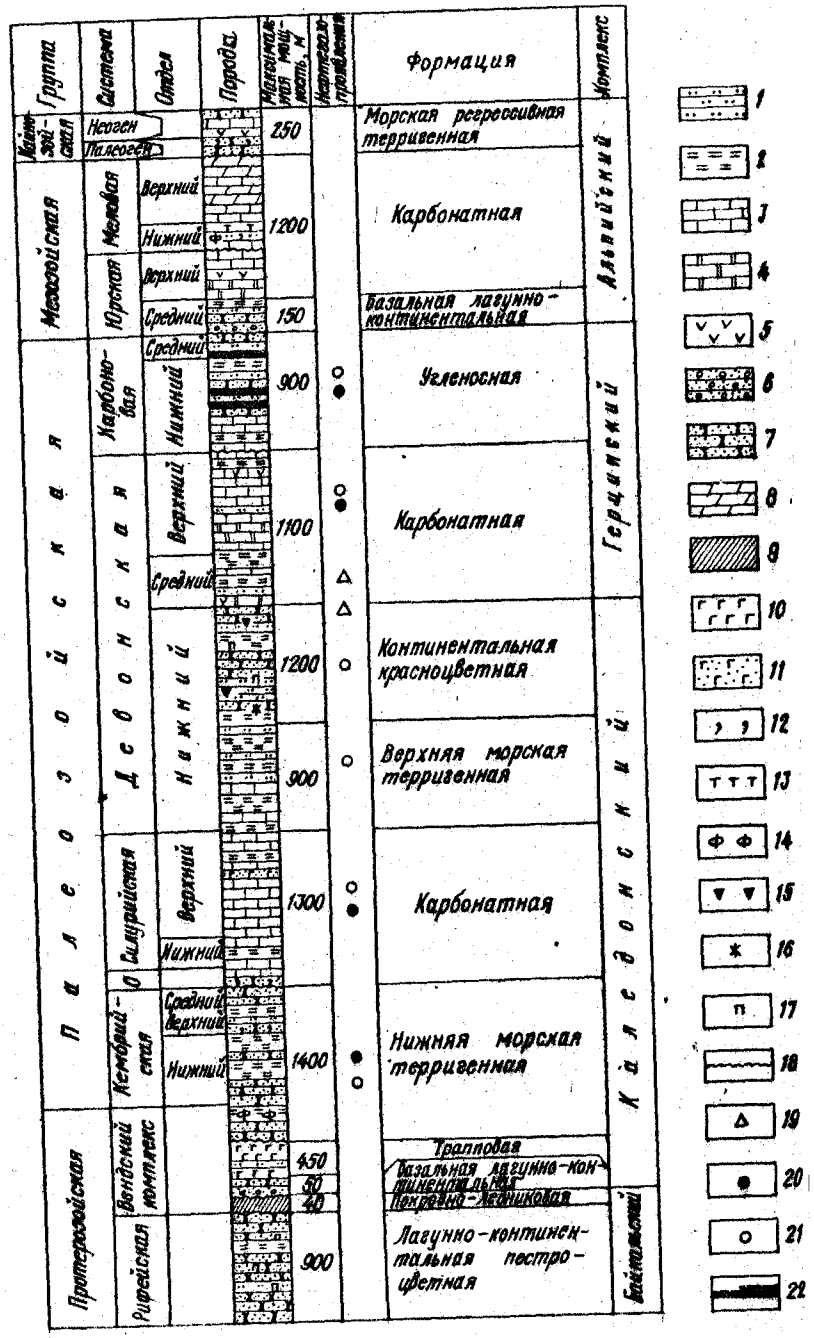


Рис. 2.5. Характеристика формационных рядов осадочного чехла Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж).

Породы: 1 – алевролит, 2 – аргиллит, 3 – известняк, 4 – доломит, 5 – гипс и ангидрит, 6 – конгломерат, 7 – песчаник, 8 – мергель, 9 – тиллиты, 10 – основные эффузивы, 11 – туфогенные породы, 12 – глауконит, 13 – силициты, 14 – фосфоритовые конкреции, 15 – медная минерализация, 16 – частично красноцветные, 17 – частично пестроцветные, 18 – стратиграфическое несогласие, 19 – газовая залежь, 20 – нефтепроявления, 21 – газопроявления, 22 – каменные угли

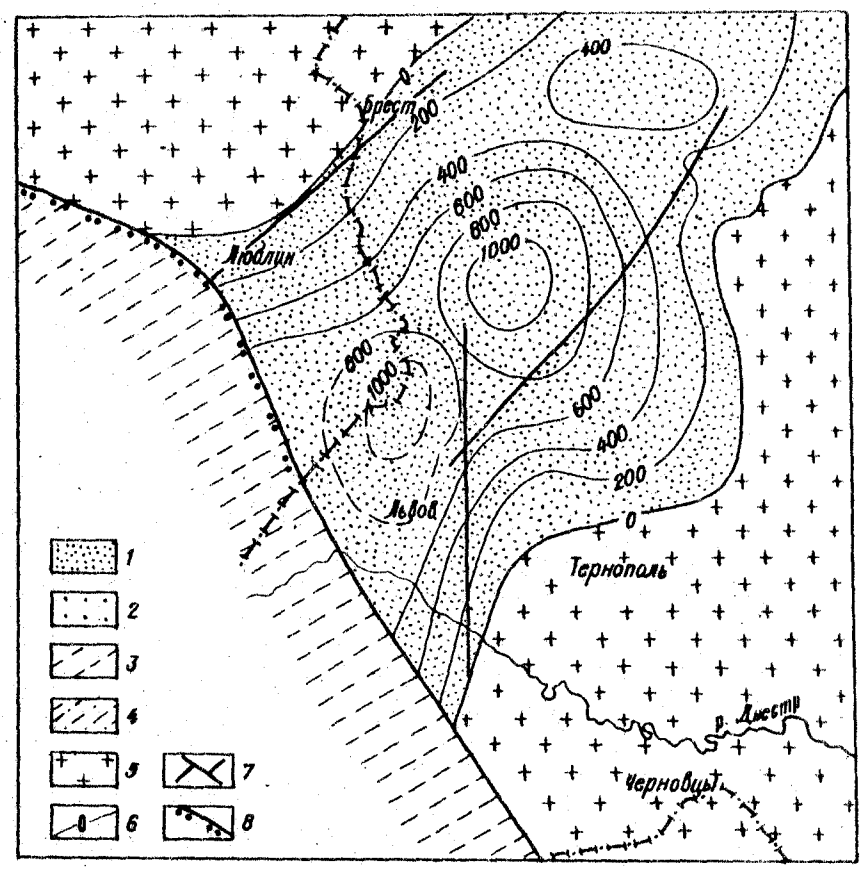


Рис. 2.6. Карта равных мощностей лагунно-континентальной пестроцветной формации (R_2) (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж с использованием материалов А.С.Махнача, А.В.Веретенникова и В.И.Шкуратова):

1 – область распространения формации, 2 – более древние платформенные формации, 3 – геосинклинальные формации, 4 – область распространения более древних геосинклинальных формаций, 5 – область выходов кристаллических пород фундамента, 6 – линии равных мощностей формации, 7 – разрывные тектонические нарушения, 8 – северо-восточная граница байкальской геосинклинали в Польше (по данным В.Пожарыского и З.Котаньского, 1978 г.)

Таблица 2.3. Сопоставление рифейских отложений Белоруссии и Украины

Белоруссия (Махнач и др., 1976)				Украина			
Комплекс	Серия	Свита, подсерия	Литологическая характеристика, мощность, м	Комплекс	Серия	Свита, подсерия, индекс	Литологическая характеристика, мощность, м
Верхнерифейский	–	Лапичская	Доломит-терригенная толща: песчаники олигомиктовые, доломиты, прослои глинистых пород; 18–82	Верхнерифейский	–	–	Отложений нет
Среднерифейский	Белорусская	Оршанская	Песчаники кварцевые; 620	Среднерифейский	Полесская	–	Песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые с прослоями аргиллитов; 872
		Пинская	Песчаники и алевролиты олигомиктовые и полимиктовые с прослоями глин и глинисто-алевритовых пород; 300–430				
Нижнерифейский (?)	Шеровичская	Верхнешеровичская	Песчаники кварцевые; 160	Нижнерифейский (?)	–	–	Отложений нет
		Нижнешеровичская	Песчаники и гравелиты полимиктовые, аркозовые; 96				
Кристаллический фундамент							

(снизу вверх): глинисто-алеврит-песчаниковая, песчаниково-алевролитовая и песчаниковая. Отложения пинской свиты объединяются в красноцветную терригенную (нижнеспарагмитовую) надформацию [2].

По геохронологической шкале полесская серия относится к среднему рифею [36, 152, 250]. Абсолютный геологический возраст полесских образований определен радиологическим методом. Правда, возраст самой терригенной толщи датируется в 720–770 млн. лет, а возможно, и более [118]. Но абсолютный возраст габбро-диабазовых интрузий, прорывающих полесские отложения, колеблется от 1150 до 1178 млн. лет [240]. Доказан также среднерифейский возраст белорусской серии – аналога полесской серии в Белоруссии [152].

Формирование лагунно-континентальной формации рифея длилось около 500–600 млн. лет.

Покровно-ледниковая формация (V_1br), охватывающая бродовскую свиту нижнего венда, сложена неслоистыми и несортированными глинисто-песчаными образованиями кирпично-красного цвета, именуемыми тиллитами. Ледниковые отложения на Волыно-Подолии раскрыты в

немногих местах – в окрестностях населенных пунктов Рафаловка, Новый Витков, Кременец и Броды. Их мощность относительно небольшая и не превышает 40 м. Следует подчеркнуть, что районы, в которых раскрыты отложения бродовской свиты, лежат в пределах Вольно-Полесской впадины. Ледниковые образования широко распространены в Белоруссии, где они известны как вильчанская серия венда, и в Польше (белостокские тиллиты). В составе вильчанской серии доминируют тиллиты – древние погребенные морены [152]. Они представлены несортированными массивными глинисто-алеврит-песчаными породами, среди которых беспорядочно разбросаны обломки пород фундамента различной размерности. Максимальная мощность пород вильчанской серии достигает 472 м. Характерной чертой распространения этой серии является приуроченность ее к верхнепротерозойской отрицательной структуре – Оршанскому авлакогену.

В каледонский тектонический цикл входят базальная лагунно-континентальная, трапповая, нижняя морская терригенная, карбонатная, верхняя морская терригенная и континентальная красноцветная формации.

Базальная лагунно-континентальная формация (V_1hr) охватывает отложения горбашовской свиты волынской серии. Она представлена пестроцветными разнозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Эта формация широко распространена на Волыно-Подолии, за исключением восточных и северо-восточных областей, а также небольшого района в междуречье Днестр – Серет. В палеогеографическом отношении область накопления осадков горбашовской свиты представляла собой всхолмленную моренную равнину, оставшуюся после лапландского оледенения. Некоторое колебание мощностей этой свиты обусловлено, по-видимому, слабо расчлененным рельефом низменной равнины. Плохая сортировка и неокатанность грубообломочного материала формации свидетельствуют о том, что он переносился на небольшие расстояния, а источниками питания терригенным материалом служили приподнятые участки платформы, и в первую очередь УЩ. Кроме того, обломочный материал частично мог поступать с островной суши, находившейся в пределах Галицийской геосинклинальной области. К западу от линии Владимир-Волынский – Золочев – Черновцы уменьшается крупность зерен и повышается степень сортировки песчаных пород.

Трапповая формация (V_1ber) объединяет образования берестовецкой свиты волынской серии. Сложена она эффузивами, пирокластическими породами и интрузиями. Среди эффузивов преобладают базальты в основном темно-серые с зеленоватым оттенком, массивной текстуры. Мощность пластов базальтов уменьшается с севера на юг, главным образом вследствие выпадения нижних горизонтов. Интрузивные образования представлены темными пикритовыми габбро-долеритами мелкозернистой структуры (рис. 2.7.).

Формация характеризуется сложным строением. Эффузивно-пирокластические продукты, развитые как на территории Украины (Волыно-Подолии),

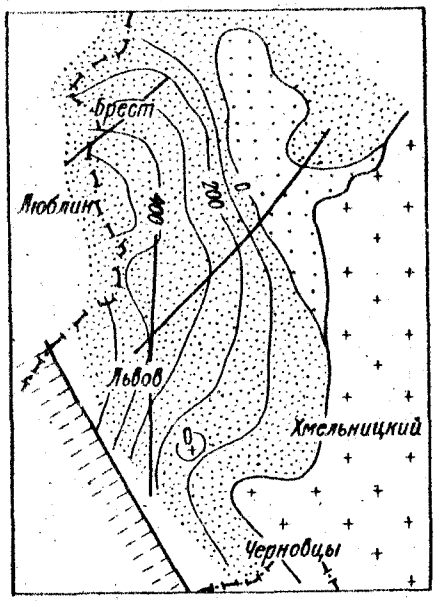


Рис. 2.7. Карта равных мощностей траповой формации (V_1ber) (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж)
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

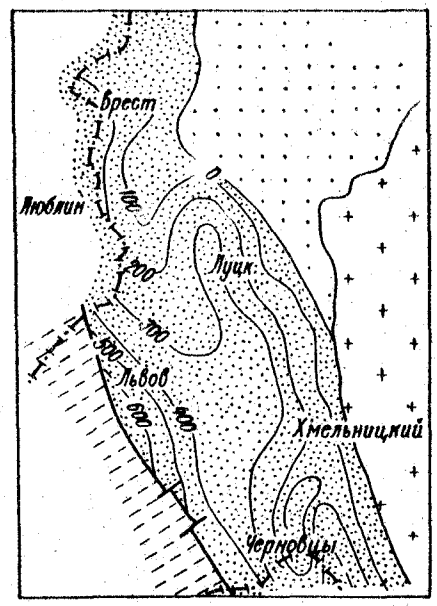


Рис. 2.8. Карта равных мощностей нижней морской терригенной формации (песчано-глинистая субформация V_2–C_1bl) (составили Е.И.Чиж, Б.П.Ризун).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

так и в смежных районах (Польше и Белоруссии), образуют несколько базальтовых покровов, разделенных пачками туфов. Количество покровов и их мощность изменяются по площади, что, вероятно, обусловлено существованием различных вулканических очагов, отличавшихся своей активностью. На Подолии, например, формация состоит из нескольких лавовых покровов, разделенных туфовыми и терригенными прослойками [126]. Мощность траповой формации изменяется в довольно широких пределах: от почти 500 м в западной части Волыно-Подольской плиты, постепенно уменьшаясь до нуля в восточной и юго-восточной. Максимальная мощность вулканогенных пород берестовецкой свиты зафиксирована буровыми скважинами на западе Волыни, между г. Владимир-Волынский и г. Брест. Где-то здесь, очевидно, и находились очаги вулканической деятельности. По мере удаления от них вулканогенные породы постепенно замещаются осадочно-вулканогенными образованиями. Так, к востоку и северо-востоку от линии, проходящей через Брест – Луцк – Тернополь, расположена широкая полоса, в пределах которой среди магматических пород встречаются прослои туффитов. Восточнее этой полосы выделяется поле преобладающего развития вулканических туффов и туффитов.

Нижняя морская терригенная формация (V_2–Є) охватывает валдайскую серию венда и кембрийскую систему. Главными членами парагенезиса этой формации являются песчаники, алевролиты и аргиллиты. В составе ее можно выделить две субформации: песчано-глинистую и песчаную. Первая объединяет отложения валдайской и балтийской серий (рис. 2.8). Она представлена зеленовато-серой толщей чередующихся пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов. Породам свойственны плохая сортировка обломочного материала, низкая степень окатанности зерен и косослоистая текстура, а также фациальная изменчивость.

В строении нижней части песчано-глинистой субформации наблюдается определенная цикличность. В подошве залегают более грубообломочные породы-песчаники, которые кверху замещаются мелкообломочными алевролитами, а последние - аргиллитами. Цикличный характер строения и наличие в них мелкой слоистости свидетельствуют об изменчивости условий осадконакопления при спокойном тектоническом режиме. В пределах распространения формации Е.И.Чиж [95] выделил отдельные поля, отличающиеся определенным литологическим составом.

В западной и юго-западной частях территории развита преимущественно глинистая толща с прослоями песчаных пород. В центральной части седиментационного бассейна в разрезах субформации отмечены примерно равные соотношения песчаников, алевролитов и аргиллитов. На северо-востоке (в бассейнах рек Припять, Стырь и Горынь) и в узкой полосе на востоке увеличивается содержание песчаного материала. Отложения выделенных полей характерны для мелкой части шельфа.

Как видно из рис. 2.8, песчано-глинистая субформация простирается вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы, а ее мощность постепенно увеличивается с северо-востока на юго-запад.

Песчаная субформация охватывает бережковскую серию нижнего кембрия и нерасчлененную толщу пород среднего – верхнего кембрия. В литологическом отношении она сложена в основном песчаниками светло-зеленовато- и темно-серой окраски. Песчаники отличаются косой и волнистой слоистостью, кроме того в них наблюдаются знаки ряби и следы перемывов. Мощность этой субформации закономерно увеличивается с востока на запад и юго-запад (рис. 2.9). Одновременно в этом же направлении мелководные песчаники постепенно фациально замещаются относительно глубоководными песчано-глинистыми породами. Анализ вещественного состава кембрийских отложений и распределения мощностей показал, что в пределах Волыно-Подольской плиты характерным является почти субмеридиональное простирание отдельных литофаций.

Карбонатная формация (O–S) включает отложения ордовикской и силурийской систем (рис. 2.10). В ее вертикальном разрезе можно выделить две субформации: терригенно-карбонатную (ордовик) и известняковую (силур). Терригенно-карбонатная в нижней части сложена оболовыми и глауконитовыми песчаниками, распространенными на Волыни, в

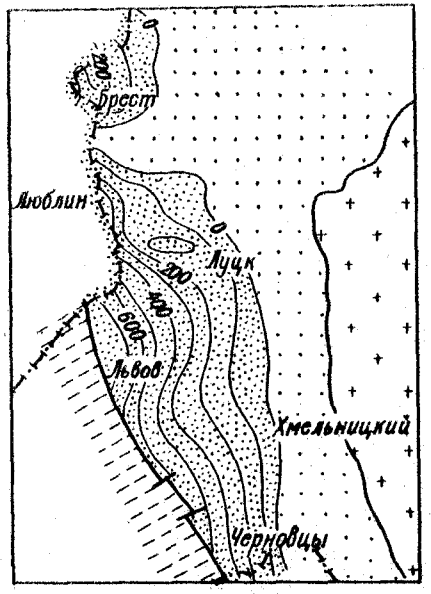


Рис. 2.9. Карта равных мощностей нижней морской терригенной формации (песчаная субформация $Є_1 br–Є_{2-3}$) (составили Е.И.Чиж, Б.П.Ризун).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

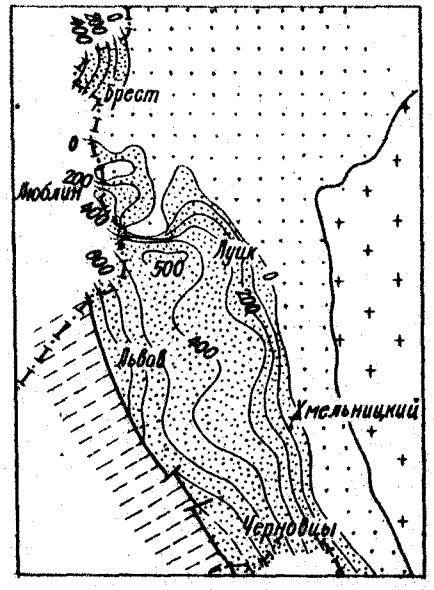


Рис. 2.10. Карта равных мощностей карбонатной формации (O–S) (составили Е.И.Чиж, Б.П.Ризун).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

верхней – известняками и мергелями. Характерными чертами этой субформации являются фациальная изменчивость, локальное распространение отдельных фаций, их небольшая мощность, а также наличие туфового материала. Следовательно, в терригенно-карбонатной субформации довольно четко запечатлена эпоха ее образования – общее поднятие и активные тектонические движения. Значительное влияние на формирование данной субформации оказал Владимир-Волынский разлом, разделявший юго-западную окраину платформы на две части: северную с относительно спокойным тектоническим режимом, и южную, более подвижную [9]. Так, для северной части Волыно-Подольской плиты характерно прогибание, компенсированное осадконакоплением. В южной части преобладали восходящие тектонические движения. Неустойчивый тектонический режим обусловил частые трансгрессии и регрессии моря, которые привели к размыву отдельных отложений внутри ордовикской системы [82].

Известняковая субформация представляет собой полифациальную толщу, состоящую в основном из фации прибрежно-морских известняков, рифовой фации и относительно глубоководной фации глин, последовательно сменяющих друг друга по латерали с востока на запад. Границы отдельных литофаций и изолинии мощностей силурийских отложений простираются

в северо-западном и близком к нему направлениях, а характер их распределения определялся главным образом тектоническим фактором.

Прибрежно-морские известняки распространены в восточной части Волыно-Подольской плиты. В их составе преобладают органогенные разности: строматопоровые, коралловые, остракодовые. В верхней части толщи (малиновецкий горизонт) встречаются прослои туфов и туффитов мощностью до 6 м. Мощность литофации прибрежно-морских известняков увеличивается с востока на запад, достигая 450 м [119].

Примерно в центральной части региона развита рифовая фация. Она образует, вернее всего, биогермовую гряду, предположительно протягивающуюся узкой полосой (шириной около 5 км) через Волынь и Подолию от г.Владимир-Волынский через г. Радехов – Золочев – Бучач до г. Черновцы [66]. Органогенные известняки, слагающие биогермовые постройки, вскрыты скважинами в настоящее время в районе пгт Бучач и Локачи. Они представлены кавернозными криноидными и коралловыми известняками с резким битуминозным запахом, а в районе пгт Локачи даже известняками, пропитанными нефтью, мощностью до 60 м. Органогенные разности известняков в полосе предполагаемого рифогенного тела прослежены главным образом в китайгородском, баговицком, малиновецком и скальском горизонах. Весьма приметна приуроченность органогенного рифа на участке Владимир-Волынский – Радехов к зоне Радеховского разлома, с которым, очевидно, рифогенные постройки связаны генетически.

Относительно глубоководные глинистые отложения силура распространены в западной части Волыно-Подольской плиты. Они представлены темно-серыми аргиллитами, в нижней части которых изредка встречаются тонкие прослои известняков и мергелей. По сравнению с известняковой фацией для описываемых пород характерен обедненный состав бентосной фауны, представленной остракодами, брахиоподами и граптолитами. Мощность глинистых пород в районе г. Львов достигает 1 000 м.

Верхняя морская терригенная формация ($D_1 gd$) охватывает отложения тиверской серии жединского яруса нижнего девона (рис. 2.11). Она сложена в основном аргиллитами и алевролитами. В нижней части, кроме того, встречаются прослои известняков, количество которых постепенно уменьшается вверх по разрезу. Мощность формации на западе Волыно-Подольской плиты достигает 700–800 м. Литофациальные особенности отложений жединского яруса и характер их распространения свидетельствуют о постепенном сокращении седиментационного бассейна с перемещением к западу и юго-западу его границ, что хорошо видно на рис. 2.11. Это обусловлено постепенным воздыманием сначала восточной части Волыно-Подолии, сменившимся затем общим поднятием территории. Формирование верхней морской терригенной формации, таким образом, совпадает с началом инверсии тектонического режима каледонского этапа, вызванной, по всей вероятности, эрийской фазой складчатости. В вертикальном разрезе формации этот период выразился в увеличении количества терригенного

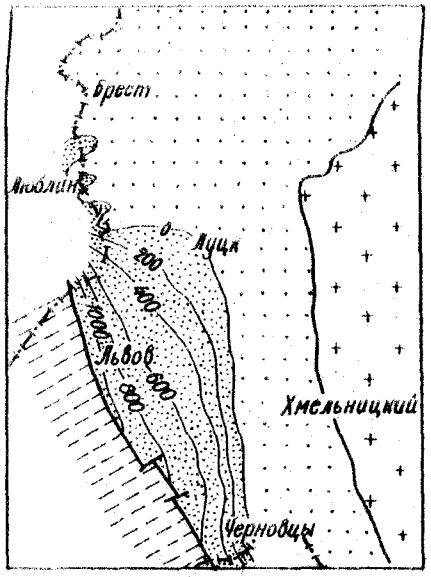


Рис. 2.11. Карта равных мощностей верхней морской терригенной формации (D_1gd) (составили Е.И.Чиж, Б.П.Ризун).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

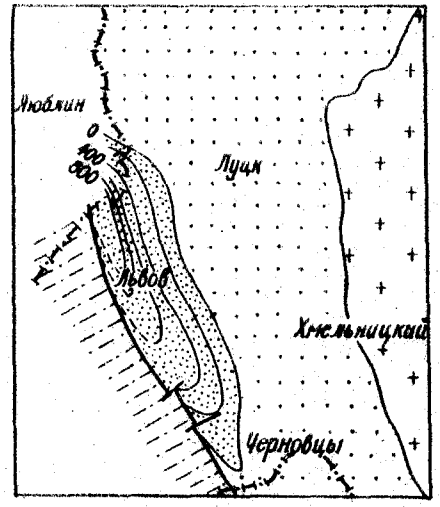


Рис. 2.12. Карта равных мощностей континентальной красноцветной формации ($D_1zg–em$) (составили Е.И.Чиж, Б.П. Ризун).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

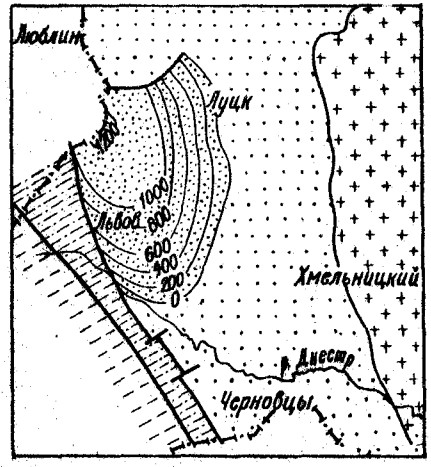


Рис. 2.13. Карта равных мощностей терригенно-карбонатной формации ($D_2–_3$) (составили Б.П.Ризун, А.П.Медведев, Е.И.Чиж).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

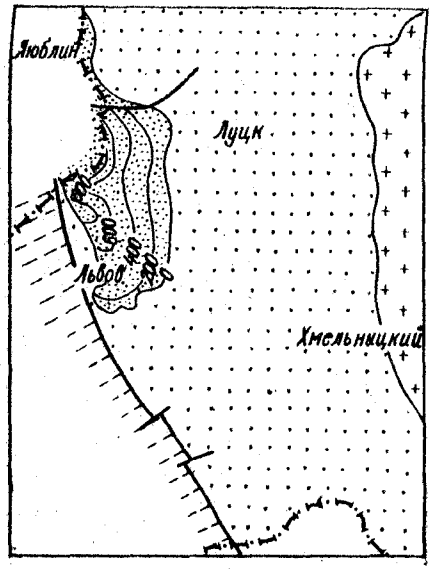


Рис. 2.14. Карта равных мощностей угленосной формации ($C_1–_2$) (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 2.6

материала (снизу вверх) и на переходном характере фауны: от нормально-морского до континентального.

Континентальная красноцветная формация ($D_2zg–em$) охватывает отложения днестровской серии (зигенский и эмский ярусы нижнего девона). Она выполняет узкий прогиб, располагающийся перед каледонским складчатым сооружением и достигает значительной мощности – до 1200 м (рис. 2.12). Формация представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами красно-бурой окраски, которые довольно равномерно распределены как по площади, так и по разрезу. В породах, слагающих формацию, наблюдаются включения минералов меди – азурита и малахита. В них также встречаются отпечатки панцирных рыб. Напластования континентальной красноцветной формации отличаются косой слоистостью. Большая мощность формации, превышающая 1000 м в скв. Крехов-1 (к северо-западу от г.Львов), свидетельствует о том, что обломочный материал поступал главным образом с Галицийской складчатой области и в меньшей мере – с приподнятых участков окраины платформы.

Приведенная характеристика позволяет предполагать, что континентальная красноцветная формация относится к типу орогенных и завершает последовательный и наиболее полный в неогейской истории каледонский формационный ряд.

В герцинский тектонический цикл входят терригенно-карбонатная и угленосная формации. Обе они во времени отделены относительно кратковременным перерывом в осадконакоплении, приходящимся на турнейский век.

Терригенно-карбонатная ($D_2–D_3$) в возрастном отношении охватывает отложения среднего и верхнего девона за исключением маломощной (около 20 м) нижнелопушанской подсвиты эйфельского яруса, которая, по-видимому, относится к предыдущей континентальной красноцветной формации (рис. 2.13). Довольно резкая смена красноцветных терригенных пород терригенно-карбонатными, по мнению В.Е.Хаина [235], объясняется тем, что в условиях жаркого климата из пенепленизированной суши в бассейн седиментации поступало мало обломочного материала. Очевидно, именно такая обстановка существовала в начале герцинского этапа на юго-западной окраине платформы. Терригенно-карбонатная формация сложена чередующимися пачками терригенных и карбонатных пород. Карбонатные породы представлены доломитами, мергелями, загипсованными доломитами и известняками; терригенные – аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Характерно, что терригенно-карбонатные образования преобладают в нижней и верхней частях формации, а карбонатные – в средней. Известняки и доломиты, как правило, окрашены в серый цвет. Они имеют крипто- и тонкокристаллические структуры, часто в них наблюдаются эпигенетические выделения гипса. Вообще количество обломочного материала в составе форма-

ции постепенно увеличивается с приближением к УЩ. Преобладание доломитов и доломитизированных известняков в отложениях среднего девона, как справедливо указывает А.В.Хижняков [12], свидетельствует о том, что эти образования отлагались в неглубоком, частично изолированном, водоеме. С востока его ограничивал склон УЩ, с юго-запада – суша, сложенная отложениями каледонского комплекса.

Угленосная формация (C_{1-2}) объединяет отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса. Площадь ее распространения несколько меньше таковой терригенно-карбонатной формации (рис. 2.14). Она представляет собой лимническо-паралический полифациальный комплекс, состоящий из терригенных и хемогенных пород ритмичного строения [232]. Члены формации – аргиллиты, известняки, алевролиты, песчаники и угли – образуют ряд ритмов, которые поочередно повторяются в разрезе. В каждом ритме, за исключением отложений турнейского и нижней части визейского ярусов, развиты разные фации, обычно от морских через переходные до континентальных, т.е. отражающие переход от максимальной трансгрессии моря до полной регрессии. В начале турнейского века бассейн осадконакопления (Львовский прогиб) был денудационной равниной, которая только в позднем турне (хоревское время) частично перекрылась мелководным морем. В нем накопились терригенно-карбонатные отложения с мелкогалечным конгломератом в основании. Подобные условия осадконакопления существовали в ранне- и средневизейское время. Собственно угленосная толща начала формироваться в поздневизейское время. Осадки накапливались в медленно исчезающем бассейне седиментации, расположенном перед сушей, – очевидно, Галицийским складчатым сооружением.

В альпийский тектонический цикл входят базальная лагунно-континентальная, карбонатная и верхняя морская терригенная формации.

Базальная лагунно-континентальная формация (J_2) охватывает отложения байосского и батского ярусов средней юры. Она распространена в пределах Стрыйского юрского прогиба, простирающегося вдоль юго-западного края платформы. Основными членами формации являются глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты. В западной части прогиба преобладают породы серой окраски, в восточной – пестроцветные. Пестроцветные глинистые образования представляют значительный интерес в связи с возможной бокситоносностью. Вещественный состав описываемой формации позволяет предполагать, что источником снабжения обломочным материалом служила, вероятно, приподнятая гряда, сложенная геосинклинальными формациями догерцинских тектонических циклов. Мощность формации достигает 270 м в районе с. Кохановка (Внешняя зона Предкарпатского прогиба).

Карбонатная формация (J_3–К) подразделяется на две субформации: ангидрит-доломитовую и карбонатно-терригенную. В возрастном отношении первая включает отложения келовейского и оксфордского ярусов верхней юры. После континентальных условий байос-батского времени на Волыно-Подолии образовался мелководный морской бассейн, разделявшийся временами на отдельные водоемы. Жаркий климат того времени создал благоприятную обстановку для накопления сульфатно-карбонатных образований, слагающих полифациальную ангидрит-доломитовую субформацию. Так, в восточной части Стрыйского прогиба эта субформация сложена в основном ангидритами и доломитами (нижневская свита), а в западной – рифовыми доломитизированными, иногда окремнелыми разностями известняков (подлубенская свита). Мощность ангидрит-доломитовой субформации, как и ее литофации, характеризуется значительным изменением по площади, достигая максимума 476 м к северу от р. Стрый.

Карбонатно-терригенная субформация охватывает отложения частично юрской (кимериджский и титонский ярусы) и меловой системы. В Стрыйском юрском прогибе в кимеридж-титонское время создались благоприятные условия для накопления оолитовых, псевдоолитовых, губковых, обломочных и других известняков, занимающих в плане место в описываемой субформации. В трещиноватых юрских известняках в районе с. Рудки сосредоточено одно из крупнейших скоплений природного газа, а в районах сел Кохановка и Судовая Вишня к ним приурочены нефтяные скопления.

Детальное изучение пространственного развития и условий формирования меловых отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы позволило Ю.Н.Сеньковскому [95, 205, 206] возвести эти отложения в ранг формации, именуя ее глауконит-меловой. Эта формация, как он утверждает, является феноменом, отражающим специфические геологические события на земном шаре в меловое время. Расположение Евразиатского и Африканского континентальных блоков в конце раннего – начале позднего мела определило активную связь океана Тетис и морей его бассейна с гидродинамической системой Тихого океана и значительно раскрывшегося уже на то время Атлантического океана. Западные и центральные районы океана Тетис были охвачены системой циркуляции водных масс с развитым апвеллинговым эффектом; под влиянием этих масс проходила седиментация в окраинном восточноевропейском меловом море и прилегающей Карпатской геосинклинали [207, 208]. Существование устойчивых пелагических условий на рассматриваемой территории на протяжении всего позднего мела привело к формированию своеобразного парагенезиса пород, слагающих опоковую, кремнисто-меловую и мергельно-гезовую субформации. На волыноподольском окончании Восточно-Европейской платформы отложения глауконит-меловой формации обнажаются в долине р. Днестр, а также вскрыты многочисленными скважинами во Львовско-Люблинском прогибе.

Опоковая субформация включает образования альба и сеномана. Основными парагенезисами ее являются спонголиты, опоки, трепелы, гезы, пластовые халцедонолиты, глауконитовые пески, песчаники, алевролиты и фосфориты. Субформация отличается двухслойным строением: внизу – толща спонголитов и опок с весьма характерным базальным слоем фосфорито-

носных глауконитовых песков, вверху — песчано-гезовая толща с пластами глауконитовых песков. Она изменяется в латеральном отношении. Наиболее полный комплекс членов ее парагенезиса развит на юго-западном склоне УЩ. Мощность субформации достигает 70 м. Кремнисто-меловая субформация представлена комплексом литологических разновидностей известняковых и кремнистых пород. Главными породами ее являются писчий мел, питонелловые, иноцерамовые и мелоподобные известняки, кварц-халцедоновые конкреционные кремнии и кристобалит-кальцитовые шерты. Мощность субформации изменяется от 20 м в восточной части Подолии до 250 на Росточье.

Мергельно-гезовая субформация охватывает отложения сантона, кампана, маастрихта и дат-монта. Начиная от низов сантона, в ее разрезе все чаще появляются глинистые карбонатные породы в парагенезисе с известковистыми и кремнеземвмещающими глинистыми и глинисто-карбонатными. Мергельно-гезовая субформация в северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба изменяется фациально. Сантон-кампанские мергельные породы замещаются мощной толщей псаммитовых (литофация "журавненских" и "угерских" песков и песчаников), с которыми связаны промышленные скопления природного газа (села Угерско – Бильча-Волица, Малая Горожанка, Добривляны). Мощность субформации составляет 300–900 м.

Верхняя морская терригенная формация (P–N) охватывает отложения палеогена и неогена. Она отражает заключительный период развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы на альпийском этапе развития. Тектонические подвижки, синхронные движениям заключительных фаз альпийской складчатости, активно проявившейся в Карпатской геосинклинали, на окраине платформы вызывали кратковременные поднятия и опускания и связанные с ними перерывы в осадконакоплении на фоне общего поднятия территории. В составе терригенной формации, которую с полным правом можно назвать регрессивной, выделяются две субформации: сульфатно-карбонатная и терригенно-известняковая. Характерным признаком первой является наличие серосодержащих метасоматических известняков, гипсов и ангидритов, а также бариево-стронциевой минерализации. Терригенно-известняковая субформация распространена ограниченно, в ее составе прослеживается фация органогенных известняков, слагающих Толтровую гряду. Кроме того, к ней приурочены небольшие месторождения бурого угля.

ГЛАВА 3

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В геологическом строении территории Украины прослеживаются части двух тектонических структур, относимых к молодым платформам. Это юго-восточная часть Западно-Европейской платформы, охватывающая Карпаты и Прикарпатье, и крайняя западная ветвь Центрально-Евразиатской платформы. Последняя занимает на Юге Украины территорию Равнинного Крыма, а также примыкающих акваторий Азовского и Черного морей (Скифская плита), и относится к Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции.

В то время как платформенный чехол Западно-Европейской молодой платформы в пределах Украины подвергся интенсивному влиянию Карпатской альпийской геосинклинали, платформенный чехол Скифской плиты сложен почти не измененными осадочными и осадочно-вулканогенными формациями; он представляет интерес в плане перспектив нефтегазоносности.

ПРИЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Планомерное исследование геологических формаций Юга Украины и Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции было начато нами с изучения формаций Равнинного Крыма [57, 92]. Позднее было проведено формационное расчленение и анализ осадочных отложений Присивашья [167] и Западного Причерноморья [169]. По мере получения материалов морского бурения исследовались, сравнивались и уточнялись геологические формации акваторий Азовского и Черного морей [67, 168]. Формационный анализ при этом использовался для различных геотектонических реконструкций, выяснения этапов геологического развития [170], типизации геологических структур [93] и определения границы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты [166, 167].

На основании формационного и структурного анализов в геологической истории Скифской плиты выделено несколько ТСЦ. В течение этих ТСЦ образовались своеобразные комплексы и структурные этажи: **байкальско-герцинский мегацикл** геосинклинального развития и формирования складчатого основания Скифской плиты, **киммерийский** парагеосинклинальный цикл, характеризующийся как геосинклинальными, так и платформенными тенденциями в развитии, **альпийский** – цикл формирований типичного осадочного чехла, характерный для плитной стадии развития платформы (рис. 3.1).

Комплекс геологических формаций байкальско-герцинского мегацикла представлен сложно дислоцированными и метаморфизованными образованиями верхнего протерозоя и палеозоя. Эти формации (спилит-кератофиро-

вая, гранитоидная, аспидная, флишоидная, кульм и другие) по нефтегазоносности не представляют большого интереса.

Более интересен и перспективен комплекс киммерийского ТСЦ, представленный различными, главным образом терригенными отложениями юры и триаса. Эти отложения распространены в Северо-Крымском прогибе, Альминской и Индольской депрессиях, а также, вероятно в Калиновско-Гвардейском и Донузлавском грабенах. Геофизические материалы свидетельствуют о наличии триас-юрских отложений и в пределах прилегающих к Крымскому п-ову акваторий Черного и Азовского морей. В настоящее время по ряду геологических и геофизических характеристик эти породы можно рассматривать изолированно от основного геосинклинального комплекса.

Как показали сейсмические исследования методом преломления волн, к поверхности триас-юрских литологических комплексов приурочена преломляющая граница [58]. Этой границе, относящейся к поверхности различных, слабо измененных и умеренно дислоцированных пород, соответствует сейсмическая преломляющая волна со скоростью, равной 4500 – 6000 м/с. Главным физическим критерием возникновения преломляющей волны является степень метаморфизации этих толщ, которая значительно меньше степени метаморфизации палеозойских пород. К последним приурочена преломляющая волна со скоростью 5000–7000 м/с. Анализ данных КМПВ, в частности определение глубины залегания границ преломления, позволяет достаточно точно вычислить мощности триас-юрского (киммерийского) комплекса формаций.

Указанные отложения вскрыты немногими разрозненными скважинами, поэтому определить точный возраст, а также изучить в полной мере условия их залегания пока невозможно. По существу, исследованию доступны не объемные тела формаций триаса–юры, а лишь их фрагменты. Однако анализируя вещественный состав отложений, с той или иной степенью достоверности относимых к триасу–юре, можно наметить несколько типов формаций – карбонатную, флишоидную, песчано-глинистую, порфировую и молассовую.

Карбонатная формация вскрыта на Сакско-Евпаторийском блоке Новоселовского поднятия. Это толща розоватых, пятнистых и светло-серых мраморизованных известняков и доломитов, возраст которых определяется в интервале от поздней перми до средней юры. Специфические черты этого комплекса – пестрая окраска (красноватая, кремовая, зеленовато-серая), пятнистая и полосчатая текстуры, наличие доломитов и трещин, заполненных кальцитом.

Флишоидная терригенная формация (возраст в пределах позднего триаса – ранней-средней юры) вскрыта в Альминской впадине. Разрез представлен чередованием аргиллитов, глинистых мергелей, алевролитов и мелкозернистых песчаников. В районе с. Николаевка в разрезе обнаружено пе-

Рис. 3.1. Формационные комплексы тектоно-седиментационных циклов Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции Скифской плиты (составил М.И.Павлюк)

реслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Вскрытая мощность толщи около 2000 м. Флишоидный характер имеет и комплекс домеловых пород на Тарханкутском п-ове в Северо-Крымском прогибе. Это чередование тонкослоистых аргиллитов, песчаников и алевролитов. Флишоидная формация вскрыта также в других местах Крыма и заполняет, по-видимому, значительную часть Северо-Крымского прогиба.

Песчано-глинистая толща средней юры вскрыта в Индоло-Кубанском прогибе. Она довольно однообразна по составу, представлена темно-серыми аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников и глинистых сидеритов. Терригенная толща, как и породы Альминской впадины, тяготеет к южной части Равнинного Крыма, заполняя депрессии и грабены в предгорье.

Типичная молассовая формация средней юры приурочена к отдельным краевым частям предгорья Крыма. Она состоит из конгломератов, конгломерат-брекчий, грубозернистых песчаников с прослоями алевритистых глин. Галька конгломератов сложена неокатанными обломками песчаников эскиординской свиты лейаса, а также кварцитов, метаморфических сланцев, изверженных пород, роговиков и яшм, вероятно, палеозойского возраста [143]. Породами формации здесь выполнен узкий и глубокий Битакский прогиб на границе Скифской плиты и Крымской альпийской геосинклинали.

Среднеюрские отложения со спорами, пыльцой и микрофауной ааленского и байосского ярусов выявлены скважинами в северо-восточной части Северо-Крымского прогиба в районе г.Геническ и с.Новоалексеевка. Это мелкозернистые кварцевые песчаники, олигомиктовые алевролиты и аргиллиты, ниже которых залегают серо-зеленые аргиллиты, а также молассовидная толща конгломератов и гравелитов, условно относимая к пермо-триасу [163]. Обломочный материал конгломератов и гравелитов представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами и кварцитами, принесенными с Восточно-Европейской платформы, а также кремнистыми породами, перекристаллизованными известняками и эффузивными образованиями, источником которых были палеозойские отложения фундамента Скифской плиты [159].

Скважинами Красновской, Джанкойской, Орловской и Стрелковой разведывательных площадей Северо-Крымского прогиба вскрыты андезитовые порфириты, относимые к типу порфировых формаций и близких к ним вулканогенных моласс. Такие формации характерны для областей с переходным режимом осадконакопления. В частности, порфировые формации возникают на постгеосинклинальном этапе развития складчатых областей по окончании геосинклинального осадконакопления и консолидации складчатого фундамента при интенсивных дифференцированных тектонических движениях [200]. Типичный пример описанного режима –триасовый вулканизм Урала, связанный с квазикратонным этапом развития региона. Во многих других складчатых сооружениях Евразии после накопления завершающих моласс и консолидации проявилась резко выраженная активизация, перестройка и началось накопление новых мощных моласс, часто вулканогенных [144].

Для триас-юрских формаций Скифской плиты характерны существенно терригенные толщи преимущественно песчано-глинистого состава, образовавшиеся за счет горных цепей. В парагенезисе с обломочными отложениями выступают карбонатные. Они сформировались в изолированных депрессиях в условиях ограниченного горами привноса обломочного материала. Другая характерная черта – наличие вулканических извержений в основном кислого и среднего состава. В строении комплекса совместились различные признаки – как геосинклинальные, так и платформенные. По дислокациям, сложности парагенезисов пород, скорости латеральных изменений и связям с геологическими структурами они близки к геосинклинальным формациям. С другой стороны, отсутствие регионального метаморфизма и изолированность бассейнов осадконакопления напоминают платформенный режим.

Рассматривая триас-юрские формации Скифской плиты как закономерные, исторически сформированные природные парагенезисы пород, а также учитывая их структурно-текстурные особенности, условия залегания и распространения, мы выделяем несколько ассоциаций, приуроченных к различным структурным зонам. Это, в частности, грубообломочные породы молассовой формации средней юры, распространенные в западных и центральных предгорьях Крыма. Ассоциация заполняет узкий каньон Битакского прогиба в зоне сочленения Центрально-Крымского байкальского массива и ранних киммерид Горного Крыма. Прогиб ограничен тектонически и по структурному положению (большой мощности отложений, их дислокациям) его можно отнести к межгорным прогибам.

Близкое структурное положение занимают образования осадочно-вулканогенной и порфировой формаций, простирающиеся полосой с запада на восток от Тарханкутского мыса до с.Стрелковое на Арабатской косе. По геофизическим материалам [58], мощность этого комплекса здесь довольно значительна. Породы приурочены к зоне Северо-Крымского прогиба и небольшим маломощным покровом "выплескиваются" за его пределы, что обусловлено спецификой формирования вулканогенно-осадочных толщ. Описанный формационный комплекс аналогичен многим комплексам молодых платформ, заполняющим грабены и грабенообразные депрессии парагеосинклинального типа, таким, например, как челябинская серия Зауралья и верхнепермско-триасовая толща грабенов Тургайского прогиба. Характерно, что эти серии распространены в областях сочленения различных геотектонических структур и приурочены к зонам глубинных разломов. К зоне глубинного тектонического шва приурочена и структура Северо-Крымского грабенообразного прогиба, который простирается на границе Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Иное структурное положение у образований карбонатной формации. Они главным образом распространены на поднятиях Равнинного Крыма, в частности в пределах Сакского и Евпаторийского блоков приподнятого залегания фундамента. Это слабо дислоцированные породы, образующие маломощный покров в отдельных лагунах и заливах триасового бассейна. Отложения

можно отнести к классу катаплатформенных формаций (классификация М.П.Хераскова [239]). Этот класс состоит из орогенных формаций, которые образовались до накопления типичных платформенных осадков. Структуры, выполненные катаплатформенными формациями, при некоторой их самостоятельности тесно связаны со структурами, сложенными платформенными формациями.

Покровный характер имеет и терригенная песчано-глинистая среднеюрская формация Северного Присивашья, горизонтально залегающая на грубообломочных молассах. Она тоже образовалась на северном пологом борту Северо-Крымского прогиба в условиях субплатформенного осадконакопления.

Альпийский ТСЦ представлен комплексом мел-неогеновых формаций, которые почти сплошным осадочным чехлом распространены на территории Скифской плиты.

В основании разреза находится толща преимущественно терригенных пород различного генезиса, залегающая с угловым несогласием на более древних образованиях. Основываясь на принципах парагенезисов горных пород, мы выделили в основании формационного ряда типично платформенного чехла Скифской плиты в Центральном Причерноморье *нижнемеловую базальную прибрежно-континентальную формацию* [14, 92]. Она сложена континентальными и прибрежно-морскими, а местами и мелководными терригенными отложениями. Важной особенностью является то, что ее составные части в отдельных местах Центрального Причерноморья разновозрастны.

На большей части Равнинного Крыма и в некоторых районах предгорий (Зуйская площадь) низы формации сложены преимущественно континентальными образованиями мощностью до 150 м, возраст которых определяется как готерив-барремский [39, 250] или валанжинский [128]. Это серые, пестрые и красные песчанисто-алевролитистые глины или аргиллиты, алевролиты и различные по зернистости песчаники с включениями кварцевых и кремневых галек, гравия, иногда переходящие в гравелиты. В фациальном отношении здесь широко представлены пестроцветные отложения плоских водоразделов, аллювиальные и делювиальные образования. В верхах рассматриваемой пачки встречаются прослои прибрежно-морских и мелководных образований. В районе г.Нижнегорск они слагают весь разрез формации. Установлены также фации континентальных водоемов с харофитами и остракодами, болотные фации с осадками, обогащенные гумусовым веществом, дельтовые, на отдельных участках эллювиальные отложения.

Верхняя часть формации – это преимущественно прибрежно-морские и мелководные отложения мощностью до 80–100 м. Представлены они различными по размеру зерен и составу песчаниками и алевролитами с прослоями алевролитистых глин или аргиллитов, изредка гравелитов, органогенно-детритовых и микрозернистых песчанистых известняков. Кластический материал песчаников и алевролитов распределяется неравномерно, часто слабо

сортирован и плохо окатан. Для пород характерно значительное содержание каолинита, наличие углистого вещества и углефицированного детрита. Обнаруженные в них моллюски и крупные фораминиферы указывают на их позднебарремский–раннеаптский возраст [39, 252].

Отложения формации в северо-восточной части Присивашья несколько моложе, чем в Равнинном Крыму. Они относятся к аптскому ярусу и представляют собой в основном образования мелководного эпиконтинентального бассейна. Это мезо- и олигомиктовые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и уплотненных глин. Для них характерны каолинизация глинистого материала, вторичные изменения слюд, наличие линзовидно-волнисто- и косослоистых текстур, сильное обогащение углефицированными растительными остатками [39].

Севернее и северо-западнее в районах сел Акимовка, Новотроицкое, Чаплинка, городов Каховка и Херсон возраст формации еще моложе и определяется как ранне- и среднеальбский [252]. На некоторых участках прибрежно-морские и мелководные, преимущественно алеврит-песчаные осадки залегают на коре выветривания кристаллических пород мощностью до 20–30 м, которая также входит в состав формации.

Таким образом, на рассматриваемой территории Скифской плиты наблюдается омолаживание формации с юга на север с одновременным уменьшением в ее составе континентальных образований. Аналогичная картина отмечается в Западном Предкавказье, где возраст отложений базальной формации, известных как "субконтинентальные", "континентальные", "субаквальные", изменяется с юга на север от неокомского до альбского. При этом мощность собственно континентальных образований постепенно уменьшается, вплоть до полного выклинивания. Отметим, однако, что общая картина омолаживания формации с юга на север, отражающая направленность развития раннемеловой трансгрессии, осложнена влиянием остаточного рельефа и формирующихся структурных элементов [169].

Главными членами парагенезиса формации являются разнообразные пестро- и сероцветные песчаники и алевролиты, преобладающие в разрезе, а также пески, глины, аргиллиты, гравелиты и галечники. Для всех этих пород характерно наличие углефицированных растительных остатков. Как аллофильные члены парагенезиса изредка отмечаются прослои и линзы известняков и мергелей [169].

Некоторые литологические особенности отложений, а также состав приуроченных к ним палеонтологических остатков и палинологических комплексов указывают на образование формации в условиях жаркого и влажного климата, что позволяет сравнивать ее с типом платформенной терригенной формации гумидных равнин, по классификации Н.М.Страхова [217].

Строение формации довольно сложное. Она в виде плаща неравномерно выстилает территорию Скифской плиты, а отдельные фациальные типы пород лежат лоскутами, часто чередуясь между собой. По преобладающему характеру отложений намечается закономерный направленный ряд с постепенной

заменой во времени континентальных отложений лагунными и прибрежно-морскими.

Мощность формации обычно составляет 30–120 м, достигая местами 200–250. При этом бóльшая мощность отмечается в районах с более древними базальными отложениями. Омолаживание формации, как правило, влечет за собой уменьшение ее мощности. Связано это с постепенным усилением тектонических движений и преобладанием прогибания над поднятиями, что обусловило ускорение трансгрессии, довольно быстрое уменьшение площади областей питания терригенным материалом и сглаживание их рельефа.

Описанная прибрежно-континентальная терригенная формация по положению в разрезе и структурным связям близка к типу "базальной лагунно-континентальной", которая выделяется в основании осадочных комплексов определенных тектонических циклов многих платформ [236].

Источниками снабжения формации терригенным материалом были небольшие поднятия, существовавшие на территории Равнинного Крыма в раннем мелу. Значительное количество обломков в это время было привнесено также с территории УЩ и Крымских гор, а также с поднятий в акваториях Черного (Каламитское) и Азовского (Среднеазовское) морей.

С этапом компенсированного прогибания территории Скифской плиты связано формирование *нижнемеловой трансгрессивно-терригенной формации*. Она залегает на базальной континентально-прибрежной формации и образована в результате широкой эпиконтинентальной трансгрессии, охватившей территорию южных регионов Украины и Предкавказья. Породы представлены темно-серыми до черных слабо известковистыми аргиллитами, глинами и глинистыми алевролитами, со значительным содержанием глауконита, отпечатками аммонитов и фораминифер. Изредка встречаются прослои светло-серых песчаников массивной и линзовидно-полосчатой текстуры, еще реже – органогенно-обломочных известняков. Парагенезисы пород формации представлены преимущественно терригенными морскими образованиями. По тектоническому положению формация соответствует типу "нижней трансгрессивной морской терригенной", которая замещает во времени лагунно-континентальную [236]. В связи с этим отмечаются их тесные возрастные связи. В южной части Равнинного Крыма ее разрез начинается со среднебарремских морских отложений, а в центральной и северной – соответственно с верхнебарремских и аптских. Этим объясняется трансгрессивная направленность пород с постепенным выпадением к северо-западу нижних горизонтов и фациальным замещением их верхними.

В рамках формации по парагенезисам пород выделено несколько суб формаций [67, 168].

Терригенно-глинистая сидерит-глауконитовая субформация апта–нижнего альба отражает дальнейшее прогибание Крымско-Причерноморского седиментационного бассейна; распространена она во всех геоструктурных зонах Скифской плиты и залегает на базальной прибрежно-континентальной формации. В ней преобладают алевролит-глинистые разновидности пород со значительным содержанием сидерита, глауконита, пирита, доминированием бентосных фораминифер и агглютинированных форм. Обломочные песчано-алевролитовые породы преобладают вблизи источников сноса терригенного материала – Восточно-Европейской платформы, Горного Крыма, Азовского вала, Каламитского и Каркинитского палеоподнятий. Сравнительно однородный литологический состав отложений субформации в пределах Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы свидетельствует о затухании дифференцированных тектонических движений, относительном выравнивании тектонического режима и дальнейшем стабильном погружении дна морского бассейна с компенсированным седиментогенезом [67].

Карбонатно-терригенно-глинистая субформация среднего – верхнего альба распространена в Равнинном Крыму, главным образом в восточных районах, а также на примыкающих частях акваторий Черного и Азовского морей. Она представлена в основном глинистыми разностями. В нижней части отмечаются прослои обломочного терригенного материала, а в верхней значительные примеси карбонатных пород. Формирование таких парагенезисов происходило при довольно интенсивном прогибании территории Скифской плиты. Терригенный материал сносился с Каламитского, Змеиного, Каркинитского, Среднеазовского палеоподнятий и палеоподнятий Горного Крыма. После регрессии в предсреднеальбское время вся территория Скифской плиты начала сильно опускаться. В результате море ингрессировало с севера в глубокие ложбины Горного Крыма и в опускание были вовлечены бóльшая часть южной окраины Восточно-Европейской платформы (Южно-Украинской моноклинали), Каламитское, Каркинитское поднятия и Азовский вал [67].

Вулканогенно-терригенная субформация сложена мощной толщей переслаивания вулканогенных и разнообразных осадочных терригенных пород.

Вулканогенные образования в нижнемеловых отложениях Скифской плиты впервые были вскрыты бурением в 1955 г. Они выявлены А.А.Шаля в разрезе колонковой скв. 38 Новоселовской площади и напоминали туфогенные песчаники, известные в нижнемеловых разрезах района г.Балаклава Горного Крыма. Позднее пирокластические породы в составе микрофаунистически охарактеризованных альбских отложений были выявлены на Тарханкутском п-ове и в других местах северной части Равнинного Крыма. Большая их часть приурочена к интервалу средне-верхнеальбских отложений, где изучены вулканокластические и вулканоосадочные породы. По описанию А.А.Савицыной [199], среди вулканокластических пород наиболее распространены грубообломочные и псаммитовые андезитовые туфы, средне- и мелкообломочные туффиты и лавы андезитового состава. Среди вулканоосадочных пород встречаются туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и вулканомиктовые песчаники, образовавшиеся в результате переотложения вулканокластических пород. Максимального развития и наибольших мощностей вулканогенные отложения достигают в Северо-Крымском прогибе. В разрезах субформации на Джанкойской, Орловской, Вишняковской, Ок-

тябрьской, Западно-Октябрьской, Меловой и других разведывательных площадях эти образования играют значительную роль. Обособление их в отдельную субформацию базировалось на том, что вулканогенные, вулканогенно-осадочные и типично осадочные породы характеризуются частым переслаиванием, стойкостью парагенезисов и большой мощностью.

Нижняя часть субформации сформировалась на одном из наиболее ярко выраженных этапов мелового вулканизма Крыма. Она сложена породами тарханкутской свиты, выделенной относительно недавно [181]. Мощность свиты колеблется в пределах 200–360 м, причем на Орловской, Джанкойской и Краснoперекопской разведывательных площадях она представлена в основном лавами, на Меловой – туфолавами, лавами и туфами, а на других площадях Северо-Крымского прогиба – преимущественно туфами и туффитами андезитового состава. "Чистые" вулканогенные породы составляют отдельную пачку внутри тарханкутской свиты, приуроченную к низам отложений верхнего альба.

В верхней части субформации главным образом переслаиваются обломочные и вулканогенные породы эксплозивного происхождения. Резкая фациальная изменчивость верхних частей субформации вместе с переслаиванием разнообразных пород свидетельствует о частых возбуждениях вулканической деятельности.

Мощность субформации в пределах Северо-Крымского прогиба достигает 1000–1500 м. К востоку и югу Равнинного Крыма количество вулканокластических пород резко уменьшается, их заменяют вулканоосадочные, а вертикальный диапазон их распространения сужается. По уменьшению мощности вулканогенных пород, среди которых превалируют вулканомиктовые разности, и сокращению их в вертикальном разрезе нижнемеловых образований Новоселовского поднятия можно сделать вывод, что источником вулканического материала были извержения Северо-Крымского прогиба. Они намечаются по локальным положительным аномалиям магнитного поля [180]. Это вулканические центры юго-западнее с.Орловское, северо-западнее г.Джанкой, восточнее с.Вишняково, где западнее с.Серебрянское и в районе сел Первомайское и Привольное они образуют полосу, вытянутую вдоль Северо-Крымского прогиба [181]. Материал вулканических извержений характеризуется очень близким составом – андезитовым, реже дацит-андезитовым. Это объясняется, вероятно, их принадлежностью к одному магматическому поясу, который простирается вдоль Северо-Крымского прогиба.

Тесная связь осадочных и вулканогенных пород субформации, обилие планктона и глауконита свидетельствуют о формировании вулканогенно-терригенной субформации в открытой, но мелководной части акватории. В верхней части проявляются типичные черты наземного вулканизма – пестроцветность, апатитизация темноцветных материалов, поверхностное выветривание [169].

В пограничной к Скифской плите южной окраинной части Восточно-Европейской платформы (Южно-Украинской моноклинали) в это время формируется *кремнисто-терригенная субформация* [166]. В ее составе

ассоциируют различные терригенные (аргиллиты, плотные глины, алевролиты) и кремнистые (опоки, гезы, спонголиты) образования. Между вулканогенно-терригенной и кремнисто-терригенной субформациями существует тесная пространственная и временная связь. Когда в пределах краевой части молодой Скифской плиты происходили энергичные вулканические процессы и формировалась вулканогенно-терригенная субформация, рядом на территории жесткой консолидированной древней платформы за счет обогащения и насыщения морского бассейна вулканогенным кремнеземом формировалась кремнисто-терригенная субформация.

С расширением трансгрессии, охватившей Скифскую плиту, мелководные условия осадконакопления сменились умеренно глубоководными. Одновременно несколько изменились парагенетические ассоциации трансгрессивно-терригенной формации раннего мела. Это привело к формированию в позднем альбе *мергельно-глинистой субформации.* Существенно мергельный разрез верхнего альба отмечается в большинстве скважин Равнинного Крыма. Мергели, здесь, по-существу, являются аллофильным членом парагенезиса трансгрессивно-терригенной формации, распространенным в ее верхах на границе с глауконит-карбонатной формацией верхнего мела – палеоцен-эоцена.

Нижнюю часть этой формации составляют верхнемеловые отложения, широко распространенные на Скифской плите и охарактеризованные фаунистически [15, 190, 252]. Они образуют довольно однородную толщу известняков и мергелей. Лишь породы сеноманского яруса, лежащие в основе формации, содержат значительную долю терригенных примесей. Это преимущественно глинистые, светло-серые мергели, известняки и известковые глины. В разрезе верхней части сеноманского яруса главную роль играют мергели, чередующиеся с известняками. Как аллофильные члены парагенезиса формации встречаются тонкие прослои и линзы вулканокластических пород. Это туффиты андезит-дацитового состава среди известняков и мергелей сеноманского, реже туронского и коньякского ярусов Чапаевской, Октябрьской, Западно-Октябрьской и других разведывательных площадей Равнинного Крыма [17].

Вышележащие верхнемеловые породы формации (турон-коньяк-сантон-кампан-маастрихтские) представлены главным образом серыми мелкозернистыми фарфоровидными, иногда глинистыми известняками и мергелями. В Восточном Крыму и Северном Присивашье разрез сокращен и некоторая часть карбонатных отложений замещена терригенными.

Дан-палеоценовые отложения формации также обогащены терригенным материалом. Здесь отмечаются мелкозернистые песчаники и полевошпат-кварцевые алевролиты с прослоями карбонатных пород. Особенно это заметно в восточной части Равнинного Крыма.

Эоценовые отложения формации – это глинистые мергели и известковистые глины, чередующиеся с глинистыми нумулитовыми и органогенно-обломочными известняками.

Наличие аутигенного глауконита и преобладание карбонатных ассоциа-

ций свидетельствуют о формировании комплекса в период максимальной трансгрессии и наибольшего тектонического выравнивания, а увеличение терригенных примесей – об определенной близости источников сноса, район которых расширялся в дан-палеоценовое и эоценовое время. Распространение литофаций верхнемеловых, палеоцен-эоценовых отложений и характер ископаемой микрофауны [15, 149, 150, 190–252] указывают на наличие открытого, теплого морского бассейна с нормальной соленостью воды и средним климатом. Этот бассейн был, вероятно, связан как со средиземноморским бассейном, так и с северным морем, расположенным на территории Восточно-Европейской платформы. Мощность формации составляет 200–3000 м.

Изменение тектонических и климатических условий обусловило накопление в олигоцен-раннемиоценовое время совершенно других парагенезисов пород и формирование *майкопской глинистой формации.* Она повсеместно представлена однообразной глинистой толщей, выделенной И.М.Губкиным на Юге СССР по названием "майкопская свита". Позже ее стали называть "майкопской серией". Литология, стратиграфия и палеогеография майкопского бассейна изучены довольно хорошо [173, 180].

Формация представлена монотонными песчано-алевролитовыми глинами в парагенезисе с тонкими прослоями песков: песчаников и алевролитов. Однообразный глинистый состав свидетельствует о длительном и интенсивном перемывании осадков, а также длительных миграции и перетирании обломочного материала в процессе формирования осадочной породы. Это вызвано колебательными движениями и неровностями рельефа морского дна. Мощность формации 100–700 м на Северо-Крымском прогибе и до 3–4 км – в Индольском.

В конце миоцена произошла морская регрессия, в результате чего верхние горизонты майкопской формации были значительно размыты.

Альпийский тектоно-седиментационный цикл завершается формированием *пестроцветной карбонатно-терригенной формации* среднемиоценового–антропогенового возраста [92, 170]. Она сложена разнообразными карбонатными и терригенными породами. Карбонатные породы представлены мергелями и известковистыми глинами, терригенные очень разнообразны – глины, пески, песчаники, конгломераты. Будучи породами различного генезиса – морского, озерного и лагунно-континентального, они образуют тесные парагенетические ассоциации. Формирование формации происходило на фоне частых трансгрессий и регрессий моря, вызванных колебательными тектоническими движениями. Мощности формации изменчивы и составляют 100–400 м в зоне Центрально-Крымского поднятия, 200–500 в Северо-Крымском и 500–1000 м в Индольском прогибах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Нефтегазоносные провинции геосинклинальных областей Украины связаны с Предкарпатским и Закарпатским прогибами – составными геотектоническими элементами Карпат (рис. 4.1).

В геологической истории Карпатской геосинклинальной области мы выделяем в основном два тектоно-седиментационных мегацикла (ТСМЦ): доальпийский (байкальско-герцинский) и альпийский, которые в свою очередь состоят из нескольких ТСЦ.

Байкальско-герцинский ТСМЦ – мегацикл геосинклинального развития и формирования складчатого основания Карпатской геосинклинальной области. В него входят байкальский, каледонский и герцинский ТСЦ развития палеозойских геосинклиналей, сформировавших в конечном итоге доальпийскую континентальную кору западного обрамления Евразиатского континента. Как отмечает А.П.Медведев, каждому из этих тектоно-седиментационных циклов "... присущи свои особенности тектонического режима, отличное от других, пространственное расположение главных тектонических границ и набор основных структурных элементов, совокупность которых и определяет доальпийскую тектоническую ситуацию" [83, с. 33]. Анализ домезозойских образований свидетельствует о том, что пра-Карпаты являются полициклической геосинклинальной областью, в которой постепенно наращивалась континентальная кора с востока на запад. В результате к началу альпийского ТСМЦ на западном обрамлении древней Восточно-Европейской платформы сформировалась молодая Западно-Европейская платформа с эпибайкальской и эпикаледонской частями, а также герцинское складчатое сооружение пра-Карпат и Судет, в пределах которых А.П.Медведевым [83] намечены с востока на запад Саноцко-Верховинская миогеосинклинальная зона палеозоид, Восточно-Судетская миогеосинклинальная зона герцинид на эвгеосинклинальной части каледонид и Мармарошско-Татрийская эвгеосинклинальная зона палеозоид. Комплекс геологических формаций байкальско-герцинского тектоно-седиментационного мегацикла представлен сложно дислоцированными и метаморфизованными образованиями протерозоя и палеозоя. В настоящее время он глубоко погребен под альпийским структурным комплексом. Общие сведения о нем имеются в ряде публикаций [4, 95 и др.], детальный разбор которых приведен А.П.Медведевым в работе [83].

Альпийский ТСМЦ входят два взаимосвязанных ТСЦ: ранний, или киммерийский, и поздний, или собственно альпийский.

Раннеальпийский, или киммерийский – тафрогенно-океанский ТСЦ предопределил предгеосинклинальный этап развития Карпатской геосин-

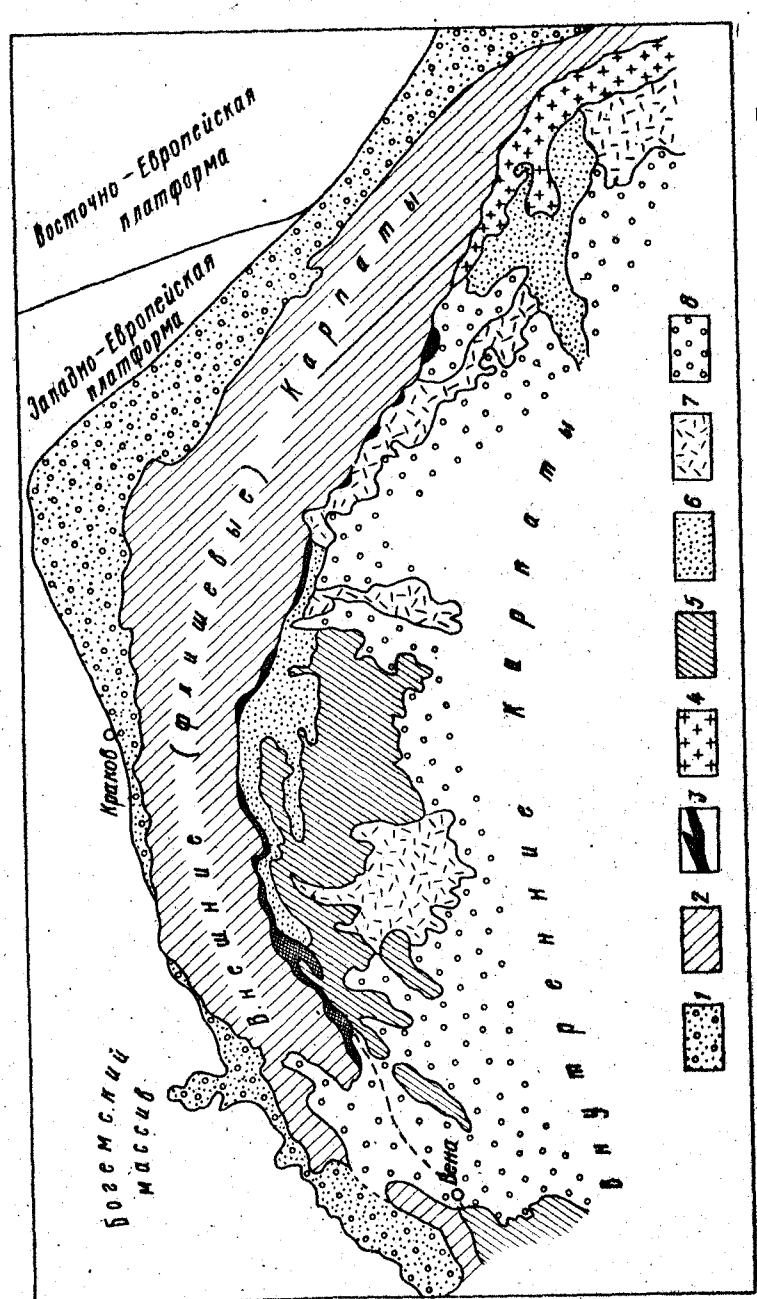


Рис. 4.1. Расположение основных тектонических элементов северной части Карпатского горного сооружения (по Леонову, 1981):
1 – краевой прогиб, 2 – флишевая зона, 3 – Пеннинский утесовый пояс, 4 – Мармарошский массив, 5 – допалеогеновый фундамент, 6 – палеогеновый флиш, 7 – неогеновые вулканиты, 8 – неоген-четвертичная моласса

клинали. Характеризуется позднетриасовой деструкцией эпипалеозойской континентальной коры с последующим формированием в юрско-раннемеловое время коры океанского типа палеоокеана Тетис в его пеннинской части. Показательные формации – офилитовый комплекс пород.

Позднеальпийский, или собственно альпийский – это ТСЦ геосинклинального развития Карпат, на протяжении которого произошло структурное и вещественное преобразование океанской коры в континентальную. Он включает собственно геосинклинальный этап развития (в основном с аптальбского до эоценового времени включительно) и орогенный (от олигоцена до плиоцена). Показательные формации – флишевая геосинклинальная и молассовая орогенная.

ФОРМАЦИИ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

При выделении формаций в объеме альпийского комплекса пород на первом этапе исследований мы пытались выявить элементарную совокупность слоев, определить тип внутренней структуры формации и характер изменения ее по вертикали и горизонтали, установить формы и размеры формационного тела, его стратиграфический диапазон и т.д. В основу анализа формаций альпийского ТСМЦ нами положены результаты исследований по стратиграфии, литологии и тектонике Украинских Карпат и прилегающих прогибов [23, 35, 41–46, 59, 61, 62, 71, 72, 77, 78, 81–84, 95–96, 122–123, 132–136, 174–179, 201–203, 205–208, 203, 216, 226], а также личные наблюдения.

Следующим этапом исследований был собственно формационный анализ, предусматривающий изучение закономерностей размещения геологических формаций во времени и пространстве, что позволило восстановить палеотектонические обстановки в альпийском ТСМЦ. При этом формации и субформации мы рассматривали как "абсолютные индикаторы" типов тектонических структур и стадий их развития [236]. Результаты приведены на рис.4.2, где обозначены: комплексы: Оф – офиолитовый, Ф – флишевый, Фл – флишоидный, Мк – микститовый; ассоциации: Т – терригенные, К – карбонатные, М – мергельные, В – вулканогенные, Кр – кремнистые, С – соленосные, У – угольные, Кр–К–В – кремнисто-карбонатно-вулканогенные, К–Т – карбонатно-терригенные, К–Т–Кр – карбонатно-терригенно-кремнистые, Т–В – терригенно-вулканогенные, Т.эвк – терригенные эвксинские (черносланцевые), Т–В–С – терригенно-вулканогенно-соленосные, Т–В–У – территенно-вулканогенно-угленосные; геоструктуры: Пн – Пеннинская зона утесов; Мр – Мармарошская зона утесов; Рх–Бр г/з – Раховско-Буркутская группа зон (включает Раховскую, Суховскую, Буркутскую и, возможно, Красношорскую структурно-фациальные зоны, по О.С.Вялову и др. [45]), МКМ – Мармарошский кристаллический массив; флишевая группа зон включает Магурскую, Дуклянскую, Преддуклянскую, Кросненскую, Венгловецкую и Скибовую на северо-западе, а также Свидо-

вецкую, Черногорскую и Скибовую на юго-востоке Украинских Карпат (см. рис. 4.3).

Изучая закономерности развития и размещения тех или иных формаций, мы столкнулись с понятием геосинклинального процесса, а отсюда – и с сопутствующими показательными формациями в этом процессе, указывающими на ход геотектонического развития и становления геоструктур исследуемого региона в альпийский ТСМЦ.

Новые теоретические исследования тектоники показали, что сущность геосинклинального процесса заключается в структурном и вещественном преобразовании океанской коры в континентальную [221]. В таком случае "... океанический этап развития следует отделить от геосинклинального, поскольку он никоим образом не формирует кору континентального типа. Тогда за геосинклинали следует принимать области сочленения континентов и океанов. В категорию этих "промежуточных" (между континентами и океанами) структур логично войдут как шельфовые области, так и системы островных дуг. Именно в этих частях земного шара или постепенно (островные дуги), или в результате фаз складчатости (скучивания) будет происходить новообразование коры континентального типа" [114, с. 196].

Исходя из этого, при анализе формаций особое внимание мы уделяли показательным формациям и их комплексам, характеризующим условия развития и эволюцию отдельных тектонических структур Украинских Карпат. Так, офиолитовый комплекс пород – это показательные формации предгеосинклинального этапа развития альпид, флишевая формация – показательная формация собственно геосинклинального этапа развития, молассовая – показательная формация орогенного этапа развития. Особый тип геологических тел в этом ряду занимают микститы, которые фиксируют тектонические процессы скучивания (меланж), покрово- и складкообразования. Они являются косвенными свидетелями проявления фаз складчатости в регионе, на что указал М.Г.Леонов [131]. Микститы разных типов сопутствуют геосинклинальным и орогенным формациям региона, составляя геологические тела, которые условно можно отнести к категории формации.

Еще в 1932 г. А.П.Павлов подчеркивал, что альпийский ороген – это часть Тетиса мезозойского Средиземного моря, которое простиралось между африканским континентальным цоколем и европейской плитой, и что Тетис нельзя считать геосинклиналью с мелководными отложениями; это было открытое море, океан с абиссальными,глубоководными и мелководными осадками, подобный нынешнему Атлантическому океану.

Украинские Карпаты с прилегающими Предкарпатским и Закарпатским прогибами в современной структуре Карпато-Балканской горной системы занимают центральное место. Слагающие их осадочные и вулканогенные комплексы характеризуют полные вертикально-латеральные формационные ряды развития альпид, отражающие их предгеосинклинальный, собственно геосинклинальный и орогенный этапы.

Изучая элементарные фации, свиты, субформации и формации исследуемой территории, мы старались проследить закономерности их изменения как по площади, так и в геологическом времени, ибо "... невозможно понять тектоническую сущность любой элементарной формации, вырвав ее из окружения, не учитывая состава и строения того крупного парагенезиса, частью которого она является" [242, с. 60]. Выделяя показательные формации и субформации в вертикальном ряду альпийского ТСМЦ, мы одновременно обращали внимание на их положение в латеральном ряду, т.е. на ассоциацию с окружающими формациями (субформациями). Это особенно важно при прогнозировании тех или иных образований, получивших развитие в геологическом прошлом и "погребенных" в современной структуре на больших глубинах.

Предгеосинклинальные комплексы формаций. Анализ условий осадконакопления [4, 114] показал, что в пределах Альпийской складчатой области в пермских и нижне-среднетриасовых отложениях "... практически отсутствуют глубоководные фации, которые могли бы свидетельствовать в пользу наличия зон, переходных к впадинам океанического типа. Почти повсеместно это неритовые карбонатные осадки или даже континентальные красноцветы и прибрежно-лагунные образования. Поэтому можно предполагать, что к началу мезозоя область Альпийской складчатой области характеризовалась континентальным типом строения земной коры" [114, с. 180].

Действительно, палеозойский этап развития исследуемой территории знаменуется почти повсеместным развитием молассовой лагунно-континентальной формации перми. Так, выходы отложений перми [46] известны в Мармарошской зоне (Чивчинские горы, гора Соймул, руч. Красное Плесо, бассейн р.Уголька). Здесь они представлены пестроцветной молассовой лагунно-континентальной формацией в объеме красноплесненской свиты, включающей три субформации: базальную терригенную, вулканогенно-осадочную и терригенно-гипсоносную. Первая начинается конгломерат-брекчией, состоящей из угловатых обломков молочно-белого и розового кварца, углисто-графитовых, хлоритовых и серицитовых сланцев, сцементированных красно-фиолетовой и зеленовато-серой песчано-глинистой массой. Постепенно вверх по разрезу грубообломочные породы переходят в крупнозернистые, а затем в средне- и мелкозернистые фиолетово-красные и зеленоватые песчаники. Вторая субформация – это толща красных и зеленовато-серых сильно слюдистых песчанистых алевролитов и среднезернистых туфогенных песчаников, в верхней части которых появляются прослои кластолав кислого, реже среднего состава. Третья субформация состоит из фиолетово-красных и зеленовато-серых слоистых гипсоносных аргиллитов и песчанистых алевролитов. Пермские отложения могут слагать и основание Флишевых Карпат к северу от Пеннинской и Мармарошской зон [46].

Молассовая формация перми в фациях "красного лежня" и цехштейна широко развита вдоль юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы, где она завершает вертикальный формационный ряд формирования континентальной коры и становления молодых эпипалеозойских платформ – Западно-Европейской на севере и Мизийской на юге.

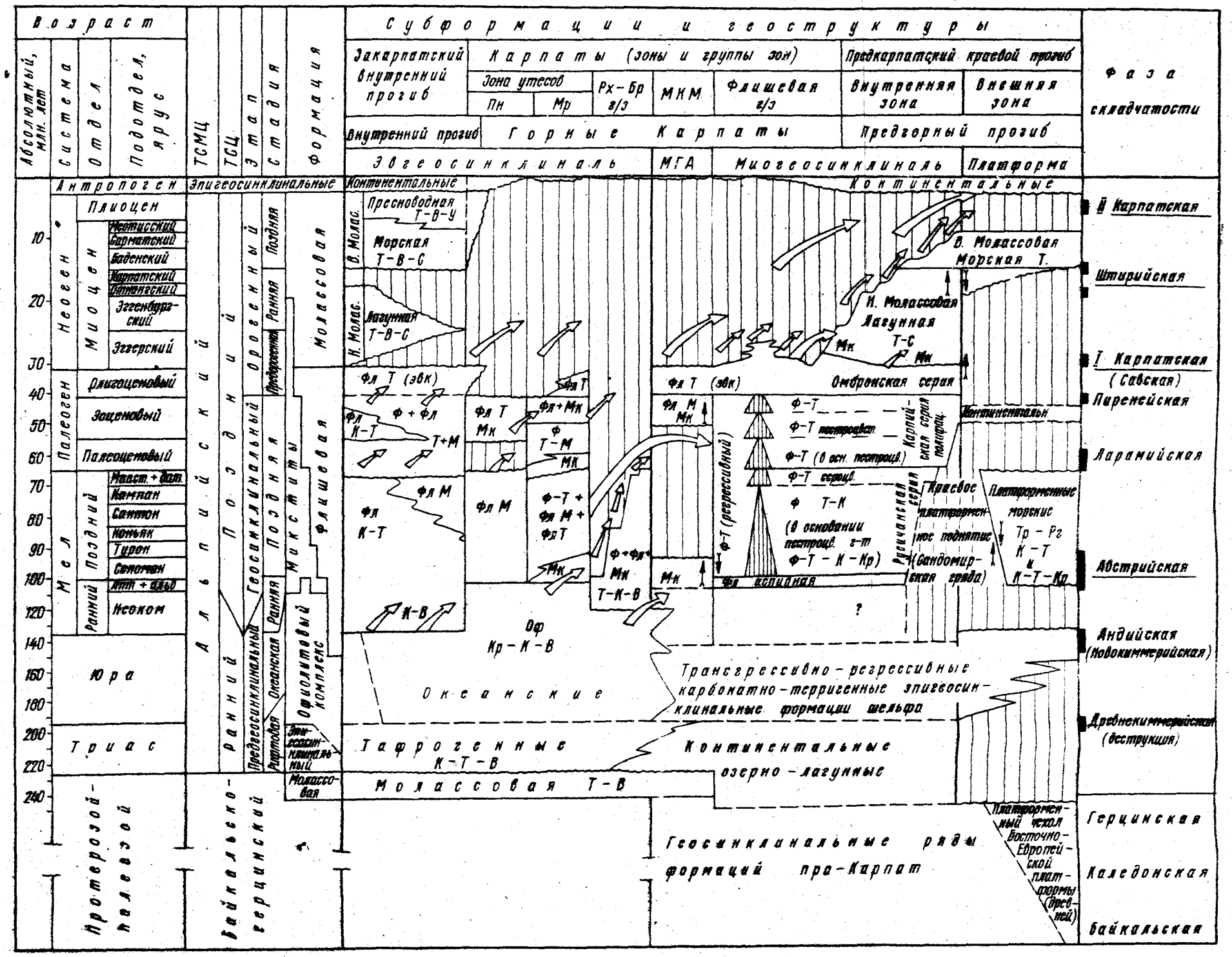


Рис. 4.2. Геологические ряды формаций Карпат и прилегающих прогибов (составила Л.Т.Бойчевская):
I – стратиграфические несогласия, 2 – перерывы в осадконакоплении, 3 – тангенциальные движения (скучивание, покровообразование), 4 – вертикальные подвижки, 5 – условная модель мезо- и макроциклотем

Раннеальпийский этап развития территории связан с планетарным явлением — раннемезозойской деструкцией эпипалеозойской полициклической континентальной коры. В Средиземноморском внутриконтинентальном поясе создалось геодинамическое состояние регионального растяжения (спрединга), сопровождавшееся заложением и развитием сначала внутриконтинентальных, а затем континентально-океанских рифтов (типа рифта Красного моря), из которых в дальнейшем формируется океанская кора палеоокеана Тетис. Это — предгеосинклинальный этап развития альпид [238]. В пределах исследуемой территории он существовал в позднетриасовое, юрское и раннемеловое время на протяжении более 80 млн. лет и предопределил формирование рифтогенных и океанских рядов формаций: континентальных, континентально-океанских и собственно океанских. Именно с последними и связано развитие в первую очередь офиолитового комплекса пород.

Офиолитовый комплекс включает помимо альпинотипных гипербазитов различные габброиды, дайковый комплекс, продукты подводного базальтового вулканизма ("тройственный союз", по Г.Шейнману) и связанные с ними пелагические осадки.

Исследования последних лет показали, что развитие различных фрагментов офиолитовой ассоциации в современной структуре складчатых областей (в том числе и Средиземноморского внутриконтинентального пояса) ограничено узкими шовными зонами [4, 114, 236]. Их повсеместное вторичное залегание не вызывает сомнения. Время первичного магматического становления пород офиолитовой ассоциации определено периодом спрединга океанов, а время и место их вторичного тектонического размещения связано с зонами субдукции или обдукции.

В силу фрагментарного развития этих пород в каждой структуре мы можем говорить об их ассоциации или комплексе, но не о формации [114]. Н.П.Херасков в 1952 г. на с. 50 писал, что "... формации связаны с тектоническими структурами, конкретные формации с конкретными структурами, а формационные типы с типами структур". Если это так, то комплекс пород офиолитовой ассоциации может быть объединен в ряд океанских формаций.

В Украинских Карпатах породы офиолитовой ассоциации установлены М.Г.Ломизе [139] и Л.Г.Данилович [74, 76, 83, 91] в трех структурно-фациальных зонах: Пеннинской и на ее продолжении в фундаменте Закарпатского прогиба, Мармарошской утесовой и в зоне надвига Раховско-Буркутской группы зон на Черногорскую. Они слагают изолированные тектонические линзы разных размеров, глыбы, останцы тектонических покровов и везде являются аллохтонными. Фрагменты этих пород не принадлежат единым стратиграфическим единицам или геологическим структурам. Их сонахождение в зонах надвигов или меланжа случайно, состав и возраст различны. Это не позволяет объединять разрозненные образования в свиты.

На рис. 4.3 римскими цифрами показаны: платформы: I,а – Восточно-Европейская, I, б – Западно-Европейская; Предкарпатский

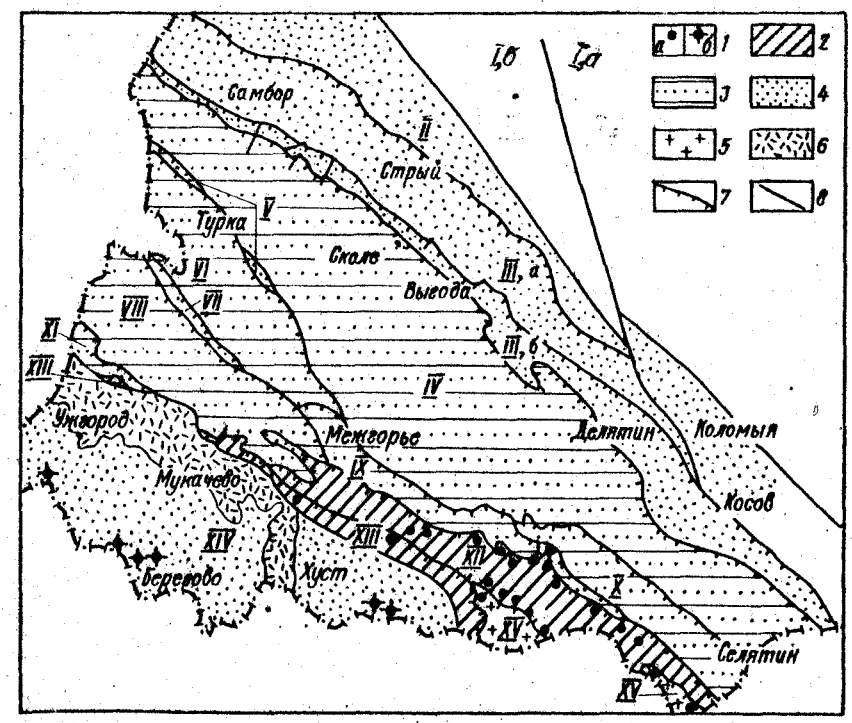


Рис. 4.3. Структурно-формационная схема Украинских Карпат и прилегающих прогибов (по Вялову, Гавуре, Данышу, Царенко, 1981 с дополнениями Л.Т.Бойчевской):

1 – фрагменты пород офиолитовой ассоциации (триас – ранний мел): а – в обнажениях, б – в скважинах; формации: 2 – эвгеосинклинальная флишевая, 3 – миогеосинклинальная флишевая, 4 – молассовая прогибов; 5 – кристаллический массив (миогеоантиклиналь); 6 – эффузивы Выгорлат-Гутинской гряды; 7 – линии надвигов структурно-фациальных зон; 8 – разломы фундамента и чехла

прогиб: II – Внешняя зона, III – Внутренняя зона с подзонами III, а – Самборско-Рожнятовской, III, б – Бориславско-Покутской; Внешние (Флишевые) Карпаты и их структурно-фациальные зоны: IV – Скибовая, V – Субсилезская, VI – Кросно (или Силезская), VII – Преддуклянская, VIII – Дуклянская, IX – Свидовецкая, X – Черногорская, XI – Магурская. Внутренние Карпаты: XII – Раховско-Буркутская группа зон (Раховская, Суховская, Буркутская, Красношорская зоны), XIII – зоны утесов (Мармарошская, Пеннинская); XIV – Закарпатский внутренний прогиб, XV – Мармарошский кристаллический массив.

На территории Украинских Карпат установлены шовные зоны, маркированные дуговым меланжем, в котором есть все составные части офиоли-

тов, в том числе и гипербазиты, встреченные только в Мармарошской зоне. Меланж содержит фрагменты осадков как позднеюрского, так и раннемелового возраста [45, 46, 59, 83, 131, 132]. В фундаменте Закарпатского прогиба вскрыты триасовые, юрские и нижнемеловые образования разной формационной принадлежности [175, 203].

Вулканогенные образования пород офиолитовой ассоциации изучались Л.Г.Данилович [73, 74, 76, 83, 91]. В первичном залегании они представляли собой залежи, интрузии, силлы, дайки, потоки, брекчии. Главное место среди них занимают диабазы, нередко переходящие в габбро-диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, вариолиты, базальтовые порфириты, гиалокластиты, шальштейны, туфы и брекчии шлаковых базальтов. В западной части Закарпатского прогиба в фундаменте выявлены диабазы, диабазовые порфириты и их брекчии и гиалокластиты, которые ассоциируют с кремнистыми известняками, радиоляритами, доломитами (скв. Куклия-8, Берегово-952, Залуж-2) и темноцветными аргиллитами (скв. Бегань-405). В восточной части прогиба вулканические породы фундамента представлены базальтовыми порфиритами, гиалобазальтами, миндалекаменными базальтами, шальштейнами, вулканическими брекчиями, туфами, реже спилитами. В Мармарошской утесовой зоне наряду с породами офиолитовой ассоциации отмечаются редкие находки габбро, гипербазитов, габбро-диабазов [91].

Проведенные Л.Г.Данилович петрологические исследования показали, что породы офиолитовой ассоциации Украинских Карпат [83] принадлежат к серии океанских оливиновых толеитов и частично к серии высокоглиноземистых оливиновых базальтов и кварцевых толеитов. Часть пород относится к щелочным оливиновым базальтам. Геохимические особенности их близки к таковым толеитовых серий современных океанов с мантийным источником магм. Кроме того, гипербазиты Мармарошской утесовой зоны пространственно сопряжены с фрагментами офиолитовой ассоциации (базальты, диабазы, глаукофановые сланцы). Они принадлежат к типичным альпинотипным гипербазитам. Парагенезис минералов, геохимические и петрохимические данные дали возможность Л.Г.Данилович говорить об их сходстве с гипербазитами срединноокеанских хребтов океанов.

В целом отдельные фрагменты пород офиолитовой ассоциации Украинских Карпат относятся к лерцолит-толеитовому типу и их можно рассматривать как реликты океанской коры океана Тетис и его отдельных морских бассейнов, разделявших микроплиты с Евразиатским континентом. Сформировавшись в процессе спрединга, они затем в зонах субдукции были выведены на дневную поверхность в виде тектонических покровов и глыб различных размеров, которые, в свою очередь, претерпели сложную эволюцию и сохранились в современном структурном плане в аллохтонном залегании на южном склоне Украинских Карпат и фундаменте Закарпатского прогиба [91].

Неотъемлемую часть офиолитового комплекса составляют осадочные образования. В настоящее время в пределах исследуемой территории, как и

во всей Альпийской дуге, трудно четко определить границы, объемы и вертикально-латеральную последовательность формаций и структур, связанных с ними, так как дальнейшие процессы, происходившие в Карпатской геосинклинали, привели к полной их перестройке, разрушению и "истиранию". Этот довольно длительный период истории региона (предгеосинклинальный) можно восстановить весьма приближенно по отдельным фрагментарным разрезам, выходы которых на дневную поверхность разрознены и имеют, как правило, аллохтонное залегание.

Так, аллохтонные отложения триаса и юры известны к западу от современных Флишевых Карпат, а автохтонные юры – в фундаменте Внешней зоны Предкарпатского прогиба (см. рис. 4.1). Их изучению посвящены многочисленные работы.

На основании особенностей строения разрезов этих отложений с некоторой долей условности можно выделить следующие формации.

Базальная озерно-лагунная (нижний триас) и морская трансгрессивная карбонатная (средний и верхний триас) составляют вертикальный ряд формаций континентального рифта. Первая включает в основном две субформации: сероцветно-пестроцветную терригенную (преимущественно кварцевую) мощностью 10–35 м и доломитовую черно- и сероцветную мощностью более 50 м. Морская трансгрессивная карбонатная формация состоит из субформации известняково-доломитовой, в основном светлой, мощностью 100–120 м (средний триас) и известняковой кремнистой пестроцветной мощностью до 20 м (верхний триас). В латеральном ряду этих формаций на востоке, очевидно, формировалась континентальная аллювиально-озерная формация, реликты которой в настоящее время в фации "веррукано" встречены в обломках миоценовых отложений альпийского предгорного прогиба [230].

Формационные ряды континентально-океанской и океанской стадий в настоящее время трудно поддаются реконструкции. В общем они составляют регрессивно-трансгрессивный кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенный офиолитовый комплекс юры и раннего мела (до баррема включительно).

Относительно полный разрез юрских и нижнемеловых образований приведен в работе М.Г.Леонова [131], где на палиспантической основе дается характеристика "утесовых серий" Пеннинского утесового пояса (см. рис. 4.1). Несмотря на "хаотическое строение" структуры пояса, устанавливается некоторая закономерность в расположении утесов и их "осадочной оболочки". Так, на основании особенностей строения разрезов этих отложений четко различаются три основные группы "утесовых серий", каждая из которых соответствует определенной области бассейна седиментации: чорштынская (северная), пеннинская (центральная) и халиговецкая (южная) (рис. 4.4).

В чорштынской группе серий отложения юры образовывались хотя и в пределах открытого морского бассейна, но на относительном мелководье (на подводной отмели и ее склонах). Об этом свидетельствуют большое

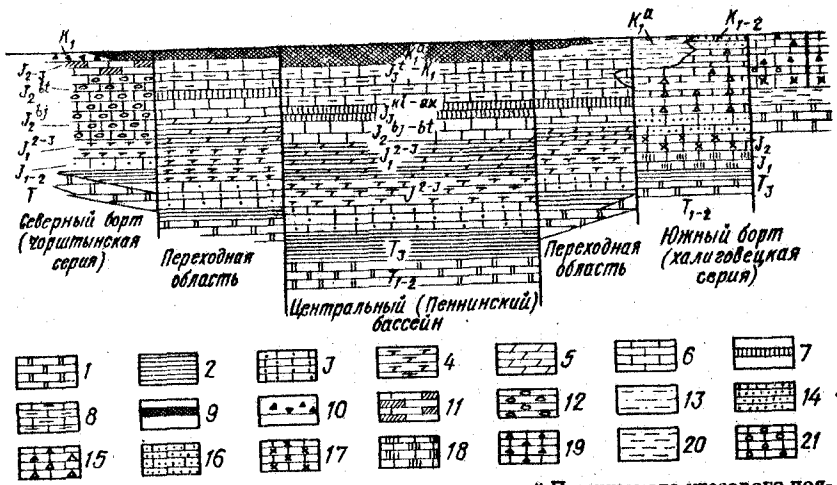


Рис. 4.4. Палиспантический профиль утесовых серий Пеннинского утесового пояса (по Шейбнеру, 1969 и Леонову, 1981).

Отложения: 1 – нижнего и среднего триаса, карбонатные фации, 2 – рэтский, карнийский и норийский ярусы, карпатский кейпер, кесенские фации, 3 – нижнего – среднего лейаса в грестенской фации; 4 – среднего – верхнего лейаса, пятнистые мергели; 5 – аалена, посидониевые слои; 6 – байос-бата, верхнепосидониевые слои; 7 – келловей-оксфорда, радиоляриты; 8 – титон-неокома, калпионелловые известняки; 9 – альб, пелагические мергели; 10 – нижнего мела, спицские сланцы и известняки; 11 – келловей-кимериджа, чорштынские комковатые известняки; 12 – бата, красные криноидные известняки, образования байоса – белые криноидные известняки; 13 – альба, флишеподобные отложения; 14 – среднего мела, флиш; 15 – ургонские известняки; 16 – келловей-оксфорда, известняки и кремни; 17 – доггера, брекчиевидные, комковатые и органогенно-детритовые известняки; 18 – лейаса, красные и зеленые песчанистые известняки; 19 – неокома, известняки; 20 – лейаса, коричневые известняки, пятнистые мергели; 21 – мальма, красные оолитовые известняки

число седиментационных перерывов и горизонтов хард-граунда, состав осадков (ракушняки, детритусовые, обломочные и комковатые известняки), примесь терригенного материала в карбонатных породах, перемыв и переотложение пород более древних горизонтов в более молодые осадки, наличие мелководной бентосной фауны.

В пеннинской группе серий юрско-неокомские осадки отлагались в открытом и глубоком бассейне с непрерывной седиментацией в условиях некомпенсированного прогибания, на что указывают незначительные мощности осадков, образование пелагических мергелей, известняков и радиоляритов, отсутствие примеси кластического материала и мелководной фауны. Аммониты встречаются редко, но появляется большое количество аптихов и радиолярий, которые не растворяются на больших глубинах.

В отложениях халиговецкой серии, как и чорштынской, вновь появляются черты мелководности.

Зональная дифференциация описанных образований [131, с. 86–87] Пеннинского утесового пояса свидетельствует о существовании обширного юрско-неокомского морского бассейна с пелагической седиментацией, который был ограничен с севера и юга подводными отмелями.

Аналогичные породы встречены и в меланже фундамента Закарпатского миоценового прогиба, Мармарошской утесовой зоны, Мармарошского кристаллического массива, Раховско-Буркутской группе зон. Это образования обнижской (нижняя юра), рударненской (средняя юра), багетульской, чивчинской, довгоруньской, белашевско-головатичской (верхняя юра) и других свит. В целом они представлены массивными и тонкослоистыми известняками от светло- и темно-серых до черных, местами криноидными, с прослоями порфиритовых диабазов и их туфов, линзами черных кремней, черных кремнистых аргиллитов, яшм и т.д. [46, 59, 123, 124]. В целом здесь можно выделить как мелководные, так и глубоководные осадки. Чередование светлых и пестроцветных разностей в разрезе юрско-неокомского возраста свидетельствует о смене компенсированного и замедленного осадконакопления в морском бассейне. Наличие в разрезе черноцветных известняков, бокситоносность (рударненская свита лейас-байоса), черных кремнистых сланцев, пестрота терригенно-карбонатных фаций – все это свидетельствует о том, что морской бассейн жил активной тектонической жизнью. К этому следует добавить существование пород офиолитовой ассоциации, сопряженных с глубоководными пелагическими осадками.

Образования юры известны также в пределах платформы и Предкарпатского прогиба, где они изучены глубоким бурением во Внешней зоне. В раннеюрское время в пределах Предкарпатья начал формироваться альпийский ТСМЦ, что выразилось в образовании базальной лагунно-континентальной формации. Так, в лейассовое время в западной части территории были развиты лагунные отложения – серые среднезернистые известковистые песчаники и алевролиты чередовались с прослоями аргиллитов, глин и каменного угля. Мощность их была более 100 м. В байос-батское время на западе развивается терригенная прибрежно-морская формация, а на востоке – пестроцветная базальная континентальная. Первая представлена темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами морского происхождения, вторая – континентальными пестроцветными глинами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. В позднеюрское время континентальные и прибрежно-морские условия вследствие трансгрессии сменились условиями открытого мелководного морского бассейна, в котором, благодаря жаркому климату, накапливались сульфатно-карбонатные, а в верхней – собственно карбонатные осадки. Характерно, что мощности каждой формации и субформации увеличиваются с востока на запад от 0 до более 1000 м.

Анализ изменения мощностей и фаций [35, 62, 201, 202] свидетельствует о том, что породы юры (а возможно, и триаса), несомненно, залегают в основании глубоко погруженной Внутренней зоны Предкарпатского краевого предгорного прогиба. Начинаясь с трансгрессивной лагунно-континенталь-

ной формации (нижняя и средняя юра), через терригенную прибрежно-морскую (средняя юра), образования юры завершаются трансгрессивной карбонатной формацией (верхняя юра).

Таким образом, можно сделать вывод, что раннеальпийский ТСМЦ (триас – юра – ранний мел) в пределах исследуемой территории проходил в условиях регионального растяжения (спрединга), о чем свидетельствуют породы офиолитового комплекса (габбро, габбро-диабазы, ассоциирующие с пелагическими осадками). Спрединг сопровождался погружением зон растяжения, в которое были вовлечены и краевые части расходящихся континентальных блоков эпипалеозойской платформы; в пределах этих блоков шло шельфовое осадконакопление. В результате на запад – юго-западе региона формировалась кора океанского типа (на месте современных Закарпатского прогиба, Пеннинской и Мармарошской утесовых зон, а также Раховско-Буркутской группы зон), а на северо-востоке на континентальной коре накапливались шельфовые трансгрессивно-регрессивные терригенно-карбонатные осадки в условиях открытого моря и жаркого климата. В целом это – предгеосинклинальный этап развития, характеризующийся деструкцией земной коры и формированием пространств с корой океанского типа, показательным образованием которой является офиолитовый комплекс пород.

Геосинклинальный комплекс формаций – это формации, образующиеся на собственно геосинклинальном этапе развития в условиях резко дифференцированных тектонических движений со значительными скоростями и амплитудами.

В целом геосинклинальные мел-палеогеновые сообщества пород Украинских Карпат представляют собой генетический ряд преимущественно песчано-глинистых образований, которые по условиям формирования, составу, морфологии относятся к флишевой формации. "... Все установленные в Украинских Карпатах фациально разнотипные отложения мела и палеогена в совокупности представляют флишевую формацию" [45], которая "... представляет собой четко обособленный в общем геологическом разрезе полифациальный комплекс ритмично чередующихся отложений, образовавшихся в специфических условиях геотектонического и гидродинамического режима на протяжении мел-палеогенового геосинклинального развития северного сегмента океана Тетис. Повышенная пульсационная тектоническая активность, проявившаяся непосредственно в самой геосинклинали и в смежных районах, запечатлелась не просто в типично флишевой ритмичности. Обусловливая общую палеогеографическую обстановку (с заметной расчлененностью рельефа дна, непостоянством очертаний внутрибассейновых желобов, подводных и надводных островных поднятий – кордильер, а также с изменчивостью гидродинамического режима), она явно отразилась в вертикальном и латеральном распределении литофаций... Существующей разнотипностью строения отдельных толщ подчеркивается изменчивость специфических особенностей флишенакопления и полифациальность самой формации. Все мел-палеогеновые толщи по условиям образования тесно связаны

между собой единством территориального распространения и являются следствием воплощенного в них единого цикла истории геологического развития геосинклинали" [45, с. 13].

Еще в 1948 г. Н.В.Вассоевич пришел к выводу, что ф л и ш – это особая геогенерация, и что он является порождением определенной геотектонической зоны с особенным режимом, зоны с отчетливо выраженной и устойчивой дифференциацией рельефа на взаимосвязанные области длительного опускания и седиментации (флишевый трог), с одной стороны, и области столь же длительного поднятия и размыва (кордильеры), – с другой. Специфическая цикличность флиша, его приуроченность к определенным геотектоническим элементам земной коры, его геоисторическая стадийность – все это в сумме, как отмечает Н.В.Вассоевич [29], позволяет считать флиш особым типом, особой категорией, особым порождением, особой генерацией геологических образований.

Основными породами, слагающими карпатскую флишевую формацию, являются гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, реже конгломераты, известняки, силициты, сидериты, туфы. Характер чередования – в основном мелкая правильная асимметричная цикличность, благодаря которой образуются флишевые многослои-наноциклиты с мощностью циклитов 0,1–1 м (иногда микроциклиты с мощностью циклитов более 1 м).

Кроме того, встречаются своеобразные толщи обвально-оползневых фаций ("дикий флиш") с олистостромами (конгломерат-песчаные породы соймульской свиты раннего мела, бучеджские конгломераты Румынских Карпат и т.д.). По вещественному составу они напоминают молассовые формации, на основании чего некоторые исследователи исключили эти образования из флишевой формации. В аналогичной ситуации оказались и песчанистые толщи (типа лютской, ямненской, буркутской, черногорской, выгодской свит). Тем не менее все они составляют единое целое в теле одной геоисторической формации – флишевой [45].

Обращает на себя внимание крайне неравномерное площадное и вертикальное распространение каждого из перечисленных типов пород в теле флишевой формации. Геотектонический режим Карпатской геосинклинали в мел-палеогеновое время, близость к источникам сноса терригенного материала или отдаленность от них, характер подстилающего ложа (сиалическое или симатическое) и реакция на глубинные процессы в Средиземноморском поясе, гидродинамический режим бассейна – все это привело к формированию терригенных, терригенно-мергельных, карбонатно-терригенных, терригенно-карбонатно-кремнистых толщ флишевой формации с характерными текстурными знаками (механоглифами и биоглифами), в которых макрофауны приктически нет. Закономерной особенностью для них является флишевая многослойность. Вместе с тем изучение строения циклитов (нано- и микроциклитов) показало, что Карпатский флиш не везде является типичным флишем, что связано с условиями седиментации в различных участках флишевого бассейна (близостью к источникам сн са – кордильерам, раз-

витием в эвгеосинклинальной или миогеосинклинальной части бассейна). Поэтому в объеме флишевой формации мы выделяем субформации.

Если флишевая формация (геогенерация) отражает развитие крупного геологического тела (в данном случае Карпатской геосинклинали), то ее парагенезисы – субформации – распределяются в соответствии с изменчивостью тектонических и физико-географических условий по площади, с одной стороны, и их геологической эволюцией – с другой, образуя соответственно латеральные и вертикальные ряды субформаций. Каждый ряд субформаций характеризуется полосовидным распространением вдоль геосинклинального прогиба, значительной протяженностью (до 1000 км вдоль Карпатской дуги) и небольшой шириной (10–50 км); большими мощностями, достигающими 1000 м и более, отвечающими значительной скорости накопления – до 10–200 м за 1 млн. лет; литологической выдержанностью по простиранию; преимущественно глубоководной обстановкой накопления в бассейнах нормальной солености; существенной ролью подводных обвально-оползневых образований и текстур в алеврит-песчаных породах; скудостью остатков макрофауны; примесью вулканокластического и пеплового материала.

На рис. 4.5 римскими цифрами показаны: А – северо-западная часть Украинских Карпат: I – *Закарпатский внутренний прогиб*; з о н ы: II – Пеннинская, III – Мармарошская , IV – Магурская, V – Дуклянская, VI – Преддуклянская, VII – Кросно (Силезская), VIII – Венгловецкая, IX – Скибовая; X – *Предкарпатский прогиб с зонами*: а – Внутренней, б – Внешней; Б: I – *Закарпатский внутренний прогиб; з о н ы:* II – Пеннинская, III – Мармарошская, IV – Раховско-Буркутская группа зон; V – Мармарошский кристаллический массив; VI – Свидовецкая, VII – Черногорская, VIII – Скибовая; IX – Предкарпатский прогиб с зонами: а – Внутренней, б – Внешней.

По вещественному составу в объеме флишевой формации Украинских Карпат выделяются следующие основные субформации: 1) микститовая (Мк) – грубый или "дикий" флиш с преобладанием конгломератов из экзотических пород и олистолитов (и олистостромов) – типа соймульских конгломератов, образований Пеннинской зоны утесов, тарничорской свиты и др.; 2) песчаного флиша (толщи с преобладанием псаммитов и участием псефитов типа лютской, ямненской, буркутской, черногорской, терещовской, выгодской свит); 3) сланцевая – с преобладанием глинистых пород, образующих флишоидные (флишевые) многослои с песчаниками и алевролитами, сидерит- и силицитоносные (типа раховской, нижнещипотской, нижнеспасской свит); 4) терригенного флиша (ФТ) – толща типичных для карпатского флиша флишевых многослоев (гравелит – песчаник – алевролит-аргиллит) – типа иноцерамовых слоев стрыйской свиты; 5) карбонатного или мергельного флиша (ФМ) с постоянным участием карбонатных разностей (мергелей, известняков) – типа слоев пуховской и романской свит; 6) карбонатно-терригенного флиша (ФК-Т) с участием в терригенном

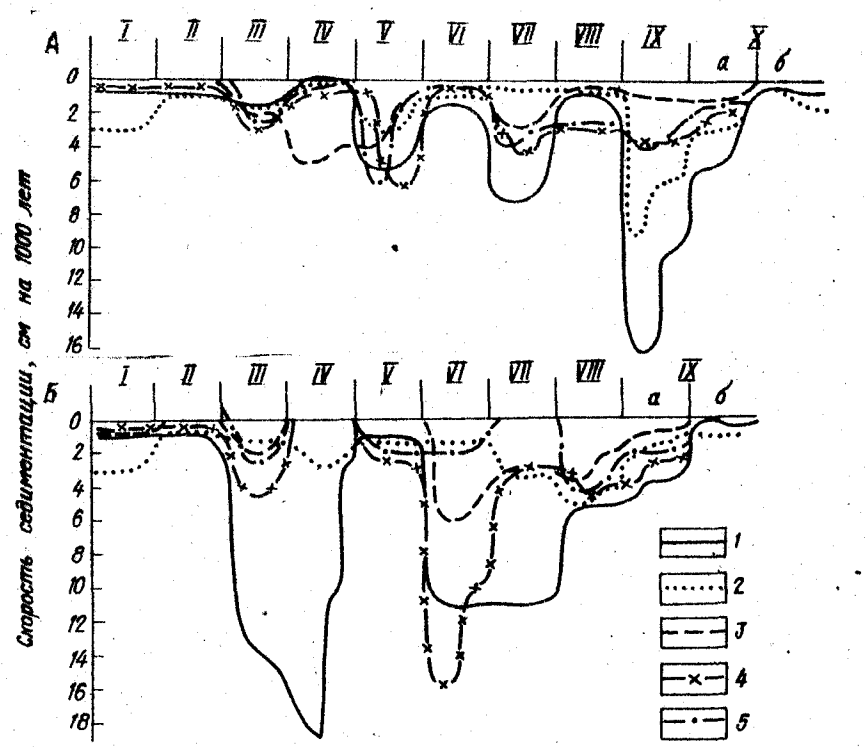


Рис. 4.5. Интенсивность осадконакопления в Украинских Карпатах в мел-палеогеновое время (составила Л.Т.Бойчевская):
1 – ранний мел, 2 – поздний мел, 3 – палеоцен, 4 – эоцен, 5 – олигоцен

флише карбонатных разностей (карбонатных аргиллитов, мергелей, известняков) – типа образований кричевской, свалявской свит; (см.рис. 4.2).

Каждая субформация представляет собой геологическое тело, вещественное развитие которого связано с эволюцией геосинклинали, когда на каждой ее стадии развития в пределах той или иной геоструктуры формировались латерально-вертикальные ряды субформаций. В пределах украинской части Восточных Карпат выделяем, с одной стороны, эвгеосинклинальные (ЭГС), миогеоантиклинальные (МГА) и миогеосинклинальные (МГС), а с другой – раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный и предорогенный соответственно латеральные и вертикальные ряды субформаций.

Раннегеосинклинальный латеральный ряд субформаций связан с раннегеосинклинальной стадией развития Карпатской геосинклинали на протяжении раннемелового времени (от готерива до апт-альба), т.е. около 20 млн. лет формировался латеральный ряд ЭГС, МГА и МГС субформаций. Анализ геофизических данных (ГСЗ, КМПВ) и наличие офиолитового комплекса пород свидетельствуют о заложении ЭГС на симатической коре океанского типа, а МГА и МГС – на сиалической континентального типа [83].

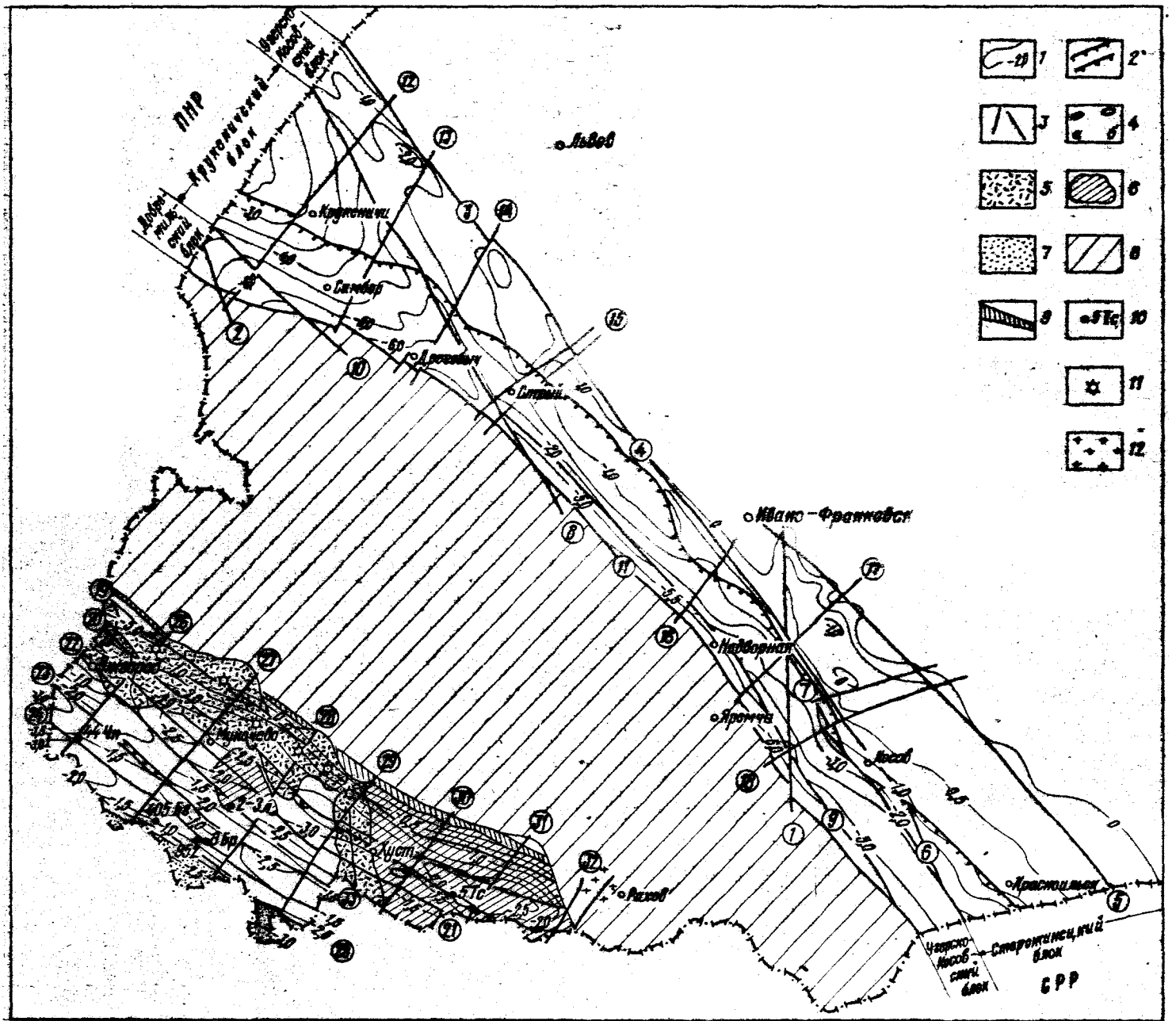


Рис. 4.6. Доолигоценовая поверхность Внешней зоны Предкарпатского и Закарпатского прогибов (составил В.М.Щерба);
1 — изогипсы доолигоценовой поверхности; 2 — линии надвигов; 3 — разломы; 4 — солянокупольные структуры: а — диапировые, б — криптодиапировые; 5 — нерасчлененные неовулканиты; 6 — терригенно-вулканогенно-соленосная и терригенно-вулканогенная субформации; 7 — Паннонская впадина; 8 — Складчатые Карпаты; 9 — зона Утесов; 10 — скважины, вскрывшие породы офиолитовой ассоциации; 11 — стратовулканы; 12 — Мармарошский кристаллический массив

Формирование раннегеосинклинального латерального ряда субформаций Карпат связано с началом процесса геосинклинального развития, которое "... знаменуется началом компенсации растяжения геосинклинальной системы сжатием" [238, с. 8]. Это, в свою очередь, привело к образованию и функционированию сейсмофокальной зоны Беньофа на границе океанской и континентальной литосферных плит, направленной в пределах территории Украинских Карпат под последнюю. Окраинное Пеннинское море, отчленившееся от открытого океана Тетис Паннонским микроконтинентом, заполнялось осадочными и вулканогенными субформациями.

В приокеанской эвгеосинклинальной зоне формируется пелагическая кремнисто-карбонатно-вулканогенная формация, включающая готтерив-берриасские образования каменнопотокской (Раховская зона) и свалявской (Пеннинская зона и фундамент Закарпатского прогиба) свит. Она сложена в основании темно-серыми до черных массивными известняками с прослоями порфиритовых диабазов и их туфов, а также черных кремней, черных пелитов, а в верхней – светло-серыми тонкослоистыми пелитоморфными известняками (известняковыми турбидитами) с кремнями и пелитовыми прослоями. Мощность 100–150 м. Возрастные аналоги этой субформации в приконтинентальной (миогеосинклинальной) зоне Карпат в настоящее время неизвестны. В пределах платформы этот период характеризуется перерывом в осадконакоплении.

В австрийскую фазу складчатости на протяжении апт-альбского времени произошла структурная перестройка территории, в результате чего создались условия для осадконакопления латерального ряда субформаций: эвгеосинклинальной пелагической карбонатно-терригенной, миогеоантиклинальной микститовой, миогеосинклинальной сланцевой (аспидной) и платформенной карбонатно-терригенно-кремнистой.

Эвгеосинклинальная пелагическая карбонатно-терригенная субформация Карпат представлена образованиями кричевской, тиссальской (Пеннинская зона), раховской (Раховская зона), белотисенской (Суховская зона) свит, сложенных в основном флишоидными, реже флишевыми многослоями черноцветных аргиллитов и мергелей с прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Мощность ее до 1000 м. Скорость седиментации в основном 10–15 м за 1 млн. лет и достигает максимума на Раховщине до 200 м за 1 млн. лет (см. рис. 4.5).

Миогеосинклинальная сланцевая (аспидная) субформация представлена образованиями нижней части шипотской и спасской свит. Это преимущественно черные эвксинского типа флишевые и флишоидные многослои тонкоплитчатых алевролитов и аргиллитов с прослоями и линзами стекловатых песчаников и сидеритов, местами окремнелых аргиллитов, кремней. Встречаются пиритовые, марганцевые и кремневые конкреции (Черногорская зона). К северо-востоку разреза в сланцевой субформации спасского типа наблюдается увеличение псаммитовых разностей, вплоть до появления тершовских толстослоистых массивных песчаников на северо-западе Скибовой

зоны в бассейне р.Днестр. Скорость осадконакопления до 100–140 м за 1 млн. лет (см. рис. 4.5).

Эта стадия развития геосинклинали характеризуется началом перехода от этапа широкого развития бассейна с меланократовым фундаментом к этапу консолидации гранитно-метаморфического слоя. Она сопровождалась дискретными горизонтальными перемещениями, вещественное выражение которых зафиксировалось формированием специфических комплексов пород – микститов разных генетических типов [131]. Известно, что микститы широко распространены в геосинклинальных формациях и весьма разнообразны по составу и структуре, мощности и взаимоотношению с вмещающими толщами. Единственный признак, как отмечает И.В.Хворова, устойчиво сохраняющийся во всех описаниях, – это "двумодальный состав" отложений (т.е. наличие связующей массы и крупных обломков) и хаотическое строение. Для подобного рода образований альпийских геосинклиналей применяются разные термины – олистолитовая (или олистостромовая) формация, формация "дикого флиша" (наиболее распространенный термин) и так называемая спарагмитовая формация [172].

Для справки отметим, что понятием "спарагмитовая" формация (серия) обозначаются верхнепротерозойские грубообломочные комплексы пород (в том числе и тиллиты) Скандинавского п-ова, которые характеризуют орогенный комплекс формаций байкалид.

Как показали исследования М.Г.Леонова, для обозначения всех разновидностей хаотических комплексов термин "микстит" наиболее удачен и рационален, поскольку "... микститы – грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки, основной массе (матриксе), несортированные и нестратифицированные" [131, с. 6]. Они формируют протяженные и четко ограниченные в пространстве геологические тела, которые сложены специфическим комплексом грубокластических пород с хаотическим внутренним строением. Как правило, микститы разных типов присущи геосинклинальному периоду развития орогенов и ассоциируют с различными формационными группами пород, отличаясь от них набором признаков внутреннего строения. Термин "микстит" включает в себя понятие "меланж" и "олистостром", обозначающие образования соответственно тектонического и оползневого генезиса. М.Г.Леонов [131] сделал вывод, что кластический материал микститов образуется в результате тектонической дезынтеграции тектонических покровов и шарьяжей. При этом перемещение осуществляется обвальными и оползневыми процессами. В итоге образуется тектоно-гравитационные микститы – "... вещественное выражение единства и взаимосвязанности тектонических покровов и шарьяжей" [131, с. 165]. В период развития тектоно-гравитационных микститов происходят замыкание бассейнов океанского типа и их исчезновение, вовлечение в движение и скучивание сиалических блоков и преобразование общей палеогеографии и структуры земной коры в пределах геосинклинальной области [131, с. 162].

"Формационная принадлежность микститов и состав их обломков отражают определенную стадию истории развития каждой конкретной области, где формируются микститы, т.е. конкретный состав и строение тектоно-гравитационных микститов отражают региональные особенности области проявления горизонтального сжатия и становления тектонических покровов и шарьяжей" [Там же, с. 161].

Исходя их изложенного, мы считаем правомерным в латеральных рядах геосинклинальных образований выделять микститовую субформацию, представляющую в конечном итоге геологическое тело с соответствующими формами и размерами, специфическим составом, определенной временной приуроченности и являющуюся показателем горизонтальных подвижек (скучивания) — неотъемлемым явлением в геосинклинальном процессе преобразования коры океанского типа в кору континентального.

На раннегеосинклинальной стадии формируются "офиолитовые" и "офиолит-кластовые" микститы. Первые в начале проявления скучивания образуют офиолитовый меланж в эвгеосинклинальной области (основание Закарпатского прогиба Пеннинского утесового пояса), который перерабатывается последующими покрово-надвиговыми процессами, давая начало "офиолит-кластовым" тектоно-гравитационным микститам. Как те, так и другие пространственно связаны с породами офиолитовой ассоциации и образуются за счет их разрушения. Они залегают среди флишоидных толщ, перекрывающих и офиолитовый комплекс, и структурно-фациальные зоны, соседствующие с областями развития пород офиолитовой ассоциации [131].

В пределах исследуемой территории развита офиолит-кластовая микститовая субформация тектоно-гравитационной природы. Это образования соймульской свиты, "маркирующий глыбовый горизонт" раховской свиты, вильдфлиш белотисенской свиты и т.д.

В целом раннегеосинклинальной стадии развития Карпатского орогена присуще региональное формирование преимущественно черносланцевой флишевой субформации (так называемый котинский комплекс черного флиша [44]), нижняя часть которой (баррем – апт) сидеритоносна, а верхняя (альб) обогащена силицитами. Анализ латеральных рядов субформаций показывает, что этот период знаменует начало субдукции (появление микститов), сопровождающейся раннемеловой трансгрессией. Дно геосинклинального бассейна было слабо расчлененным. Меловая трансгрессия проникла в пределы юго-западного склона платформы. Это окраинное море на юго-западе отделялось от геосинклинального бассейна краевым платформенным поднятием (так называемая Сандомирско-Добруджинская гряда), являющимся основной грядой с многочисленными проливами, по которым "осуществлялась активная связь водных масс эпиконтинентального моря с геосинклинальным" [206, с. 16]. Последнее обстоятельство и эффект апвеллинга вдоль дивергенции водных масс обусловили процесс кремненакопления как в платформенных, так и геосинклинальных осадках [206–208].

Позднегеосинклинальная стадия знаменуется прекращением расширения геосинклинальной системы и протекает в условиях преобладающего сжатия (субдукции) вдоль зоны Беньофа. Процесс этот в Украинских Карпатах начался, очевидно, уже в альбе (конец австрийской фазы складчатости) и продолжался до эоцена включительно, т.е. около 60 млн. лет.

Анализ показал, что вследствие проявления ларамийской и пиренейской фаз складчатости создались условия для формирования двух макроциклотем (или циклокомплексов): русичанской (позднемеловой) и карпийской (палеоцен-эоценовой).

Как отмечает О.С.Вялов [43], "в раннемеловое время промежуточные кордильеры еще не были сильно развиты, они еще не разделяли флишевые троги настолько, чтобы вызвать в них заметные фациальные изменения" [43, с. 293]. Поэтому и раннемеловый (или антийский) циклокомплекс представлен в целом единой черносланцевой флишевой субформацией сравнительно выравненных фаций.

В отличие от раннегеосинклинальной стадии на позднегеосинклинальной возрастает роль кордильерных поднятий, которые в значительной степени определяли характер осадконакопления во флишевом троге.

Анализ русичанской и карпийской макроциклотем (циклокомплексов) свидетельствует о постепенном изменении палеогеографической ситуации и интенсивности процессов осадконакопления во флишевом бассейне, что, в свою очередь, отражает нарастание напряженности тектонического режима Карпатской геосинклинали [45, 125, 178 и др.]. Вещественно тектонический режим позднегеосинклинальной стадии зафиксирован именно в этих двух макроциклотемах (циклокомплексах). Начало каждого из них знаменуется скачкообразной морской трансгрессией, резким углублением бассейна седиментации, выравниванием фаций и накоплением преимущественно глубоководных пелитоморфных, как правило, пестроцветных флишевых (или флишевидных) многослоев незначительной мощности. Это пестроцветные горизонты красных и зеленых пелитовых пород с прослоями радиоляритов, местами кремнистых известняков илемкинской и яловецкой свит в основании русичанской макроциклотемы (конец альба – начало сеномана) и пестроцветные отложения яремчанского горизонта с его аналогами в гнилецкой и других свитах в основании карпийской макроциклотемы (дат – палеоцен).

В позднемеловую эпоху обособились основные структурно-фациальные зоны Карпат. Возросла роль кордильер – источников сноса терригенного материала. Многообразие литофаций составляет терригенную флишевую субформацию. В Скибовой зоне это фукоидные кремнистые мергели головнинской свиты (сеноман-нижний турон) и серые песчано-глинистые флишевые многослои стрыйской свиты (верхний турон – дат); в Дуклянской зоне – темноцветные песчано-глинистые многослои березнянской свиты; в Черногорской – серо-цветные песчаные и глинисто-песчаные карбонатные флишевые многослои соответственно черногорской и скуповской свит; в Свидовецкой зоне уже появляются терригенно-мергельные флишоидные многослои лолинской свиты, тяготеющие к образованиям миогеоантиклинального типа – по данным [163]. В целом эта макроциклотема характеризуется

регрессивным типом осадочной дифференциации. В ее объеме мы вслед за В.Н.Утробиным [228] выделяем две незавершенные элементарные мегациклотемы: сеноман-кампанскую и маастрихт-датскую продолжительностью соответственно до 20–25 млн. и 5–10 млн. лет. Причем первая характеризуется относительной завершенностью регрессивного мегацикла, а вторая – значительной незавершенностью регрессивного характера (полное отсутствие верхней регрессивной части разреза). Это связано с началом проявления ларамийской фазы складчатости, обусловившей регрессию (закрытие) окраинного мелового моря на платформе.

В раннепалеогеновую эпоху тектонический режим геосинклинали характеризовался еще большим напряжением регионального сжатия. На прилегающей к геосинклинали платформе море полностью закрылось. В геосинклинали отложения палеоцена и эоцена имели наиболее пестрый состав, обусловленный резко дифференцированным рельефом бассейна. Эти отложения представлены пестроцветно-сероцветными терригенными флишевыми многослоями, чередующимися с карбонатными флишоидными. Весь описываемый период территорию как бы лихорадило. По мнению А.С.Пилипчука и др. [178] от раннего мела к олигоцену возрастает роль кордильер как источника сноса, что отразилось в постепенном увеличении количества полимиктовых пород среди песчаников и алевролитов. Меняется во времени и план распределения фациальных типов разрезов; при этом общепринятое деление на структурно-фациальные зоны не исчерпывает литофациальной изменчивости пород карпийского циклокомплекса. В объеме последнего, вслед за В.Н.Утробиным [228], мы выделяем три мегациклотемы: палеоценовую, ранне- и среднеэоценовую, позднеэоценовую продолжительностью 5–10 млн. лет. Как и в случае русичанской макроциклотемы, карпийская характеризуется регрессивным типом дифференциального осадконакопления, где две первые имеют относительно завершенный ряд, а последняя – незавершенный. Этот период характеризуется значительной изменчивостью литофаций вкрест простирания (продольная зональность), а также и по простиранию (поперечная зональность). Палеоценовая мезоциклотема (циклокомплекс) в основании сложен преимущественно пестроцветными пелитовыми глубоководными флишевыми многослоями яремчанского и других горизонтов, которые вверх по разрезу и по площади замещаются песчаными флишоидными толщами ямненских песчаников (Скибовая зона), лютской (Дуклянская зона), гнилецкой (Черногорская зона), верхов урдинской (Свидовецкая зона) свит.

Строение нижне-среднеэоценовой мезоциклотемы аналогично палеоценовой. Но в отличие от нее отмечается сокращение бассейна, о чем свидетельствует характер литофаций. Так, на северо-западе (Скибовая зона Карпат и Внутренняя зона Предкарпатского прогиба) мезоциклотема имеет черты полного сходства с подстилающей палеоценовой, только более полная в своем регрессивном развитии. Это пестроцветные глинистые и глинисто-песчаные флишевые многослои манявской свиты, переходящие вверх по разрезу

в сероцветные песчаные и песчано-глинистые флишоидные и флишевые многослои выгодской свиты. В направлении к более внутренним частям геосинклинали отмечается заметное преобладание в разрезах псаммитовых фациальных разновидностей песчано-глинистого флиша (типа стричавской свиты Дуклянской зоны, бобрукских слоев Свидовецкой зоны) и песчаного (типа тошильчанской свиты Черногорской зоны).

Верхнеэоценовая мезоциклотема характеризуется неполнотой и незавершенностью из-за отсутствия четко выраженной верхней части. Она сложена в основном песчано-глинистыми флишевыми многослоями и песчаными флишоидными образованиями.

События, вызвавшие формирование позднемиогеосинклинальных комплексов, обусловливались функционированием субдукции в зоне Беньофа. В это время во внутренних частях (эвгеосинклинали и переходной к миогеосинклинали зоне) прогрессирует скучивание, покровообразование, которое формирует микститовые геологические тела (меланж донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Пеннинского утесового пояса), сопровождавшееся накоплением эвгеосинклинальных субформаций: флишоидной карбонатно-терригенной, флишоидно-мергельной и микститовой ("дикий флиш", олистолиты, олистостромы).

Здесь, как и в миогеосинклинали, намечаются две макроциклотемы: позднемеловая (аналог русичанской) и палеоцен-эоценовая (аналог карпийской). В фундаменте Закарпатского прогиба первая представлена флишоидной карбонатно-терригенной субформацией средне–верхнекричевской свиты, которая к северо-востоку замещается флишоидной мергельной субформацией романской (фундамент Закарпатья) и пуховской (Пеннинская и Мармарошская зоны) свит. Вторая характеризуется палеоценовым перерывом в Закарпатье и Пеннинской зоне и наличием базального валунно-галечного горизонта в основании метовской свиты Мармарошской зоны. Последующее осадконакопление формирует субформации флишоидного облика. Это флишоидная карбонатно-терригенная (байловская свита Закарпатья), флишевая терригенная (подгальский флиш, или вульшавская свита в Закарпатье), флишоидная терригенная (вульховчикская свита Пеннинской зоны), флишоидная терригенно-мергельная (метовская свита Мармарошской зоны), которые ассоциируют с обвально-глыбовыми и валунно-галечными микститовыми образованиями доэоценовых комплексов (в том числе и офиолитовых). Промежуточное положение занимают субформации Мармарошского кристаллического массива и Раховско-Буркутской группы зон.

Сложнейшие сочетания осадочных разностей, характер залегания, обилие микститов (в том числе офиолито-кластовых), наличие перерывов в осадконакоплении, флишоидный мергельно-терригенный облик, сложное структурно-тектоническое строение – все это свидетельствует о том, что Мармарошский кристаллический массив на позднегеосинклинальной стадии в Карпатской геосинклинали выполнял роль миогеоантиклинального поднятия в системе невулканических островных дуг Карпат. Он сформировался за счет

смятия, скучивания осадочной и осадочно-вулканогенной (в том числе офиолитовой) толщи, вызванного субдукцией в зоне Беньофа океанской коры под континентальную. Становление этого поднятия связано с раннегеосинклинальной стадией развития, а на позднегеосинклинальной оно было основным поставщиком обломочного материала во флишевый трог. Благодаря мутьевым потокам, обломочный материал поступал на дно трога и разносился вдоль его оси продольными течениями; об этом свидетельствует ориентировка борозд, обычно покрывающих нижнюю поверхность гравелитов и песчаников, которые составляют основание циклитов.

Здесь следует еще раз отметить, что в отличие от Альп [80] в украинской части Карпат зона субдукции была направлена с юго-запада на северо-восток, что подтверждается проявлениями зон андезитового и кислого вулканизма [75].

В желобе, возникшем между океаном и континентом, происходило неупорядоченное скучивание осадочных и магматических пород. Их интенсивная раздробленность, наличие зеркал скольжения и зон брекчирования, во многих случаях безкорневое аллохтонное залегание свидетельствуют о неоднократном воздействии тектонических процессов. Анализ показал, что все выходы на поверхность мезозойских пород Пеннинской и Мармарошской утесовых зон и породы фундамента Закарпатского прогиба можно рассматривать как составные части полимиктового меланжа, образовавшего фундамент неогенового вулканического пояса, имеющего островодужный характер [83].

Скол и скучивание фрагментов литосферной плиты сопровождались образованием покровов и активизацией магматической деятельности, в результате чего формировались гранитные интрузии, а также происходили метаморфические изменения ранее накопившихся осадков. Так, в Западных Карпатах установлены гемеридные граниты верхнего мела (район Баховиц, ПНР). Обломки гранитоидов широко развиты и в составе палеогеновых конгломератов Пеннинской зоны на всем ее протяжении (от района Братиславы в Чехословакии до бассейна Терешвы в Советском Закарпатье). Их возраст, по радиологическим данным, преимущественно раннемеловой [121]. Обломки гранитов, гранитпорфиров, кварцитов, кварцитовых сланцев, гнейсов и так далее составляют тарничорскую свиту (коньяк – дат) Красношорской зоны, отнесенную нами к Раховско-Буркутской группе зон.

В настоящее время установлено, что доальбский комплекс пород северо-западного окончания Мармарошского прогиба претерпел многоэтапный низкотемпературный метаморфизм, который имел локальный динамотермальный характер. Как показывают исследования В.И.Лашманова [129], метаморфические изменения осадочных доальбских пород находятся в прямой зависимости от местоположения разломов, по которым предположительно поступали гидротермальные растворы, с одной стороны, и осуществлялся эффект давления – с другой.

Орогенный комплекс формаций сменяет геосинклинальный и характеризует сложную эволюцию горообразовательного процесса и становления структуры Карпатского горного сооружения в таком виде, каким мы видим его сейчас. Длительность орогенного этапа Карпат превышает 30 млн. лет. Орогенный этап отличается высокой тектонической активностью. Особенности становления Карпатского горного сооружения, вещественное выражение которых зафиксировано вертикально-латеральными рядами формаций и субформаций, дают возможность выделить три стадии продолжительностью 10–15 млн. лет каждая: переходную (или предорогенную), раннеорогенную и позднеорогенную (см. рис. 4.5).

Переходная (предорогенная) стадия охватывает олигоцен-ранний миоцен (эггерий). Она связана с проявлениями пиренейской фазы складчатости, благодаря чему формировались изолированные бассейны эвксинского типа с сероводородным заражением. В результате скучивания и покрово-образования в Карпатской геосинклинали из-под уровня моря вышел ряд геоантиклинальных поднятий. Роль кордильер уменьшилась, фации выравнялись. Образовалась мощная толща черных битуминозных терригенных флишоидных многослоев, ассоциирующих с сероцветным известковистым терригенным флишем. Характерно повышенное содержание органического вещества, преобладание на большей части территории полимиктовых псаммитов. Значительную роль играли туффиты, туфогенные силициты, бентониты [41, 42, 61, 62, 71, 81, 178]. Это – эвксинская субформация менилитовой и дусинской свит олигоцена, характеризующая начало горообразования.

Переходная стадия орогенного этапа сопровождалась конседиментационным покровообразованием [83], обусловившим обособление на северо-востоке краевого прогиба – Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, а на месте эвгеосинклинали – тыльного (или внутреннего) Закарпатского неогенового прогиба. В центральной остаточной межгорной Кросненской впадине продолжало развиваться реликтовое кросненское море раннемиоценового возраста [179]. В зависимости от палеогеографических условий, которые определялись дифференциацией тектонического режима, в каждом из прогибов накапливались переходные толщи осадков геосинклинально-орогенного типа.

В краевом неогеновом прогибе формировалась морская сероцветная терригенная флишоидная субформация поляницкой свиты; в межгорной (остаточной) впадине – сероцветная терригенная флишоидно-флишевая субформация кросненской свиты; в тыльном Закарпатском прогибе закладывалась германотипная грабенообразная структура, сопровождавшаяся накоплением грубообломочной молассы негровской свиты.

Темп роста центрального Карпатского поднятия, постепенно превращающегося в горное сооружение, все более опережал темп погружения краевого и тыльного прогибов, поэтому морские бассейны этих прогибов заполнялись продуктами размыва этого поднятия. Морские бассейны постепенно мелели, превращаясь либо в лагуны (в краевом прогибе), либо в аллювиальные рав-

нины, заливаемые затем морскими водами (тыльный прогиб), либо полностью отмирали (межгорная остаточная впадина).

Таким образом, переходная орогенная (или предорогенная) стадия предопределила заложение и развитие краевого, межгорного и тыльного прогибов, характеризующихся накоплением присущих только им набором субформаций.

Так, в краевом Предкарпатском прогибе формировалась переходная орогенная флишоидно-молассовая формация; вертикальный ряд ее состоит из морских черносланцевой эвксинской (менилитовая свита), сероцветной терригенной флишоидной (поляницкая свита) и лагунной терригенно-соленосной (нижневоротыщенская подсвита) субформаций. В межгорном (остаточном) прогибе Кросно вертикальный ряд представлен регрессивными морскими черносланцевой эвксинской (менилитовая свита) и сероцветной терригенной флишоидно-флишевой (кросненская свита) субформациями. В тыльном Закарпатском прогибе – это нижнемолассовая лагунно-континентальная терригенно-вулканогенно-соленосная субформация раннего миоцена.

События р а н н е о р о г е н н о й стадии связаны со структурными перестройками в савскую фазу складчатости. На этом этапе образовалась покровно-надвиговая структура Скибовой зоны Карпат и прилегающей к ней Бориславско-Покутской подзоны Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Постепенно в погружение вовлекалось краевое платформенное поднятие – Сандомирско-Добруджинская гряда. Миоценовая лагуна мигрировала к северо-востоку в сторону платформы [228], Предкарпатский прогиб из краевого превращался в передовой. Образовывалась и развивалась Самборско-Рожнятовская подзона Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

Начало этой стадии знаменуется появлением грубообломочной микститовой субформации трускавецких, загорских и слободских конгломератов – показателей значительных покровно-надвиговых преобразований. Вслед за ними формировался вертикальный ряд субформации нижних моласс, представленный лагунной соленосной верхневоротыщенской подсвитой, пестроцветной соленосной глинистой стебникской и баличской свитами раннего миоцена.

На п о з д н е о р о г е н н о й стадии в погружение вовлекалась прилегавшая с северо-востока Карпат платформа, в пределах которой откладывалась морская терригенная субформация верхних моласс бадения – сармата.

В тыльном Закарпатском прогибе, начиная с бадения, накапливалась субформация верхних моласс, представленная в нижней части морской терригенно-вулканогенно-соленосной (бадений – сармат), в верхней – озерной (пресноводной) терригенно-вулканогенно-угленосной (мэотис – плиоцен).

В заключение отметим, что вопросы формационного анализа Карпат многогранны и всеобъемлющи. Естественно, что в этом плане еще много дискуссионного. Но постоянно эволюционирующее геологическое мышление, направленное на интерпретацию реально существующей геологической летописи, по мере появления новых данных неизбежно будет совершенствовать методы и приемы. На современном этапе метод формационного анализа представляется наиболее рациональным при восстановлении геологических событий вообще и Карпат в частности. Распознавание и классификация того, что реально существует в геологической летописи, должно быть первоосновной наших представлений.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПРЕДКАРПАТСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В Предкарпатской нефтегазоносной провинции все известные промышленные скопления углеводородов сконцентрированы в мел-палеогеновых отложениях Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, а также в юрских, меловых и миоценовых (бадений, сармат) – Внешней зоны. На основании литолого-фациальных, структурно-тектонических, гидрогеологических и гидрогеохимических особенностей эти образования можно считать наиболее перспективными для поисков нефти и газа на больших глубинах и в дальнейшем.

Изучение парагенезисов и условий формирования мезозойских (юра, мел) и кайнозойских (палеоген, неоген) отложений в Предкарпатском прогибе дало возможность выделить устойчивые закономерные ассоциации пород – формации. Совокупность их представляет завершенный формационный ряд, отражающий единый крупный альпийский цикл осадконакопления. Не касаясь цикличности осадконакопления доальпийского основания, образования которых на данном этапе не представляют практического интереса для поисков нефти и газа, кратко остановимся на характеристике основных формаций альпийского цикла. Генетические особенности их дают возможность проследить этапы этого цикла, которые отражают историю тектонического развития Предкарпатской нефтегазоносной провинции, расположенной в зоне сочленения Карпатской геосинклинальной области и платформы.

В строении описываемой провинции можно выделить три типа формаций: платформенные (юра, мел, палеоген, низы неогена), геосинклинальные (мел, палеоген) и орогенные (неоген).

Формации п л а т ф о р м е н н о г о типа составляют основание Внешней зоны Предкарпатского прогиба и включают трансгрессивные базальную лагунно-континентальную (нижняя и средняя юра), терригенную прибрежно-морскую (средняя юра), трансгрессивно-регрессивную карбонатную (верхняя юра и мел) и континентальную (палеоген, карпатий неогена) формации, отражающие постепенное втягивание платформы в начале цикла, максимальное расширение трансгрессий в середине и последовательное развитие регрессий в конце.

Раннеюрское время знаменует начало альпийского цикла, вещественное выражение которого отмечается наличием базальной лагунно-континентальной формации. В лейасе в западной части территории развивались лагунные образования – серые среднезернистые известковистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов, глин и каменного угля. Мощность их более

100 м. В байосс-бате здесь же развивалась терригенная прибрежно-морская формация, а на востоке – пестроцветная базальная континентальная. Первая представлена темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами морского происхождения, вторая – континентальными пестроцветными глинами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность 0–280 м.

Обе формации переходят в трансгрессивно-регрессивную карбонатную формацию (верхняя юра, мел), состоящую из трех субформаций: ангидрит-доломитовую (келловей – оксфорд верхней юры), собственно карбонатную (киммеридж – титон верхней юры) и глауконит-меловую (нижний и верхний мел).

В позднеюрское время континентальные и прибрежно-морские условия сменились условиями мелководного морского бассейна, в котором, благодаря жаркому климату, накапливались сульфатно-карбонатные осадки, составляющие в нижней части разреза полифациальную ангидрит-доломитовую субформацию, а в верхней – собственно карбонатную. Первая мощностью 0 – 476 м состоит из ангидритов, доломитов, известняков с прослоями аргиллитов и песчаников, вторая мощностью 0 – 260 м – из известняков губковых, органогенно-обломочных, псевдоолитовых, оолитовых, иногда пелитоморфных с редкими прослоями мергелей, алевролитов и песчаников.

После относительно кратковременного перерыва в конце юрского и начале мелового периода формировалась глауконит-меловая формация (нижний и верхний мел). В составе ее широко развиты мергели, иноцерамовые известняки с глауконитом, органогенные известняки с конкрециями кремней, песчаники, алевролиты, аргиллиты, кварц-глауконитовые песчаники с включениями гравия и гальки. Общая мощность формации превышает 1000 м.

Развитие карбонатной формации сопровождалось частыми трансгрессиями и регрессиями бассейна, о чем свидетельствуют ее полифациальные парагенезисы и перерывы в осадконакоплении. Трансгрессивно-регрессивный характер карбонатной формации, в свою очередь, свидетельствует о значительной активности территории Внешней зоны прогиба в юрское и меловое время.

В конце мелового периода бассейн полностью закрылся и на протяжении длительного времени (палеоген – начало раннего миоцена) эта территория была сушей. Это выразилось в полном отсутствии тут отложений палеогенового возраста за исключением их фрагментарного залегания и континентальной формации мощностью до нескольких метров.

Формации геосинклинального типа формировались в мел-палеогеновое время в пределах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Здесь они представлены в основном флишевой формацией, полифациальные парагенезисы которой свидетельствуют о неравнозначных проявлениях тектонической активности на разных стадиях развития Карпатской геосин-

клинали в целом и ее северо-восточного замыкания в частности. Формации геосинклинального типа в теле Внутренней зоны прогиба представляют полный формационный ряд, характеризующий миогеосинклинальное развитие в мел-палеогеновое время.

Флишевая формация представлена снизу вверх следующими субформациями: черного битуминозного песчано-глинистого флиша спасской свиты (нижний мел); пестроцветного глинистого флиша илемкинской свиты (нижний – верхний мел); серого ритмичного песчано-глинистого флиша стрыйской свиты (верхний мел); пестроцветного глинистого флиша Яремчанского горизонта (палеоцен) и манявской свиты (нижний эоцен); зелено-серого ритмичного глинисто-песчаного флиша выгодской и быстрицкой свиты (средний – верхний эоцен); черного битуминозного песчано-глинистого флиша менилитовой свиты (олигоцен с маркирующими горизонтами черных силицитов и туфов). Общая мощность флишевой формации превышает 2000 м, она без видимого углового несогласия перекрывается мощной толщей молассовой формации неогена.

Литолого-фациальная характеристика и анализ мощностей отдельных субформаций флишевой мел-палеогеновой формации показали, что во Внутренней зоне их формирование было связано с поперечной зональностью. Наибольшими прогибаниями характеризуется центральная часть прогиба (Долинская депрессия). На северо-западе и юго-востоке прослежены соответственно Подбужская и Надворнянская депрессии. На их склонах отмечена максимальная концентрация песчаного материала в разрезе отложений флишевой формации.

Установлено, что основной нефтегазоносной толщей являются отложения палеогена. Для них характерно неравномерное распределение песчаных пород-коллекторов вдоль прогиба. В объеме ямненской свиты они имеют наибольшую мощность (100–200 м) в пределах Подбужской депрессии, а наименьшую (20–60 м) – на Майдан-Ивано-Франковском и Микуличин-Коломыйском поперечных поднятиях. Изменяются и их литофации: в окрестностях г.Хыров и с.Старая Соль, расположенных в пределах Старосольско-Ходновичского поднятия, это в основном конгломератовая фация; к юго-востоку в направлении г.Борислав – это разнозернистые песчаники, которые в центральной части прогиба переходят в пестроцветные аргиллиты, а еще южнее, к Покутским Карпатам в разрезе среди пестроцветных аргиллитов снова появляются прослои песчаников.

В раннем эоцене повсеместно накапливались осадки манявской свиты – пестроцветные аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Их средняя мощность достигает 200–250 м и лишь на Оровском и Покутском поднятиях уменьшается до 50–100.

В среднем эоцене (время накопления осадков выгодской свиты) произошла значительная дифференциация флишевого бассейна. Она сопровождалась неравномерным прогибанием отдельных его частей и обусловила пестроту фаций и мощностей пород выгодской свиты. В пределах депрессий и их

склонов развиты преимущественно массивные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Общая мощность этих отложений в Долинской депрессии 100–150 м, в Подбужской 80–100, а суммарная мощность песчаников соответственно 80–100 м и 60–80. На Оровском поднятии последние замещаются породами, близкими к отложениям манявской свиты, из-за чего их до недавнего времени объединяли в единую витвицкую свиту. К юго-востоку от Долинской депрессии выгодская свита представлена выгодскими песчаниками и аргиллитами, а также пасечнянскими известняками и зеленовато-серыми алевролитами. Общая мощность пород выгодской свиты на Орловском поднятии 50–100 м (суммарная мощность песчаников 20–40 м), на Майданском поднятии 40–60 (суммарная мощность песчаников 0–20 м), в Надворнянской депрессии 60–80 (суммарная мощность песчаников 20–40 м) и на Покутье 100–200 (суммарная мощность песчаников 40–60 м).

Среди верхнеэоценовых образований быстрицкой свиты выделены две фации: попельская (серые и попельно-серые известковистые аргиллиты и алевролиты) и собственно быстрицкая (буровато- и оливково-серые неизвестковистые аргиллиты и алевролиты). В Бориславском районе развита попельская фация, в Надворнянском – быстрицкая, а в Долинском быстрицкая и попельская фации чередуются. Средняя мощность пород быстрицкой свиты составляет 80–100 м в центральной части и постепенно увеличивается к северо-западу и юго-востоку до 150–200.

В олигоцене наиболее резкое прогибание произошло в Долинской депрессии. Отложения менилитовой свиты этого возраста, в отличие от всей территории прогиба, представлены тремя подсвитами (нижнеменилитовой, среднеменилитовой и верхнеменилитовой); их общая мощность 700–1200 м. На остальной части прогиба развиты в основном отложения нижнеменилитовой подсвиты, общая мощность которых изменяется незначительно: в Подбужской депрессии она составляет 100–150 м, в Бориславском районе 200–250, на Майданском поднятии 300–400, в Надворянском районе 200–300. В этой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников отмечается в центральной части прогиба – 80–160 м при общей мощности подсвиты 250–400; к северо-западу и юго-востоку она поспепенно уменьшается до 60–100 м, а в зонах ее выклинивания – до 20–40. На некоторых участках с уменьшением общей мощности подсвиты увеличивается мощность песчаников: это Нагуевичская, Попельская, Бориславская, Стынавская, Северо-Долинская, Небыловская, Космачская и другие складки. В среднеменилитовой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников отмечается также в центральной части прогиба – 20–60 м при общей мощности подсвиты до 200 К северо-западу и юго-востоку она постепенно уменьшается до 10–20 м с одновременным уменьшением общей мощности подсвиты, которой в Бориславском нефтепромысловом районе уже не обнаружено. В верхнеменилитовой подсвите максимальная суммарная мощность песчаников зафиксирована в районе сел Спас и Витвица – 40–80 м при общей мощности подсвиты до 800. К северо-западу, юго-востоку и северо-востоку мощность подсвиты

резко сокращается до 100–150 м, а суммарная мощность песчаников – до 20–60.

В основании нижне- и верхнеменилитовой подсвит залегают регионально выдержанные образования соответственно нижнего роговикового и туфового (чечвинские туфы) горизонтов, свидетельствующие о тектонической активности бассейна. Следует отметить характер и закономерности развития горизонтов песчаников в олигоценовом комплексе пород. В основном песчаниковые горизонты имеют линзовидный характер. Только в нижней части разреза прослежены подроговиковый и надроговиковый горизонты песчаников, являющиеся коллекторами для нефтяных флюидов. Уникальным в этом отношении является горизонт бориславского песчаника, залегающий под роговиками. Он развит в Бориславском районе и является основным вместилищем нефти на этих землях. Мощность его достигает 30–40 м. К северо-западу и юго-востоку он постепенно замещается подроговиковым песчано-глинистым горизонтом. Регионально нефтегазоносным является также и надроговиковый горизонт кливских песчаников, однако он литологически невыдержан, по площади прослои песчаников замещаются алевролитами и аргиллитами, благодаря чему в них встречаются литологически ограниченные залежи углеводородов.

Детальный анализ кернового и промыслово-геофизического материала по скважинам отдельных структур (Долина, Северная Долина, Бытков, Струтынь) показал, что в пределах Внутренней зоны прогиба уже в палеогеновое время формировались конседиментационные складки, в сводовых частях которых увеличивался песчаный и уменьшался глинистый материал [226]. Впоследствии эти складки претерпели структурные перестройки и были вовлечены в надвигообразование. Они, с одной стороны, свидетельствуют о динамичности этого участка земной коры, а с другой – обусловили развитие коллекторов – вместилищ для углеводородов.

Формации о р о г е н н о г о типа являются вещественным выражением тектонических движений стадии замыкания Карпатской геосинклинальной системы. В Предкарпатском прогибе они представлены молассовой формацией, включающей две субформации: нижнюю и верхнюю.

Характер выполняющих Предкарпатский прогиб образований молассовой формации свидетельствует о том, что на юго-западе прогиб является унаследованным от геосинклинальной стадии, а на северо-востоке – наложенным новообразованием на прилегающий борт платформы. В пределах советской части унаследованность его проявляется постепенной сменой без видимых угловых несогласий и перерывов флишевой формации, подстилающей орогенную эпигеосинклинальную формацию, а также проявлением альпинотипного характера тектоники, выраженного наличием сложнопостроенных продольных линейно-вытянутых покровно-надвиговых структур; в строении этих структур принимают участие как геосинклинальные, так и орогенные образования нижних моласс. Верхние молассы, наложенные на платформенный чехол, отделены значительным перерывом осадконакопления и имеют

германотипный характер тектоники. В связи с этим считаем оправданным деление Предкарпатского прогиба на Внутреннюю и Внешнюю зоны, являющиеся геологическими телами с различными тектоническим развитием, строением и нефтегазоносностью.

Нижнемолассовая субформация – это полифациальный парагенезис пород, эгерия, эггенбургия, отнангия и карпатия (нижний миоцен). Она развита во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и сложена преимущественно терригенными морскими и лагунными фациями. Имея мощность 1000–5000 м, она является региональной покрышкой для ловушек углеводородов в подстилающем флишевом комплексе пород. Мощность субформации увеличивается к северо-востоку. Площадная приуроченность разных стратиграфических комплексов молассовой формации, характер их фаций дают возможность выделить бориславский, трускавецкий, рунгурский и дрогобычский типы разрезов [44].

Для бориславского типа характерно развитие в основном поляницких и воротыщенских (эгерий) песчано-глинистых отложений общей мощностью до 2000 м, для трускавецкого – поляницких, воротыщенских и частично стебникских (эгерий, эггенбургий, отнангий) соответственно в песчано-глинистой, конгломерат-глинистой (загорские конгломераты) и пестроцветной глинистой фациях общей мощностью до 3000–4000 м; для рунгурского – поляницких в фации слободских конгломератов, воротыщенских – в добротовской и частично стебникских – в песчано-глинистой пестроцветной фациях общей мощностью до 3000–4000 м; для дрогобычского – поляницких (?) и воротыщенских в песчано-глинистой фации и в основном стебникских и баличских пестроцветно-сероцветных песчано-глинистых отложений общей мощностью до 4000–5000 м, на которых спорадически несогласно залегают отложения бадения и сармата незначительной мощности. Бориславский тип разреза нижних моласс развит вдоль всей Внутренней зоны прогиба, трускавецкий и дрогобычский типы – на северо-западе прогиба, а рунгурский – на юго-востоке.

Верхнемолассовая субформация развита незначительно во Внутренней зоне, а главным образом во Внешней Предкарпатского прогиба, где представлена отложениями карпатия, бадения и сармата, залегающих на разновозрастных породах донеогенового основания (рифея, палеозоя, юры и мела).

Отложения карпатия мощностью до 100 м, обычно выполняющие во Внешней зоне еровности эрозионной донеогеновой поверхности, сложены кварцевыми, зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, рыхлыми песчаниками с редкими пропластками кварцевых, песчаных алевролитов и темно-серых известковистых глин. В нижней части разреза встречаются пропластки конгломератов, состоящих из обломков известняков, мергелей и песчаников.

Отложения бадения включают барановские слои нижнего бадения – богородчанская свита или слои с Amussium denudatum (R e u s s), гипсоангидритовый горизонт (тирасская свита) – и косовскую свиту верхнего бадения.

Начало формирования Внешней зоны связывают с ранним бадением, когда вся территория покрывалась морем, однако ее погружение еще отставало от Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Здесь морские отложения богородчанской свиты общей мощностью до 200 м сложены песчаниками, аргиллитами, реже туфами. Они согласно перекрыты тирасскими гипсами и ангидритами. Во Внешней зоне мощность барановских слоев нижнего бадения, трансгрессивно залегающих на породах от рифея до карпатия включительно, составляет 5–30 м, иногда 100 (площадь Бильча-Волица). Их разрез слагают мергели и глины с пропластками песчаников и туфогенных пород, редко известняков.

Тирасская свита мощностью до 40 м (изредка 80–100 м) в литологическом отношении состоит из мелко- и крупнокристаллических гипсов и ангидритов, пропластков глин, песчаников, карбонатных пород и каменной соли. Последняя местами (например, в районе г.Косов) образует линзовидные тела. Время накопления пород тирасской свиты связывается с концом трансгрессии, охватившей Предкарпатский прогиб, юго-западный склон Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ [61], а также наиболее опущенные районы Скибовой зоны Карпат (села Старая Соль, Добромиль). Гипсы и ангидриты отлагались в неглубоком полузамкнутом бассейне. В направлении к Карпатам в гипсоангидритовом горизонте появляется больше терригенного материала, уменьшаются мощности пропластков гипсов и ангидритов, что указывает на поступление материала со стороны Карпат [61]. В северо-восточном направлении (в пределах платформы) происходит постепенное замещение гипсов и ангидритов ратынскими известняками.

Учитывая литологические особенности верхнемолассовой формации, Я.О.Кульчицкий [125] выделяет в ее разрезе две подформации : нижнюю, гипсоангидритовую (бадений) и верхнюю, глинисто-песчаную (верхи бадения – нижний сармат). Изучение фауны фораминифер и моллюсков показывает, что косовскую свиту верхнего бадения и дашавскую свиту нижнего сармата слагают мелководные морские и солоноватоводные, а также континентальные отложения, с которыми в некоторых местах Внешней зоны (район г.Коломыя) связываются небольшие буроугольные месторождения.

Косовская свита представлена серыми, темно-серыми, известковистыми глинами и аргиллитами с пропластками светло-серых, известковистых, мелкозернистых песчаников и алевролитов, изредка мергелей, туфов и туффитов. В общем песчанистость разреза косовской свиты очень низкая. Она возрастает с увеличением общей мощности свиты, которая во Внешней зоне весьма различна. Так, на северо-западе прогиба она составляет 10 – 40 м на поднятом по Краковецкому разлому Угерско-Косовском блоке, увеличиваясь до 700 м в наиболее погруженных местах Крукеничского блока и к юго-востоку от поперечного Манявско-Покутского разлома.

На рис. 4.6 цифрами обозначены: Р а з л о м ы: Внешняя зона *Предкарпатского прогиба* – 1 – Викторовский, 2 – Нижанковичский, 3 – Городок-

ский, 4 – Калушский, 5 – Сторожинецкий, 6 – Косовский, 7 – Ковалевский, 8 – Краковецкий, 9 – Назавизовский, 10 – Княжицкий, 11 – Предкарпатский, 12 – Стрвяжский, 13 – Монастырецкий, 14 – Дрогобычско-Щирецкий, 15 – Стрыйский, 16 – Манявский, 17 – Надворнянский, 18 – Покутский; *Закарпатский прогиб:* 19 – Закарпатский, 20 – Данилово-Невицкий, 21 – Середнянско-Бурштынский, 22 – Ужгородско-Виноградовский, 23 – Ратовецко-Олешнинский, 24 – Биганско-Квасовский, 25 – Припаннонский, 26 – Чопский, 27 – Косинско-Мукачевский, 28 – Иршавско-Шаланский, 29 – Виноградовский, 30 – Велятинский, 31 – Новоселицкий, 32 – Кобылецко-Полянский, 33 – Малораковецкий.

В толще нижнего сармата выделяют нижне- и верхнедашавскую подсвиты, сложенные переслаиванием серых, темно-серых, известковистых, сланцеватых, аргиллитоподобных глин со светло-серыми, серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми, известковистыми песчаниками, алевролитами и редкими прослоями светлых туфов и туффитов, которые встречаются по всей толще. Максимальные мощности нижне- и верхнедашавской подсвит, составляющие соответственно 3000 и 1900 м, установлены в наиболее опущенных вдоль Краковецкого разлома частях Крукеничского блока. В отложениях верхнедашавской подсвиты, в отличие от нижнедашавской, резко преобладают глины и они обычно светлее нижнедашавских. Количество маломощных прослоев песчаников и алевролитов в них редко превышает 10 – 15 % общей мощности подсвиты. Максимальное содержание песчаников в верхнедашавской подсвите выявлено на Свидницком (Угерско-Косовский блок), Ходновичском и Залужанском поднятиях (Крукеничский блок).

Нижнесарматские глины гидрослюдистого и монтмориллонитового состава имеют удельные электрические сопротивления до 4 Ом·м. На их фоне, по данным каротажных диаграмм скважин, четко выделяются пропластки туфов, обогащенных бентонитом и пиритом с электрическими сопротивлениями до 0,1 Ом·м. Это позволило выделить в нижнем сармате ряд песчаных горизонтов, прослеживающихся на большие расстояния: в верхнедашавской подсвите 14 (ВД-1 – ВД-14), в нижнедашавской 16 (НД-1 – НД-16).

Разрез песчаных пачек обычно следующий (снизу вверх): чистые глины; появление в глинах отдельных прослоев песчаников и алевролитов; частое чередование глин, алевролитов и песчаников; значительное увеличение прослоев песчаников и алевролитов.

Аналогичные песчаные пачки, но в большинстве случаев меньшей мощности и слабо выдержанные по площади, выделяются и в косовской свите. В ней в районе г.Коршев, например, выделяются 11 песчаных горизонтов; на площадях Ковалевка-Черешенка и Богородчаны – Парыще соответственно 5 и 6, а на северо-западе зоны 3. На таких площадях, как Кохановка, Судовая Вишня, Добряны, мощность косовской свиты сокращается до минимума, и она сложена в основном глинами.

Максимально погруженные участки Крукеничского (площади Залужаны, Майничи) и Угерско-Косовского блоков (площади Гриновка, Ковалевка-

Черешенка) характеризуются увеличением общей мощности отложений нижнедашавской подсвиты. Одновременно вниз по разрезу возрастает и песчанистость.

Как уже отмечалось, по степени распределения песчаного материала наиболее выражены горизонты в толще нижнедашавской подсвиты мощностью 60–140 м, которые напоминают ритмы в мезозойских молассах Ферганы [185] и свидетельствуют о цикличности в строении моласс.

По В.В.Белоусову [5], молассовая формация отвечает заключительной стадии развития геосинклинали, когда формировались высокие горные хребты, и поднятия преобладали над погружениями. В нижних горизонтах, как правило, имеющих морское происхождение, преобладают глины. В верхах разреза чаще развиты континентальные отложения и осадки становятся более грубозернистыми. Это в определенной степени согласуется с данными о строении верхнемолассовой субформации Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАКАРПАТСКОЙ ГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

В разрезе Закарпатского прогиба выделяются два структурных яруса – неогеновый и донеогеновый. Они разделены поверхностью стратиграфического и углового несогласия и отличаются строением и нефтегазоносностью.

Донеогеновый ярус представлен формациями альпийской и доальпийской стадии консолидации. Отложения донеогенового фундамента, отнесенные исследователями к палеозою, разным системам мезозоя и палеогена, вскрыты в прогибе более чем 50-тью скважинами на глубинах от 500 до 4000 м. Однако изучены они слабо, что объясняется сложностью строения региона, неполнотой разреза вскрытых скважинами донеогеновых образований, их фациальной изменчивостью и недостаточной палеонтологической характеристикой. Поэтому возраст комплексов пород, в которых не выявлено органических остатков, определен условно и часто по аналогии с подобными породами сопредельных с Закарпатским прогибом территорий, таких как область Карпат, Восточно-Словацкая и Большая Венгерская впадины, бассейн Мара-Муреш. Эти же причины в определенной степени обусловливают и недостаточно аргументированный формационный анализ отложений Закарпатского прогиба.

Наиболее древним в прогибе считаются породы, вскрытые в районе г.Ужгород структурно-поисковыми скважинами 2 (670–1214 м), 3 (1363–1458 м) и 4 (1685–1822 м). Они напоминают широко развитые в Восточной Словакии [21] палеозойские образования Гемерид и сложены светло-серыми с розовым оттенком, почти белыми с зеленоватым оттенком, серыми, темно-серыми кристаллическими сланцами; серыми, темно-серыми, местами до черных микрозернистыми, реже криптокристаллическими известняками, серыми и темно-серыми глинистыми, крепкими доломитизированными

мергелями, темно-серыми карбонатными, иногда филлитовидными, очень измененными аргиллитами и светло-серыми, серыми, мелко- и разнозернистыми, кварцитовидными песчаниками. Встречаются и светло-, реже темно-серые крепкие кварциты.

По отношению к верхней породы нижней части разреза более метаморфизированы. Они представлены серыми, светло-, реже темно-серыми карбонатными микросланцами (филлитами) с пропластками слабо метаморфизированных темно-серых, серых, микрозернистых, реже криптокристаллических, иногда доломитизированных известняков. В этих отложениях фауна не обнаружена. Считают [175–176], что между ними и отложениями Раховского кристаллического массива имеется некоторое сходство, в связи с чем описанные образования отнесены к палеозою. Нам представляется, что проведение такой аналогии не вполне оправдано, так как Ужгородский выступ и Раховский массив представляют собой геоблоки, разделенные Перипеннинским (Закарпатским) глубинным разломом, имеющим, по всей видимости, более древнее заложение. Такого же мнения придерживается и В.Г.Свириденко [203]. Эта точка зрения подтверждается абсолютным возрастом сланцев и песчаников (они отобраны Б.И.Ярошем в скв. Ужгород-2), определенного калий-аргоновым методом и составляющего 92–110 млн. лет, что соответствует средине мелового периода [258]. Полученные данные, а также отсутствие следов палеозойских и более древних метаморфических процессов позволили этим авторам утверждать, что возраст охарактеризованных отложений мезозойский. Такой возраст мраморовидных известняков предполагался и ранее.

Судя по характеру палеозойских отложений, установленных в зоне Припаннонского глубинного разлома и распространенных в Восточной Словакии толщ Гемерид [21], можно предполагать, что в среднем палеозое к югу от Мармароша в эвгеосинклинальных условиях формировались тонкозернистые, преимущественно глинистые и известковистые осадки аспидной формации, сменившиеся в позднем палеозое (раннекаменоугольное время) карбонатными молассовыми отложениями.

Если в районе Ужгородского выступа отложения, предположительно палеозойского возраста, залегают под мезозойскими или неогеновыми на глубинах 500–600 м, то в юго-восточном направлении они резко погружаются, достигая, по данным ГСЗ, глубин порядка 7000 м. Допускается, что на участке воздымания докембрийского (?) кристаллического комплекса, совпадающего с бассейном р.Тересва и контролируемого поперечной Новоселицкой зоной разломов, палеозойских отложений нет [203].

Геосинклинальный комплекс Внутрикарпатского складчатого пояса (к югу от Пеннинской зоны) альпийской стадии консолидации начинается спилит-диабазовой (спилиты, диабазовые порфириты и их туфы, глубоководные кремнистые известняки и яшмы, мергели, черные кремнистые аргиллиты, реже алевролиты и песчаники) и пестроцветной терригенной формациями (сланцы, алевролиты, прослои доломитов и доломитовые брекчии,

линзы ангидритов) условно раннетриасового возраста. Первая, по мнению Л.В.Линецкой и В.Н.Утробина [134], формировалась на стадии растяжения, вторая отлагалась в области палеозойских подводных поднятий и их склонов.

Отложения среднего и верхнего триаса представлены карбонатной формацией (доломиты, известняки с редкими прослоями сланцев, алевролитов, песчаников). Следует отметить, что триасовый возраст отложений Закарпатского прогиба, вскрытых скважинами на Залужской, Невицкой, Добронькой, Береговской, Сокирницкой, Колодненской и других площадях, определен также весьма условно. Эти образования очень разнообразны по литологическому составу, изменяющемуся на небольших расстояниях. Например, на площади Залуж они представлены гравелитами, сланцами, аргиллитами и известняками с редкими пропластами песчаников (скв. 1, 2100–2343 м); доломитами, песчаниками (скв. 3,2360–2705 м), доломитами и доломитизированными известняками (скв. 6,2145–2544 м); порфиритами, диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами с редкими пропластками алевритовых туфов, туффитов и известняков (скв. 2, 1700–2110 м). В скв. 2 они перекрыты коричнево-красными мергелями с кампан-маастрихтскими Globotruncana arca (C u s h m.), на основании чего и сделан вывод об их допозднемеловом, возможно, триасовом возрасте [175–177].

Скважиной Берегово-8 приблизительно на глубине 742 м вскрыты диабаз-туфовые породы с пропластками яшм и кремнистых известняков [127]. П.Ю.Лозыняк и А.И.Жамойда в яшмах с глубин 845 и 851 м выявили радиолярии, на основании которых описанную толщу они считают доюрской; некоторые исследователи относят ее к триасу [177]. Таким же возрастом датируют пройденные на глубине скв. Вел.Добронь-1 серые доломиты, серые до темно-серых трещиноватые известняки и вскрытую этой скважиной в интервале 2705–3200 м толщу серых известняков, красноватых, зеленовато-серых неизвестковистых аргиллитов, серых с зеленоватым оттенком трещиноватых известняков с прослоями светло-серых, очень перемятых кварцитов и зеленовато-серых, местами темно-серых кристаллических сланцев. По литологической аналогии с предполагаемыми триасовыми образованиями Чоп-Береговской зоны разломов условно к отложениям того же возраста Л.В.Линецкая относит породы, вскрытые севернее г.Тячев скв. Тересва-5 (1434–1455 м). Здесь они представлены желтовато- и коричневато-серыми доломитизированными с зеркалами скольжения известняками и доломитами, загипсованными аргиллитами и ангидритами, а ниже (1455–1608 м) – брекчированными темно- и зеленовато-серыми пиритизированными туфами, спилитами и темно-серыми с зеленоватым оттенком трещиноватыми андезитами с прожилками кальцита.

В скв. Сокирница-3 на глубинах 2758–3056 и 3188–3258 м вскрыты микрополосчатые красновато-буроватые песчаники, доломиты и доломитизированные известняки. Они, как и блоки темно-серых доломитов и песчаников, пройденных скв. Колодно-38 (2219–2222 м), отнесены Л.В.Линецкой

к триасовым. Как отмечает М.И.Петрашкевич [175–176], триасовый возраст описываемых отложений определен условно по их схожести с темно-серыми и серыми известняками и светло-серыми доломитами среднего и верхнего триаса Крижнянского и Хочского покровов и с породами отдельных частей триасового разреза Гемерид, Словацкого карста и Мармарошского массива.

Терригенные породы нижнего и карбонатная толща среднего отделов триаса вскрыты также параметрической скв. Невицкое-1 на глубинах 1120–1540, 2230–2260 и 2915–3375 м. По данным [105], в первом интервале пройдены доломиты среднего триаса, во втором – пестроцветные терригенные породы нижнего триаса, в третьем на глубинах 2915–3010 м – доломитовые известняки (возможно, среднего триаса), а ниже – пестроцветная терригенная толща, напоминающая нижнетриасовые отложения скв. Вел. Добронь-1 [216].

Терригенные породы триаса в скв. Невицкое-1 сложены гравелитами красно-бурыми, полимиктовыми, мелкообломочными, песчано-алевритовыми, с линзами и прожилками кальцита; песчаниками вишнево-красными, разно- и мелкозернистыми, алевритовыми, полимиктовыми, олигомиктовыми и кварцитовидными, иногда с гравием, с прожилками белого кальцита; алевролитами вишнево-красными, слюдистыми, песчанистыми, с редкими прожилками кальцита; аргиллитами серыми, вишневыми, серо-зелеными, ожелезненными, плотными, крепкими, алевритовыми или песчано-алевритовыми, иногда с гравием, прожилками кальцита.

Карбонатные породы представлены известковыми доломитами, доломитовыми известняками и доломитовыми мергелями темно-серыми с многочисленными прожилками кальцита, изредка с мелкими гнездами сульфатов.

Я.О.Кульчицкий [125] отмечает, что мезозойские (триас–юра) формации отвечают тектоническому режиму, имеющему мало общих черт с режимом типичных геосинклинальных областей. Это в основном морские карбонатные образования незначительной мощности, которые характеризуют начальную квазиплатформенную (парагеосинклинальную, по терминологии В.В.Белоусова) стадию развития. В юре парагеосинклинальная область охватывала Закарпатский внутренний прогиб и почти всю область Складчатых Карпат. В последних парагеосинклинальный тектонический режим сохранился местами даже в мелу, о чем свидетельствуют немеловые известняки и мергели свалявской свиты [125].

Отложения юрского возраста вскрыты скважинами на площадях Колодно, Сокирница, Виноградов, Невицкое. В скв. Сокирница-1 в интервале 1816–2200 м пройдены темно-серые пиритизированные известковистые аргиллиты, мергели и криптокристаллические известняки. В аргиллитах Р.С.Дмитриева определила Posidonia sp. и Vermiceras sp., на основании чего эти породы считаются юрскими [151]. Из остракод здесь встречаются Bairdis sp. и в большом количестве пиритизированные пелециподы и гастроподы.

Серые и темно-серые трещиноватые известняки и темно-серые известковистые аргиллиты, пройденные скв. Сокирница-2 (2070–2540 м), по внешнему виду напоминают отложения, встреченные в скв. 1 и отнесенные к юрским. В последней на глубинах 3400–3600 м это темно-серые аргиллиты с пропластками спонголит-радиоляриевых известняков и кремнесодержащих мергелей, переходящих в черные силициты. В аргиллитах из интервала 3491–3499 м Л.В.Линецкая нашла радиолярии, спикулы и срезы, близкие к Saccocoma sp. и характерные для верхней юры Тетиса.

В скв. Виноградов-5 юрские отложения (по геологическим данным) установлены на глубинах 2245–2362 м. В аргиллитах из интервала 2321–2323 м Р.С.Дмитриева определила Posidonia sp. и единичные остракоды Schuleridea sp., подтверждающие этот возраст пород. Условно к юрским отложениям отнесены выявленные в скв. Вел.Добронь-1 (2540–2705 м) серые очень трещиноватые известняки. В них Л.В.Линецкая нашла такие позднеюрские формы, как Calpionella sp.

Несколько иной тип осадков вскрыт скв. Колодно-38 (1466–1669, 1751–1835 м). Это светло-серые до белых, желтоватые, трещиноватые известняки с пропластками темно-серых до черных, перемятых аргиллитов и серых, плотных, среднезернистых песчаников. Известняки, по данным Л.В.Линецкой, сложены большими обломковыми частями Saccocoma sp., отдельными криноидеями, редко Globochaete alpina L o m b a r d. и обломками ракушечного шлама, сцементированного разнозернистым кальцитом. Эти остатки условно отнесены к верхам юры – низам берриаса.

Л.В.Линецкая и др. [136] к титону–низам берриаса отнесла еще 50-метровую пачку розовых и желтоватых известняков в скв. Теребля-8 (3205 м, забой – 3150 м). В верхней части этой пачки, сложенной голубоватыми и темными разностями известняков, определено большое количество срезов рыхлых сегментов планктонных криноидей в ассоциации с многими единичными формами и групповыми скоплениями Globochaete alpina L o m b a r d. В некоторых шлифах Л.В.Линецкая выявила богатый нанопланктон из группы Incertae Stimiosphaere carpathica, большое количество радиолярий и единичные Calpionella sp. На крайнем северо-западе прогиба юрские отложения вскрыты скв. Невицкое - 1 (1870–2230 м), где они сложены мергелями темно-серыми, почти черными, органогенными, алевритовыми, микрослоистыми с прожилками белого кальцита; аргиллитами темно-серыми со скоплениями остракод (2060–2065 м); известняками темно-серыми, оолитовыми, песчанистыми с незначительной примесью доломита и редкими прожилками кальцита; песчаниками темно-серыми, алевритовыми, олигомиктовыми, разнозернистыми с карбонатно-глинистым цементом; алевролитами темно-серыми, кварцевыми, слюдистыми, олигомиктовыми с глинисто-карбонатным цементом [105].

В темно-серых, почти черных аргиллитах с глубин 2035–2040, 2060–2065, 2100–2105, 2190–2195 и 2211–2216 м определены редкие представители остракод Bairdia ex. gr. rostata Iss., Galliaecytheridea cf. wolburdi

(S t e g h a u s), Galliaecytheridae sp. indet, характеризующие отложения нижней – средней юры [105]. Аналогичный комплекс фауны из этих отложений встречен в скв. Сокирница-1,2. Эти авторы [105] выделяют также пройденную скв. Невицкое-1 нерасчлененную толщу пород юры – нижнего мела (интервал 2260–2915 м), представленную темно-серыми почти черными мергелями, напоминающими мергели из интервала 1870–2230 м, с редкими прослоями темно-серых и серых, криптокристаллических и микрозернистых, глинистых, доломитистых известняков.

В мергелях из интервала 2370–2375 м в большом количестве найдены очень тонкие пиритизированные спикулы губок, а в интервале 2793–2799 м – проблематичные пиритизированные округлые тельца. Подобные образования встречены в юрских отложениях скв. Сокирница-1.

Анализ литолого-фациальных особенностей триас-юрских отложений и линейное размещение фациальных зон позволили Я.О.Кульчицкому [125] предположить наличие в то время некоторой дифференциации, хотя, по его мнению, в общем на всей территории Карпат существовали почти одинаковые условия.

В конце поздней юры к северу от Мармарошской и Пеннинской зон зарождался большой флишевый трог, в пределах которого в мелу и палеогене отлагался мощный (до 6 – 7 км) комплекс флишевых и флишоидных осадков. В более внутренних частях Карпатской геосинклинали в титоне и раннем мелу формировались карбонатно-вулканогенные толщи офиолитового типа, что, как отмечает Я.О.Кульчицкий [125], дает основание говорить о возможности выделения эвгеосинклинальной области зародышевого типа. В то же время в распространенном на севере от нее флишевом троге (миогеосинклинали) образовалась циклично построенная и очень мощная геогенерация, представленная двухкомпонентным песчано-глинистым флишем.

Таким образом, в триасовое и юрское время область Карпат переживала стадию общего покоя и стабилизации. В конце этой стадии проявился офиолитовый магматизм, а также зарождались линейно расположенные зоны поднятий и опусканий, что указывает на парагеосинклинальные условия развития [125]. Богатые органикой темноцветные терригенно-карбонатные породы основания Закарпатского прогиба даже определены как океанские [135].

На рубеже позднеюрского и раннемелового периода в жизни парагеосинклинали произошли очень важные события. По мнению Я.О.Кульчицкого [125], в то время в Пеннинской и Мармарошской областях возникло узкое поднятие, разделяющее парагеосинклиналь на южную и северную части. Северная преобразовалась во флишевый трог, где накапливались мощные толщи терригенного флиша. Это типичная миогеосинклиналь. В южной (внутренней) области, сейчас перекрытой отложениями неогеновых моласс Закарпатского внутреннего прогиба, в раннем мелу существовали условия, близкие к эвгеосинклинальным. По сравнению с триасовыми и юрскими, меловые отложения, особенно верхнемеловые, в Закарпатском прогибе развиты значительно шире – 3820 и их возраст более обоснован. Нижнемеловые образования выявлены скв. Теребля-3, 8 соответственно на глубинах 4006 (забой) – 3200 м и 3120, м, и, как уже отмечалось, нерасчлененные отложения юры – нижнего мела в скв. Невицкое-1 (2260 –2915 м), а также предположительно породы нижнего мела в интервале 1540–1870 м, сложенные органогенными темно-серыми до черных известняками [105]. Среди этих известняков выделяются оолитовые, криноидно-полидетритовые и остракодовые.

Верхнемеловые отложения представлены тремя литофациальными разновидностями. К первой относятся породы пуховской свиты. Эта свита по данным бурения, распространена лишь в северо-восточной части прогиба и, очевидно, представляет собой погруженные участки Пеннинской зоны утесов. Породы пуховской свиты, вскрытые скв. Золотарево-3 (245–260 м, забой), Тячево-8 (75–976 м), Тячево-16 (422–891 м), Колодно-38 (390–1420, 1669–1751, 1835–2250 м), Колодно-39 (1178–1352 м), сложены коричнево-красными, сильно перемятыми, с прожилками кальцита мергелями темно-серыми до черных, известковистыми аргиллитами, светло-серыми, мелкозернистыми, плотными песчаниками.

В мергелях, отобранных на глубинах 724–732, 753–760, 782–791, 817–824, 957–961 м (скв. Колодно-38), в большом количестве определены Haplophragmoides bulloides (B e i s s e l), Marssonella trochus (O r b.), Praeglobotruncana stephani (G a n d.), Globotruncana coronata B o l l, на основании чего Н.В.Дабагян и А.С.Терещук отнесли эти отложения к верхнему турону. Породы, похожие на мергели пуховской свиты, выделены в скв. Залуж-2 (1652–1707 м), Залуж-6 (2044–2170 м), Иршава-2 (2489–3209 м) и Тересва-13 (1756–1866 м), где они представлены коричнево-красными аргиллитами, доломитистыми мергелями, глинистыми криптокристаллическими известняками, реже гравелитами и зеленовато-серыми трещиноватыми песчаниками. В аргиллитах этих скважин определены кампан-маастрихтские Globotruncana arca C u s h m. G. aff. linneivna (O r b.), Gyroidina aff. umbulicata O r b., Silicobathysiphon geroch. M j., призмы иноцерамов и др.

Третий фациальный тип разреза, выделенный в кричевскую свиту [176], сложен темно-серыми, почти черными известковыми аргиллитами с пропластками серых, трещиноватых известняков, серых и темно-серых известковистых алевролитов и песчаников. Породы кричевской свиты мощностью до 1500 м и больше лучше всего изучены на Тереблинской структуре, где они вскрыты скв. Теребля-1 (1740–2960 м), 2 (1304–2943 м), 3 (1582–3200 м?), 4 (2193–3153 м), 6 (2800–3060 м), 7 (1436–2622 м), 8 (1592–2820 м ?), 9 (1400–3276 м), 10 (2340–3359 м). Породы этой свиты предположительно пройдены также скв. Сокирница-1 (2200–3111 м), Виноградов-4 (1530–1720 м), Солотвино-4 (1810–2285 м) и др. В них из разных интервалов определено большое количество фораминифер, указывающих на позднемеловой возраст образований кричевской свиты, породы которой напоминают вскрытые скв. Ужгород-1 (1082–1242 м) темно-серые разнозернистые песчаники [176]. Последние сопоставляются с субтатранскими фациями Восточной Словакии [45, 176].

Меловые отложения Закарпатского прогиба отнесены Л.В.Линецкой и В.Н.Утробиным [134] к геосинклинальному и орогенному комплексам. Геосинклинальными они считают известняково-глинистую и терригенно-карбонатную подформации, охватывающие соответственно юру – низы нижнего мела и баррем – турон и образующие глубоководную морскую карбонатно-глинистую формацию, а орогенными – красноцветную морскую терригенно-карбонатную (кампан–маастрихт) и песчано-глинистую флишоидную (палеоген) формации.

Меловые отложения максимально развиты в юго-восточной части Закарпатского прогиба, совпадающей с продолжением Сольнок-Дебреценской геосинклинальной зоной [62]. Проведенная нами корреляция каротажных диаграмм скважин площади Теребля показала, что этот комплекс образований дислоцирован, смят в узкие, наклоненные на северо-восток складки северо-западного простирания [77, 84].

Отложения палеогена северо-восточной части прогиба (вдоль зоны Закарпатского глубинного разлома) представлены породами, напоминающими образования центральнокарпатского флиша [62, 176]. Здесь они вскрыты структурной скв. Ужгород-1 (812–1144 м) и сложены темно-серыми разнозернистыми, массивными песчаниками с пропластками серых, слабо известковистых гравелитов и серых до темно-серых аргиллитов. По определенным в гравелитах К.Л.Хлопониным и Я.В.Совчиком Nummulites pulchelus de la H a r p e, N. variolarius (L a m k.), N. fabiani (P r e v e r) и др. эти породы отнесены к позднему эоцену [176]. Аналогичные серые грубозернистые гравелиты с пропластками аргиллитов пройдены скв. Тересва-27 (1305–1350 м). В них определены Nummulites gallenensis H e i m, N. partschi de la H a r p e и др., на основании чего гравелиты считают среднеэоценовыми [176]. Охарактеризованные породы похожи на таковые, обнаженные в районе г. Перечин, где они выделены в вульшавскую свиту [72, 122]. Они, как известно, являются продолжением центральнокарпатского флиша, распространенного в Восточной Словакии.

Условно к палеогеновым отнесены и отложения, вскрытые скв. Невицкое-1 (810 – 1120 м). В этом интервале керн поднят лишь из подошвы толщи (1095 – 1100 м) и представлен конгломератом, в составе которого имеются обломки триасовых (?), юрских и меловых пород. Это косвенно указывает на более молодой возраст всей толщи [105].

В юго-восточной части прогиба, к югу от описанных отложений эоцена, распространена фация пестроцветного эоцена, представленного песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями, которые впервые были вскрыты Даниловской опорной скважиной и выделены в байловскую свиту [70]. Похожие коричневато-красные и зеленовато-серые аргиллиты с пропластками светлых, светло-серых песчаников и конгломератов пройдены скв. Солотвино-4 (1610–1810 м) и 5 (2174–2178 м). К ним, вероятно, можно отнести вишнево-красные и темно-серые породы, вскрытые скв. Залуж-20 (2050–2186 м).

Кроме отмеченных типов отложений палеогена, в северо- и юго-восточной частях прогиба можно выделить еще два типа. К первому относятся поднадвиговые (?) темно-серые, местами почти черные эоценовые отложения дубровской свиты [176], вскрытые скв. Солотвино-4 (2285–3532 м, забой) и 5 (3100–3930 м). Такие же темно-серые образования эоцена известны в бассейне Мара-Муреш, где их мощность достигает 1000–1500 м. Определенные в песчаниках (скв. Солотвино-4) Nummulites aquitonicus B e n o i s t указывают на раннеэоценовый возраст пород [174].

Считают, что в северо-восточных районах Закарпатского прогиба под неогеновыми отложениями распространены погруженные участки Пеннинской зоны утесов, а к югу от нее – породы центральнокарпатского (подгальского) флиша [175]. Последний, по мнению М.И.Петрашкевича, достигает р.Тересва, к юго-востоку от которой, возможно, распространены мармарошские образования палеогена. Вскрытые под центральнокарпатскими отложениями палеогена и непосредственно под образованиями неогена темно-серые меловые породы рассматривают как продолжение субтатранских серий [175]. К юго-западу от них предполагается полоса Татро-Вепорид [45]. Пестроцветные породы палеогена юго-восточной части прогиба условно относят к структурным элементам Мара-Муреша и Альфельда. Возможно, что в этой части прогиба развит мел-палеогеновый марамурешский флиш, простирающийся на запад в виде Дебреценской складчатой зоны [62].

Характерной особенностью строения донеогенового фундамента, расчлененного густой сетью продольных, поперечных и нарушений других направлений на разновысокие блоки, является развитие в нем надвигов. Породы фундамента, независимо от возраста и литологического состава, трещиноватые, раздробленные, брекчированные и интенсивно дислоцированные. Углы их падения изменяются от 10 – 15 до 80 – 90°. Несколько меньше дислоцированы отложения палеогена.

Особое место в разрезе осадочных толщ Закарпатского прогиба, в том числе и его фундамента, занимают магматические формации, описание которых дано по Л.Г.Данилович [83]. Петрологическими исследованиями на нашей территории она обнаружила как породы офиолитовой ассоциации, так и известково-щелочные вулканические серии островных дуг и активных окраин.

Породы офиолитовой ассоциации Карпат, как и в других складчатых областях, находятся во вторичном залегании. Они слагают здесь изолированные тектонические линзы, разных размеров глыбы, останцы тектонических покровов и везде являются аллохтонными. Пространственное положение этих фрагментов контролируется продольной системой разрывов в зонах крупных надвигов на южном склоне Карпат (Пеннинская, Мармарошская зоны, область надвига флиша Раховско-Буркутской группы зон на Силезско-Черногорские). Они установлены бурением и в фундаменте Закарпатского прогиба. Ассоциация магматических образований с характерными типами морских осадочных пород (кремнистые известняки, темноцветные кремнис-

тые аргиллиты, радиоляриты, яшмы, известняки, доломиты) разной глубины седиментации указывает на подводные условия первичного магматического становления и, по мнению Л.Г.Данилович, определяет его время как триас – ранний мел.

В составе и строении фрагментов офиолитов фундаменте Закарпатского прогиба и Пеннинской зоны, являющихся южной полосой их развития, заметна определенная аналогия. В фундаменте прогиба они вскрыты скважинами Берегово-952, Бегань-405, Залуж-2, Тересва-5, 13.

Л.Г.Данилович считает, что в некоторых участках прогиба под молассовой неогеновой толщей (бассейн рек Лужанка и Теребля) продолжается Пеннинская зона, в связи с чем она рассматривает их как единую зону развития меланжа шовного типа (стык океан – континент), которая маркирует зону субдукции. При этом Пеннинская зона рассматривается как лобовая часть этой зоны. В составе меланжа отмечаются магматические комплексы офиолитовой ассоциации в виде фрагментов толщ и утесов триасового, юрского и раннемелового возраста.

Второй, более северной полосой развития фрагментов офиолитов является Мармарошская утесовая зона [139], занимающая переходное положение между флишевыми Карпатами и кристаллическим массивом вдоль всех Восточных Карпат. Здесь в составе меланжа установлено большое количество пород офиолитовой ассоциации, в том числе гипербазитов, в виде глыб, утесов, тектонических отторженцев, протрузий гипербазитов.

Повсеместное аллохтонное залегание и пространственная сопряженность гипербазитов с фрагментами океанских серий (толеитовые и щелочные базальты, кремнистые образования), а также строение и состав свидетельствуют об их принадлежности к альпинотипным гипербазитам складчатых областей [83].

Фрагменты офиолитов не принадлежат к единым стратиграфическим единицам или геологическим структурам. Их нахождение в зонах надвигов или в составе меланжа случайно, состав и возраст различны, поэтому Л.Г.Данилович [83] не объединила разрозненные образования в свиты. Так, на территории Украинских Карпат установлены шовные зоны, маркированные дуговым меланжем, в котором есть все составные части офиолитов, включая гипербазиты (Мармарошская зона) и зоны, где не выявлены гипербазиты (Пеннинская и фундамент Закарпатского прогиба). Меланж содержит фрагменты осадков позднеюрского и раннемелового возраста. В фундаменте Закарпатского прогиба вскрыты триасовые, юрские и нижнемеловые образования разной формационной принадлежности – магматические породы океанских серий. Главными среди пород офиолитовой ассоциации являются диабазы, нередко переходящие в габбро-диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, вариолиты, базальтовые порфириты, гиалокластиты, шалыптейны, туфы и брекчии шлаковых базальтов, являющиеся производными базальтовых магм толеитового ряда; менее развиты щелочные разности.

Как отмечает Л.Г.Данилович [83], выходы пород офиолитовой ассоциации можно отнести к лерцолит-толеитовому типу и рассматривать как фрагменты океанской литосферы, сформированной в Тетисе и в бассейнах, разделявших микроплиты и испытавших спрединг, а впоследствии тектонически выведенные к поверхности в зонах субдукции.

Неогеновая моласса собственно Закарпатского прогиба, согласно стратиграфической схемы М.И.Петрашкевича [175], сложена песчаниками и песчанистыми глинами буркаловской свиты (бурдигал) мощностью до 80 м; терешульскими конгломератами мощностью до 100 м; туфами новоселицкой свиты гельвета мощностью до 900 м; аргиллитами, туфами, песчаниками нижнетереблинской подсвиты мощностью до 300 м и верхнетереблинской подсвиты тортона мощностью до 500–600 м (каменная соль, гипсы), а также песчано-глинистыми породами солотвинской и тереблинской свит того же возраста мощностью до 1100 м. Эти отложения наиболее развиты в юго-восточной и отчасти в центральной частях прогиба (площади Данилово – Теребля, Сокирница – Солотвино, Залуж).

По направлению на юго-запад и особенно на северо-запад прогиба наблюдается омоложение осадков и в разрезе уже преобладают сарматские глины, алевролиты, песчаники и туфы (дорobратовская и луковская свиты мощностью до 650 и 500 м). Они сменяются песчано-глинистыми породами алмашской, изовской и кошелевской свит паннонского яруса; андезитами, андезит-базальтами, липаритами и их туфами гутинской, ильницкой и бужорской свит левантинского яруса. Ильницкая свита сложена глинами с прослоями песчаников и углей. Прослои углей встречаются и в кошелевской свите. Мощность отложений паннонского и левантинского ярусов, распространенных в основном на северо-западе прогиба, достигает 1000 м.

Молассовая формация Закарпатского прогиба условно нами подразделяется на две подформации: вулканогенно-эвапорит-терригенную (бурдигал – сармат) и терригенно-вулканогенную (паннон – антропоген).

На распределение мощностей осадочно-вулканогенных комплексов молассовой формации, а также на структурные и литолого-фациальные особенности их немаловажное влияние оказала складчато-блоковая структура фундамента Закарпатского прогиба. При этом неогеновую структуру прогиба в основном предопределили дислокации северо-западного простирания. Как и разрывы других направлений, они влияли на условия седиментации в блоках миоценовых и плиоценовых образований, во время накопления которых развивались многие нарушения. Их конседиментационное развитие подтверждается изменением в смежных блоках мощностей синхронных горизонтов левантинского, паннонского, сарматского, тортонского и особенно гельветского ярусов.

Например, на Тереблинской, Даниловской, Сокирницкой, Королевской и других структурах мощность новоселицкой свиты достигает 700, 900, 850 и 750 м в погруженных блоках, а на смежных поднятых блоках она уменьшается до 500, 700, 600 и 140 м. В центральной и юго-восточной частях прогиба на погруженном крыле Иршавско-Терновского блока мощность новоселиц-

ких туфов составляет 400–500 м, уменьшаясь до 200 м на поднятом по Антоновско-Тереблинскому разрыву крыле блока (см. рис. 4.6). К западу от Косинско-Мукачевской зоны поперечных нарушений новоселицкие туфы гельветского яруса, по всей видимости, выпадают из разреза или развиты весьма ограниченно. Вполне возможно, что к западу от этой зоны нет и тортонских соленосных образований [84].

Некоторые разрывные нарушения развивались и в процессе осадконакопления тортонских, сарматских и более молодых образований. Так, в Береговско-Свалявском пересечении тортонских отложений почти нет в районе Береговского холмогорья (Чопско-Береговский блок). Их мощность увеличивается в погружающихся к осевой зоне прогиба блоках, а к западу от Чопского поперечного разлома резко возрастает мощность сарматских отложений.

Проведенными нами исследованиями установлены также различия в распределении мощностей неогеновых отложений на локальных структурах. На большинстве поднятий, многие из которых подчинены простиранию продольных блоков, мощность определенных горизонтов и свит гельвета, тортона, сармата и паннона увеличивается от сводов по направлению к крыльевым и периклинальным частям. В этих же направлениях довольно часто возрастает мощность песчаных горизонтов, а также появляются новые горизонты песчаников и алевролитов, которые не развиты на сводах неогеновых структур. Появление таких горизонтов в этих частях структур и в погруженных блоках характерно в основном для тортонских и сарматских отложений.

Увеличение песчанистости выявлено, в частности, на северо-западном и юго-восточном крыльях Залужской структуры, на юго-западном и северо-восточном крыльях Королевского и Вербовецкого поднятий, на периклиналях и крыльях Чопского, Великодобронського и других поднятий. Одновременно с увеличением песчанистости улучшаются и коллекторские свойства отложений.

Вулканические процессы, интенсивно проявившиеся на территории Закарпатского прогиба, по мнению Л.Г.Данилович [83], имели непосредственное отношение к формированию моласс. По петрологическим и петрохимическим особенностям она выделила вулканические комплексы в липарит-дацитовую, андезитовую и андезит-базальтовую формации. Мы считаем, что в данном случае можно говорить лишь о подформациях единой молассовой формации Закарпатского прогиба.

В неогене наиболее широко был развит кислый вулканизм. Мощность пород такого состава достигает 2500 м. Эволюция кислого вулканизма в неогене характеризуется многократной пульсацией в тортоне, сармате, паннoне. Главные вспышки вулканической деятельности, с которыми связано формирование мощных толщ кислого состава, происходили в раннем тортоне (баден, в новом понимании), позднем тортоне, раннем сармате и в паннoне [75, 76].

Андезитовый вулканизм, по данным Л.Г.Данилович, наиболее активным был в раннем сармате, менее — в паннoне. Извержения мигрировали на восток и юго-восток. Андезитовые комплексы этим автором рассматриваются как формирующие вулканическую дугу и состоящие из вулканических (лавы и туфы) и субвулканических образований, в основном андезит-дацитового состава.

Андезит-базальтовый вулканизм Выгорлат-Гутинской вулканической гряды пространственно разобщен с зонами андезитового и кислого вулканизма, и среди этих зон гряда самая молодая. Ее структура обусловлена ростом и слиянием разновозрастных стратовулканов и многочисленных центров мелких извержений, контролируемых в прогибе Закарпатским продольным и Малораковецким меридиональным разломами. Л.Г.Данилович считает, что омоложение разреза вулканических комплексов гряды происходило с северо-запада на юго-восток [83].

ГЛАВА 5

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Формирование нефтегазоносных провинций Украины неразрывно связано с историей развития платформенных и геосинклинальных областей. В частности, образование Днепровско-Донецкой и Волыно-Подольской нефтегазоносных провинций связано с развитием древней Восточно-Европейской платформы, Карпатской – со Средиземноморским (Альпийским) геосинклинальным поясом, Причерноморско-Крымской – со Скифской плитой молодой Центрально-Евразиатской платформы.

В неогейской истории развития нефтегазоносных провинций выделяются четыре основных геотектонических этапа: байкальский, каледонский, герцинский и альпийский.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

На байкальском этапе развития формировался осадочный чехол Волыно-Подольской и предположительно Днепровско-Донецкой нефтегазоносных провинций. Характерной чертой этого этапа является развитие на Восточно-Европейской платформе своеобразных структур – узких протяженных прогибов, или авлакогенов. Среди них выделяются Крестецкий, Среднерусский, Пачелмский, Приладожский (рис. 5.1). На юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы в это время сформировался Волыно-Полесский авлакоген. Он простирался почти перпендикулярно к Галицкой геосинклинальной области, с которой, очевидно, имел сообщение. С востока этот бассейн обрамлялся УЩ до широты г.Шепетовка, а дальше на юге – Покутско-Буковинским поперечным поднятием, в частности Коломыйско-Чортковским блоком.

Группа авлакогенов восточных областей платформы (цифры на карте): 1 – Камско-Бельский, 2 – Сергиевско-Абдулинский, 3 – Вятский, 4 – Предтиманский, 5 – Пугачевско-Челкарский, 6 – Пачелмский, 7 – Доно-Медведицкий, 8 – Северо-Каспийский, 9 – Индерский, 10 – Бузулукско-Кутумский, 11 – Средне-Каспийский; 12 – система авлакогенов Большого Донбасса. Группа авлакогенов западных и центральных областей платформы: 13 – Волыно-Полесский, 14 – Среднерусский, 15 – Московский, 16 – Кандалакшско-Двинский, 17 – Керецко-Летуконский, 18 – Ботническо-Балтийский, 19 – Онежский, 20 – Далекарийский, 21 – Рейнский. Группа авлакогенов Баренцовской плиты: 22 – Колво-Денисовская система.

В западном направлении бассейн осадконакопления частично распространялся на территорию Польши. Однако уменьшение мощности полесских от-

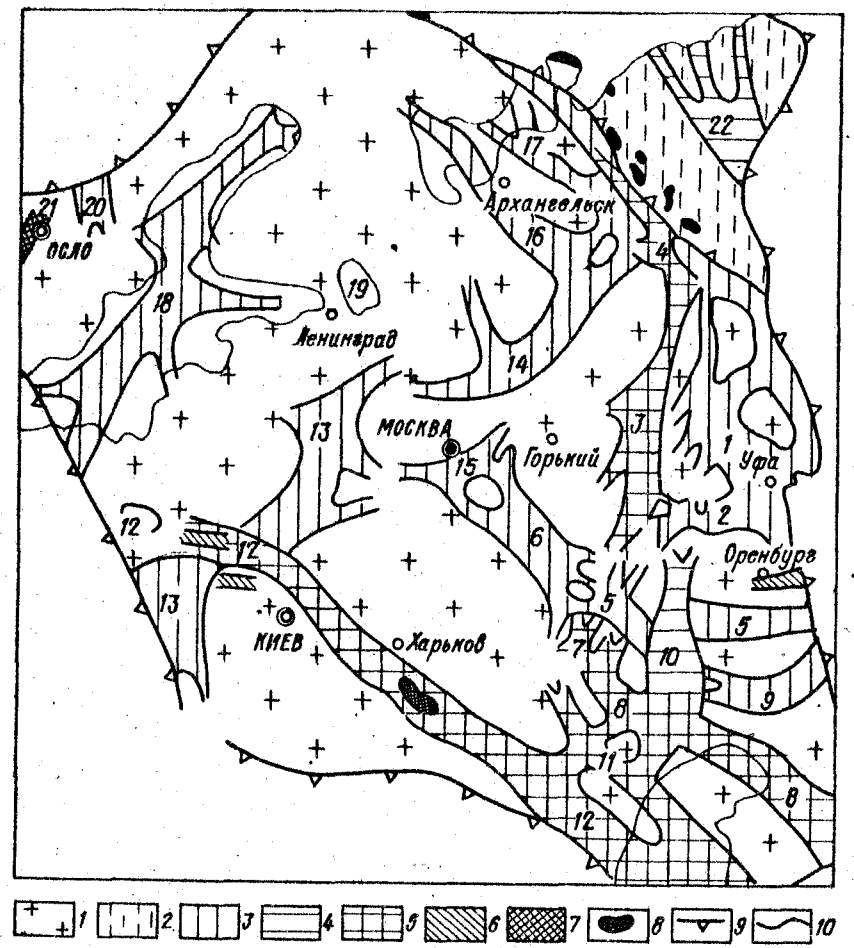


Рис. 5.1. Авлакогены Восточно-Европейской платформы (по Валееву, 1978): 1 – протерозойско-архейские щиты и массивы; 2 – байкальские своды; авлакогены: 3 – байкальские, 4 – герцинские, 5 – байкальско-герцинские, 6 – каледонские, 7 – альпийские; 8 – внутриплатформенная складчатость Тимана и Донбасса; 9 – границы платформ; 10 – границы авлакогенов

отложений в этом же направлении вплоть до их отсутствия на Мазурском поднятии наводит на мысль, что последнее вместе с Белорусской антеклизой ограничивало бассейн с запада. В палеогеографическом отношении полесская эпоха характеризовалась наличием равнинного, слабо расчлененного рельефа, среди которого находился узкий и неглубокий водоем (лагуна), соединявшийся временами с морским бассейном Галицийской геосинклинальной области. Косая слоистость, структурно-текстурные особенности, минера-

логический состав, химические особенности аутигенных новообразований, и, в частности красный цвет полесских пород, свидетельствуют о континентальном накоплении в условиях жаркого климата. В направлении от центральной части Волыно-Полесской впадины к периферии установлены незначительные литофациальные изменения, выражающиеся в увеличении размерности кластического материала. Из этого материала сложены прослои крупнозернистых песчаников и реже гравелитов. Этот факт свидетельствует о том, что береговая линия седиментационного бассейна полесского времени проходила сравнительно недалеко от границ современного распространения отложения данного возраста. Областью сноса обломочного материала служила приподнятая часть платформы. Распределение мощностей рифейских пород позволяет предполагать, что скорость осадконакопления в Волыно-Полесском бассейне была больше, чем в Оршанском, где мощность пинской свиты (аналог полесской серии) достигает всего 430 м.

Байкальский этап развития геосинклинали, обрамлявшей с юго-запада Восточно-Европейскую платформу, завершился, очевидно, образованием Галицийского складчатого сооружения. Трудно судить о том, каким был рельеф этого сооружения. Нижнекембрийские базальные конгломераты, которые перекрывают крутопадающие жешувские слои и в определенной мере свидетельствуют о разрушении байкальского сооружения, известны только на территории Польши в районе наибольшего сближения Перемышльской сигмоиды с р.Сан. На платформе байкальский орогенез обусловил общее поднятие территории из-под уровня моря.

Формирование Волыно-Полесского авлакогена происходило, очевидно, вследствие прогибания и раздвигания земной коры в условиях рифтогенеза. В бассейне седиментации, возникшем в пределах авлакогена, накопилась толща отложений, известная теперь в осадочном чехле как лагунно-континентальная пестроцветная формация. Волыно-Подольская плита охватывает юго-западный край (в пределах Украины) Восточно-Европейской платформы, примыкающей к Средиземноморскому геосинклинальному поясу. Завершение авлакогенного периода развития окраины платформы связано с концом байкальского тектонического цикла. Оно ознаменовалось общим поднятием территории Волыно-Подольской плиты, последовавшим за ним оледенением и образованием покровно-ледниковой формации.

Последним существенным событием в "жизни" Волыно-Полесского авлакогена было, очевидно, излияние магмы основного состава в вендское время. На этом активное развитие авлакогена завершилось, и он превратился в "застывший" рифт. Однако неправильным было бы считать, что в дальнейшей геологической истории этот земной рубец никак не проявлялся. "Дыхание" Волыно-Полесской впадины в той или другой степени ощущалось и в последующей геологической истории. Характерно, что влияние Волынско-Среднерусского линеамента не ограничивается одной платформой, распространяется на соседнюю Карпатскую геосинклиналь, обусловив существование Паннонско-Волынской транскарпатской депрессии.

Образование Волыно-Полесской впадины как составной части крупного линеамента произошло в среднем рифее и хорошо согласуется с концепцией тройного сочленения, на что справедливо обратили внимание польские геологи [265, 264]. В теле древней европейской плиты в районе Перемышльской сигмоиды возник тройной узел (тройное сочленение), состоящий из системы трех рифтов (рис. 5.2). Возникновение тройного сочленения предположительно связывается с наличием в этом районе горячей точки. Один из рукавов тройного узла — это Волыно-Полесская впадина, вернее Волынско-Среднерусский линеамент, составной частью которого является данная впадина. Два других активных рукава рифтовой системы образовали дугу, выпуклую в сторону платформы. Последняя, разрастаясь на основе спрединга, дала начало байкальской геосинклинали, обрамлявшей платформу с юго-запада и юга.

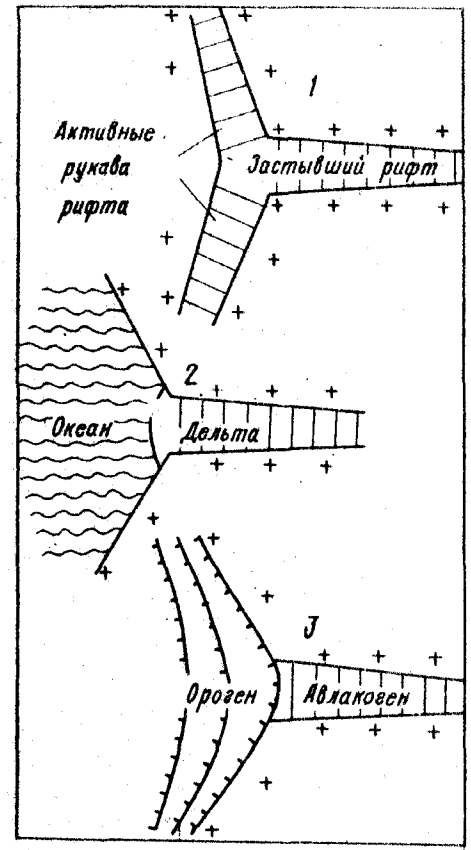


Рис. 5.2. Образование Волыно-Полесского авлакогена согласно концепции тройного сочленения (цифры на схеме): 1 — возникновение в теле дорифейской плиты тройного сочленения (triple junction) и системы трех рифтов, 2 — раскрытие активных рукавов рифта и обусловленное этим образование океана, 3 — возникновение орогена (Галицийской складчатой области байкалид) вследствие полного закрытия океана (на платформе остается Волыно-Полесский авлакоген — единственный реликт тройного узла)

Байкальская геосинклиналь, обрамлявшая Восточно-Европейскую платформу с юго-запада, была значительно шире Карпатской. Она возникла в результате деструкции сформировавшейся в дорифейское время континентальной земной коры (пан-платформы, по Пейве и Синицину, 1950).

Граница платформы и геосинклинали на байкальском этапе проходила по системе глубинных разломов, протягивавшихся от г.Коцк в направлении на Устилуг, Владимир-Волынский, Радехов, Буск, Перемышляны, Рогатин и далее кулисообразно смещаясь на Бережаны, Отыню и Давидены.

В миогеосинклинальной зоне байкальской геосинклинали, развивавшейся на платформенном склоне, в это время накапливалась мощная толща (в

несколько тысяч метров) в основном глинистых образований санской серии (жешувских слоев [182]).

В эвгеосинклинальной зоне, отличавшейся более сложным рельефом морского дна, формировались песчано-глинистые образования с преобладанием песчаников, местами с отчетливой ритмичностью. Осадконакопление сопровождалось слабыми проявлениями вулканизма, преимущественно основного состава.

В заключительную фазу байкальского тектогенеза на границе рифея и венда вся территория байкальской геосинклинали была выведена из-под уровня моря. Образования краевого предгорного прогиба не происходило. Молассы этого времени не обнаружены. Они не установлены и во всей западной части Средиземноморского пояса [4, 237]. Многие исследователи, в том числе М.В.Муратов [158] и П.П.Херасков [239], указывают, что краевые прогибы для байкалид вообще не характерны.

Общее поднятие рассматриваемой территории на завершающем байкальском этапе геотектонического развития сопровождалось региональным оледенением, зафиксированным тиллитами бродовской свиты Волыно-Подолии и белостокскими тиллитами на территории Польши, залегающими в основании волынской серии венда на полесской серии рифея.

В пределах Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции, по всей вероятности, существовал авлакоген байкальского времени, входящий в состав Сарматско-Туранского линеамента.

Такая точка зрения в настоящее время основывается только на косвенных данных. Во-первых, согласно результатам глубинного сейсмического зондирования, подошва осадочных отложений в пределах юго-восточной части ДДВ опускается на глубину до 22 км. Между среднедевонскими отложениями — самыми древними, которые достигнуты при бурении, — и кристаллическим фундаментом в таком случае остается пространство, предположительно заполненное верхнепротерозойскими, нижне- и среднепалеозойскими отложениями. На этом основании сделан вывод о том, что ДДВ зародилась в рифее [85, 186, 187, 215]. Во-вторых, в фундаменте ДДВ обнаружены верхнедокембрийские интрузии (абсолютный возраст 1200—1400 млн. лет и моложе), свидетельствующие о том, что Украинский щит и Воронежский кристаллический массив были разделены уже в среднем рифее. Г.В.Войтович с соавторами считают, что Украинский щит и Воронежский массив разделялись "складчатой зоной того же простирания, что и Днепровско-Донецкий прогиб" [37, с. 119].

Мнения о рифейском заложении Днепровско-Донецкого авлакогена придерживался также М.В.Муратов [157].

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП

Начало каледонского этапа в пределах Волыно-Подолии ознаменовалось коренной перестройкой структурного плана, вызванной, вероятно, магматической активизацией мантии, которая проявилась в виде траппов. Вместо

узкого байкальского авлакогена северо-восточного простирания зародился новый обширный бассейн осадконакопления, протягивающийся с северо-запада на юго-восток и известный под названиями Днестровско-Бугский [72], Приднестровский [160], Львовский [107], Днестровский прогиб [247], Вислянско-Днестровская перикратонная зона [237]. В структурном отношении, в нашем представлении, этот бассейн скорее всего отвечает понятию зоны перикратонных опусканий. В его пределах накопилась мощная толща отложений, подразделяющаяся на несколько формаций: базальную лагунно-континентальную и трапповую (нижний венд), нижнюю морскую терригенную (верхний венд — кембрий), карбонатную (ордовик — силур) и верхнюю морскую терригенную (жединский ярус девона). Каждая отражает важный период существования определенных тектонических условий — магматической деятельности и перестройки структурного плана, региональной трансгрессии и, наконец, общего поднятия и регрессии.

В начале волынского времени накопились терригенные осадки горбашовской свиты, объединяемые в базальную лагунно-континентальную формацию.

Магматическая активизация мантии в берестовецкое время привела к образованию трапповой формации. Путями поступления магмы к поверхности, очевидно, служили глубинные разломы и, как можно предполагать по характеру распределения мощностей траппов, разломы северо-восточного простирания, т.е. разрывные нарушения, принадлежащие системе разломов Волынско-Среднерусского линеамента.

Согласно исследованиям Б.Я.Воловик [38], на Волыно-Подолии развит наземный трапповый вулканизм центрального и трещинного типа, отличающийся многофазностью. Начальные стадии его развития, характеризующиеся наиболее активной вулканической деятельностью, привели к образованию эффузивно-пирокластической толщи, а последующие обусловили формирование пластовых интрузий. Последние вскрыты на территории Волыно-Подольской плиты многими скважинами в отложениях полесской серии рифея, где они образуют полого залегающие тела габбро-диабазов.

Формирование трапповой формации происходило в условиях континентального климата [7, 38]. Наземный характер вулканизма подтверждается широким разносом пирокластического материала и четко выраженным строением базальтовых покровов [153].

После активной тектонической деятельности волынского времени началось погружение территории Волыно-Подольской плиты. В спокойном эпиплатформенном бассейне вендского и раннекембрийского времени, охватившим обширные просторы Волыни и Подолии, накопилась песчано-глинистая субформация нижней морской терригенной формации. С востока бассейн осадконакопления ограничивался склоном Украинского щита, который служил главным источником сноса обломочного материала. Об этом, в частности, свидетельствует аркозовый состав песчаников (гдовский горизонт), поставщиком обломочного материала для которых служили архейско-проте-

розойские породы Украинского щита. Обнаружение в этих отложениях акритарх подтверждает морское происхождение вмещающих их пород [250]. На морской характер седиментации указывает и наличие в породах конкреций фосфоритов [11].

Для кембрийского периода (как в тектоническом, так и в палеогеографическом отношении) характерны черты, унаследованные от позднего венда. Прогиб, зародившийся в начале венда, продолжал развиваться и в кембрии. Песчано-глинистые осадки отлагались в эпиконтинентальном морском бассейне при господстве теплого и влажного климата. Отложения песчаной субформации, сменившей вверх по разрезу песчано-глинистую, в основном типичны для мелкой части шельфа. Однако к западу и юго-западу с приближением к геосинклинальной области намечается постепенный переход к более глубоководным осадкам, так как в этих направлениях происходит удаление от Украинского щита источника питания с одновременным увеличением глубины бассейна. Периодические изменения знака движения фундамента вызывали то углубление, то обмеление бассейна осадконакопления и связанные с ними трансгрессии и регрессии моря, внутриформационные перерывы, что, в свою очередь, отразилось на фациальном составе отложений. В составе бережковской серии, например, выделяются доминопольская, любомльская и свитязьская свиты. В пределах каждой свиты выделяются отдельные литологические поля [99]. Общая же тенденция – нарастание погружения – сохранялась почти на всем протяжении образования песчаной субформации.

Осадки, по-видимому, накапливались в пределах шельфа в условиях гумидного климата. Морской бассейн валдайского и кембрийского времени охватывал широкие просторы запада Восточно-Европейской платформы. Мелководное море имело нормальную соленость, о чем свидетельствуют следы червеобразных организмов. В бассейне седиментации доминировала восстановительная среда, что подтверждается зеленовато-серой окраской пород и содержанием в них аутигенных минералов. На западе бассейн сообщался с морским бассейном каледонской геосинклинали. Главным источником сноса обломочного материала служил Украинский щит и приподнятые участки его обрамления.

Ордовикский период – начало формирования терригенно-карбонатной субформации карбонатной формации – отличался неспокойным тектоническим режимом, что связано с активным движением сандомирской фазы складчатости. Осадконакоплению того времени предшествовал крупный седиментационный перерыв, охвативший конец средне – позднекембрийской эпохи. Согласно исследованиям Д.М.Дрыганта и В.А.Гинды [97], Волыно-Подольская плита в ордовикское время развивалась по-разному: для северной части (к северу от Владимир-Волынского разлома) было характерно компенсированное осадконакоплением прогибание, для южной – восходящие движения. Перерыв в осадконакоплении, вызванный подвижками таконской фазы складчатости, имел место также в конце ордовикского периода, когда вся территория Волыно-Подолии была приподнята и размывалась.

Но море отступило не надолго – уже в начале раннего силура морская трансгрессия охватывает широкие просторы юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и начинается формирование полифациальной известняковой субформации. Последняя, как уже упоминалось, состоит из трех фаций: прибрежно-морских известняков, рифовой и глубоководной глинистой.

Платформенная карбонатная формация является автохтонной. Она отражает максимум трансгрессии на каледонском этапе развития Волыно-Подолии. Осадконакопление в основном осуществлялось в платформенном морском бассейне, охватывавшем, кроме Волыни и Подолии, значительные территории Польши, Белоруссии и Молдавии. На юго-западе описываемый бассейн сообщался с глубоководным бассейном Галицийской геосинклинали. Снос обломочного материала с суши был очень ограниченный. Жаркий климат того времени способствовал развитию разнообразного в видовом отношении биоценоза (брахиопод, пелеципод, кораллов, остракод, граптолитов). Граптолиты преобладают в сравнительно глубоководной части седиментационного бассейна, граничащего с Галицийской геосинклиналью.

В начале жединского века восходящие движения сменяются нисходящими при одновременном воздымании суши, ограничивающей с востока бассейн седиментации. На Волыно-Подольской плите накапливались отложения тиверской серии, составляющие верхнюю морскую терригенную формацию. Осадконакопление проходило в условиях, характерных для мелководной части шельфа, с широким развитием нормально-морского бентоса. Климатические условия жединского времени также благоприятствовали развитию фауны брахиопод, пелеципод, остракод, тентакулитов, рыб, мшанок, моллюсков, в меньшей мере – граптолитов.

В пределах каледонской геосинклинали, обрамляющей с юго-запада Восточно-Европейскую платформу, в это время формировалось геосинклинальное поднятие из рифейских метаморфизованных комплексов пород. Судя по геофизическим данным, оно протягивалось от г.Краков на северо-западе, через Перемышль и Ходновичи, где было вскрыто глубоким бурением, юго-западнее г.Борислав и далее под Карпатами на с. Зеленая возле с. Быткув и, скорее всего, к южной части Добруджи. Это так называемое Краковско-Дрогобычское антиклинальное поднятие [155], разделявшее в каледонскую эпоху два геосинклинальных трога: северо-восточный миогеосинклинальный, располагавшийся в пределах современного Предкарпатского прогиба, и юго-западный эвгеосинклинальный, развившийся на территории современных Складчатых Карпат.

В миогеосинклинальной части формировался мощный комплекс морских геосинклинальных формаций – нижняя морская терригенная (венд – низы тремадока), терригенно-карбонатная (ордовик), глинистая (лландовери – жедин) и верхняя терригенная (верхний лудлов – жедин).

В эвгеосинклинальной зоне прогибание бассейна седиментации было более устойчивым. Здесь в толще пород того времени мощностью около 5 000 м

нет резко выраженных несогласий в залегании отдельных стратиграфических комплексов. В венде – раннем палеозое накапливались мощные осадочно-вулканогенные комплексы деловецкой свиты пород современных Внутренних Карпат, серии тульгеш юго-восточной румынской части Мармарошского массива и гельницкой серии зоны гемерид Внутренних Западных Карпат.

Вулканическая деятельность способствовала переносу кислых и основных продуктов в виде лав и туфов, образующих прослои среди осадочных пород. Особенно интенсивно вулканизм проявился во время формирования берлебашской свиты верхнего комплекса серии тульгеш и пачанской свиты гельницкой серии, которые местами почти целиком сложены вулканическими лавами и туфами.

На заключительном этапе каледонского геотектонического цикла в эвгеосинклинальной зоне накапливались преимущественно песчано-глинистая флишоидная толща (верхи деловецкой свиты и гельницкой серии) и пестроцветные грубообломочные образования (верхний лудлов) – на Краковско-Дрогобычском геосинклинальном поднятии.

В конце жединского времени раннего девона накопившиеся отложения были выведены на поверхность из-под уровня моря, смяты в складки и интенсивно метаморфизованы. В орогенный этап каледонского тектогенеза, как и в байкальский, образования предгорного прогиба не происходило.

По мнению А.П.Медведева [155], перед фронтом каледонид на окраине платформы сформировался узкий прогиб, наложенный на зону перикратонных опусканий. В нем в течение зигенского и эмсского времени при господстве аридного климата накопилась мощная толща терригенных пород днестровской серии, составляющая континентальную красноцветную формацию (древний красный песчаник). Незначительное распространение грубозернистых разностей в днестровской серии можно объяснить тем, что складчатое каледонское сооружение, с которого сносился обломочный материал, было относительно невысоким и слабо расчлененным.

Среднеевропейские каледониды, обрамляющие Восточно-Европейскую платформу, прослеживаются в домезозойском фундаменте на территории ГДР, Польши, а СССР – в западных областях Украины. Далее к юго-востоку они протягиваются через Молдавию до Крымского п-ва. Однако достоверных геохронологически данных о каледонском этапе развития территории в Крыму нет. Если отложения нижнего палеозоя разбурены, то новые данные прольют свет на эту проблему. Если же подтвердится их отсутствие, то можно думать о продолжительной эпохе предгерцинского размыва или о продолжительном поднятии в это время.

Вообще каледониды Европы тесно связаны с герценидами, что отмечено и на тектонической карте Евразии 1966 г. М.В.Муратов [156], анализируя этапы развития Средиземноморского пояса, указывает, что заложение герцинид здесь чаще всего начиналось в ордовике или силуре и заканчивалось в конце перми или начале триаса. При этом герцинские геосинклинальные прогибы возникают либо непосредственно на байкальской складчатой основе,

либо втягивают породы чехла байкалид в прогибание и складчатость. Недоразвитым характером каледонид и незавершенностью каледонской складчатости объясняется и отсутствие в приразломных зонах каледонских краевых прогибов. Тектонические подвижки привели в отдельных районах к каледонскому эпиплатформенному орогенезу, что довольно явственно проявилось на о-ве Змеиный в Черном море.

Каледонский этап развития восточной части Украины характеризуется формированием крупного Сарматского щита, охватывавшего современный Украинский щит, Воронежский массив и ДДВ. В течение раннего палеозоя Сарматский щит интенсивно воздымался [86] и лишь к середине девона в его своде наметился прогиб, на месте которого на герцинском этапе сформировалась ДДВ.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

К началу герцинского этапа геотектонического развития каледонские горные сооружения были снивелированы и на описываемой территории, кроме современных Карпат и Восточных Судет, установился платформенный режим.

На Волыно-Подолии и юго-востоке Польши, в зоне сочленения юго-западной части Восточно-Европейской платформы и сформировавшейся молодой эпикаледонской платформы в то время заложился Львовско-Люблинский постумный палеозойский прогиб. В отличие от прогиба каледонского тектонического цикла бассейн седиментации Львовского прогиба несколько уменьшился и изменился по форме. Начало формирования Львовско-Люблинского прогиба сопровождалось наступлением моря, которое заняло сначала его наиболее прогнутую, северо-западную часть, а потом распространилось далее на восток, трансгрессивно перекрыв все древние отложения. На севере бассейн осадконакопления соединялся через Столинско-Дубровицкий пролив с бассейном Припятского прогиба и ДДВ (рис. 5.3). Сложившаяся в среднем девоне палеогеографическая обстановка способствовала накоплению терригенно-карбонатной формации, неоднородной в фациальном отношении. В позднем девоне на Волыно-Подольской плите установились более однородные морские условия. В франском и первой половине фаменского века во Львовском прогибе накапливались в основном карбонатные осадки с незначительной примесью глинистого материала. В конце фаменского века бассейн седиментации начал мелеть и сокращаться [184]. В его пределах формировался регрессивный комплекс отложений, сложенный доломитами, мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, часто загипсованными, а в верхней части разреза красноцветными. В это же время начинает подниматься Волынское поднятие, из которого грубообломочный материал сносился в прилегающую часть бассейна. На конец девонского периода на территории Львовского прогиба установились континентальные условия осадконакопления, которые продолжались до среднего визе. Лишь на сравнительно короткий срок они прервались черепетской трансгрессией,

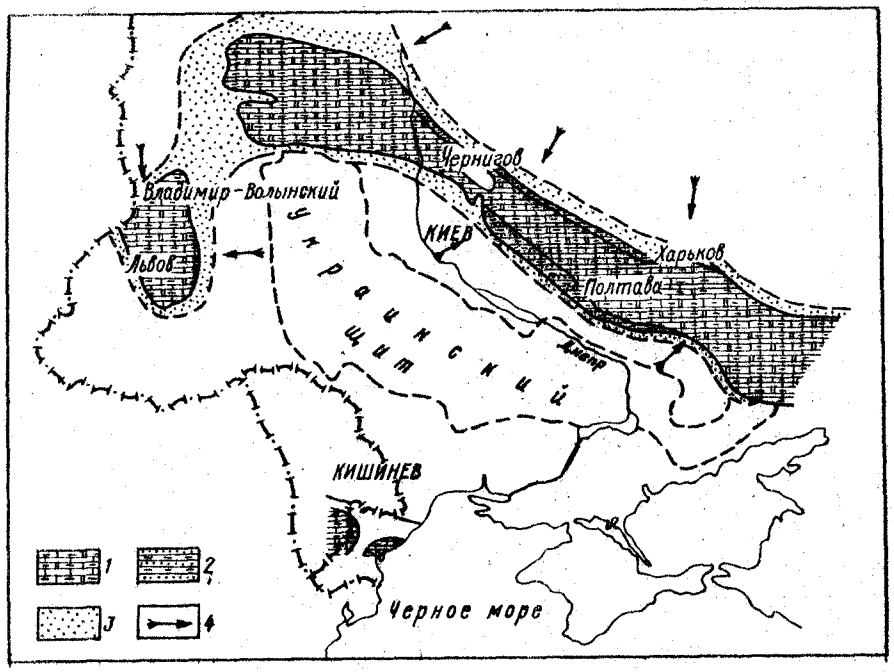


Рис. 5.3. Палеогеографические связи осадочных бассейнов Украины герцинского этапа (поздний девон, раннефранское время):
1 – море, мелкая часть шельфа (известняки, доломитизированные известняки, аргиллиты), 2 – прибрежно-морские фации (глинисто-песчаные отложения), 3 – территория вероятного распространения моря, 4 – направление сноса терригенного материала

запечатлевшейся в отложениях хоревской свиты. Существующий бассейн осадконакопления (Львовско-Люблинский) посредством поднятия Дыле-Холм разобщился на два – Львовский и Люблинский. В условиях гумидного климата сформировалась мощная кора выветривания, продукты разрушения которой известны под названием куличковской свиты.

Каменноугольные отложения Львовского прогиба объединяются в угленосную формацию. Нижняя ее часть формировалась в различных фациальных условиях: шельфового моря, зоны волнения прибрежной части моря, зоны морских течений, зоны шельфового моря, отдаленной от берега, прибрежной и мелководной зон шельфового моря [231]. Накопление собственно угленосной толщи относится к поздневизейскому времени, когда соседняя геосинклиналь была охвачена складчатостью и орогенезом. Во Львовском прогибе накапливается циклически построенная полифациальная толща, каждый осадочный цикл которой сложен морскими, переходными от морских к континентальными фациями [231, 232]. Пульсационные тектонические движения обусловливали частую смену фациальной обстановки. Осадконакопление, таким образом, происходило то в условиях

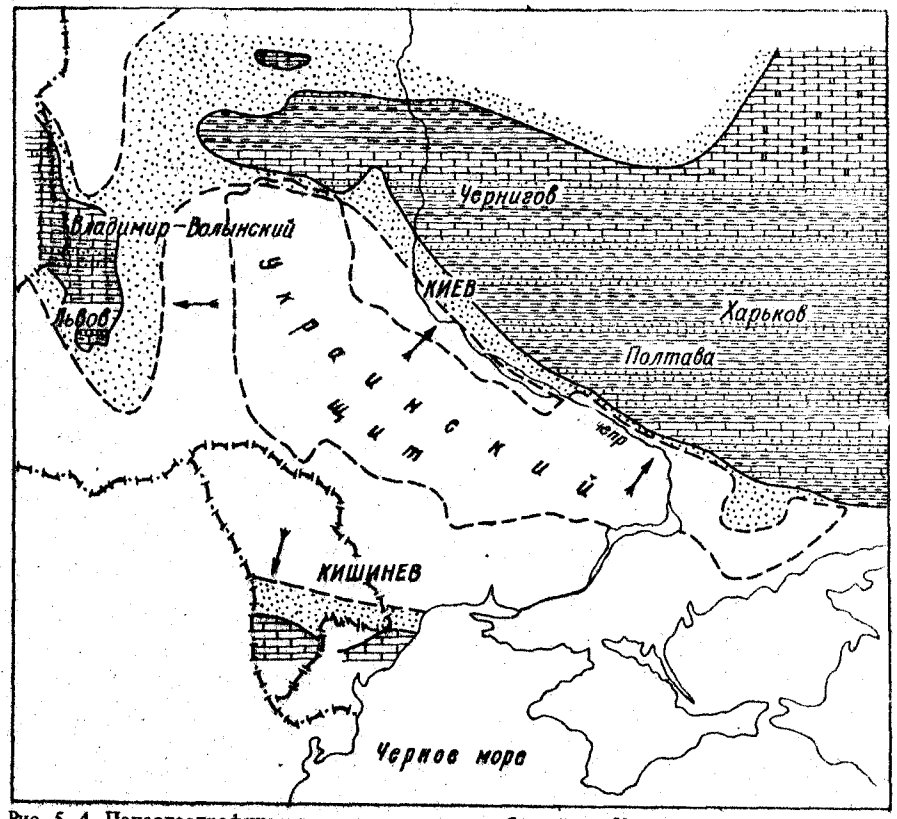


Рис. 5. 4. Палеогеографические связи осадочных бассейнов Украины герцинского этапа (ранний карбон, визейское время).
Усл. обозначения те же, что и на рис. 5.3

мелководного моря, то в болотистых низинах, то в речных дельтах и заливах. Гумидный климат того времени благоприятствовал пышному расцвету растительности, из скоплений которой впоследствии образовались промышленные залежи каменных углей (Львовско-Волынский каменноугольный бассейн). Особенно богатая растительность характерна для серпуховского времени. На протяжении этого времени бассейн седиментации Львовского прогиба, как и в визейском веке (рис. 5.4), на северо-западе соединялся с обширным морским бассейном на территории Польши [64, 65]. Основные источники питания терригенным материалом располагались в пределах самой платформы и ими служили Украинская, Воронежская и Литовско-Белорусская возвышенности.

Структурный план герцинского комплекса формировался в основном под влиянием тектонических движений судетской и астурийской фаз складчатости. В результате этих движений наступило общее поднятие территории

Вольно-Подолии и превращение ее в область денудации. Перерыв в осадконакоплении был самым продолжительным в фанерозое и длился приблизительно 133 млн. лет, начиная от среднекарбоновой эпохи (московский век) до среднеюрской (байосский век).

В пределах современной территории Внешней зоны Предкарпатского прогиба на герцинском этапе развития сохранялись преимущественно восходящие движения, которые формировали краевое платформенное поднятие, отделявшее Карпатский геосинклинальный бассейн осадконакопления от платформенного. В периоды больших трансгрессий это поднятие покрывалось частично или полностью морем, но в результате последующих восходящих движений отложившиеся здесь осадки были размыты [155].

Герцинская геосинклиналь, существовавшая на территории современных Карпат, начиная со среднего девона, составляла единое целое со среднеевропейскими герцинидами.

В миогеосинклинальной зоне, в частности в Санско-Верховинской части, т.е. в пределах современной Скибовой зоны Карпат, накапливались преимущественно песчано-глинистые и карбонатные осадки. В эвгеосинклинальной зоне осуществлялось накопление осадочно-вулканогенных образований, главным образом глинистых, при значительной роли вулканических пород (диабазов и их туфов). В меньшей степени накапливались карбонатные образования.

На границе визейского и серпуховского времени, вследствие проявления судетской фазы складчатости герцинского тектонического цикла, в морфологии бассейна седиментации произошли более сложные, чем в девоне, преобразования. Типичные отложения кульма раннего карбона накапливались в геосинклинальной области Восточных Судет (современная Мораво-Силезская зона). На других участках современных Карпат терригенные нижнекаменоугольные отложения замещались карбонатными.

После эпохи среднего карбона на начальном этапе орогенеза (астурийская фаза) на обширной Среднеевропейской геосинклинали, в том числе и на территории современных Карпат, проявилась интенсивная складчатость, метаморфизм (в эвгеосинклинальной зоне) и гранитизация. В пределах современных Скибовых Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба на северо-восточном краю формировавшегося герцинского горного сооружения в зоне контакта с эпикаледонской платформой возник передовой предгорный прогиб, протягивавшийся от Верхнесилезского бассейна на северо-западе до Покутских Карпат на юго-востоке и далее, видимо, на Северную Добруджу. А.П.Медведев [155] назвал его Силезско-Покутским прогибом.

Заключительные астурийская и заальская фазы герцинского геотектонического цикла окончательно сформировали герцинское горное сооружение Пракарпат. При этом интенсивно развивались разного типа дизъюнктивные нарушения продольного и поперечного направления. Продольные разломы, фиксируемые в настоящее время геофизическими измерениями, ограничивали погребенные кордильеры, а поперечные разобщали отдельные блоки, по которым они перемещались в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Интенсивно расчлененный доальпийский фундамент в значительной мере сказался на условиях седиментации и тектоническом развитии Карпат на последующем альпийском этапе их развития.

В пределах Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции герцинский этап соответствует времени формирования основного геосинклинального комплекса фундамента. В этот период накопились различные геосинклинальные формации — аспидная, спилит-кератофировая, флишоидная, "кульм" и другие. Реликты этих формаций вскрыты бурением в центральной части Равнинного Крыма.

На начальной стадии герцинского тектогенеза (девон) формировались мощные толщи аспидной формации, возникшие в результате интенсивного прогибания территории Равнинного Крыма. В результате усиления дифференцированных тектонических подвижек на зрелой стадии развития герцинид формировались глинисто-карбонатные образования флишоидного типа.

Заключительные этапы развития герцинид в Крыму происходили, вероятно, без значительного горообразования (отложения верхнепалеозойских моласс известны лишь в районе г.Геническ). Однако заметные различия в метаморфизме палеозойских и триас-юрских пород свидетельствуют о перерыве и значительной стабилизации территории в позднепалеозойское время.

Краевого прогиба герцинид на границе с Восточно-Европейской платформой в Крыму не возникло, поскольку поверхность фундамента южной окраины древней платформы была в палеозое приподнятой и развивалась как щит. Согласно правилу Н.С.Шатского, при высоком положении фундамента древних платформ возле щитов краевых прогибов нет, и граница имеет шовный характер. Геологические материала по Центральному Причерноморью подтверждают этот постулат. Краевой разлом герцинид хорошо прослеживается материалами ГСЗ и КМПВ.

Незначительные проявления магматизма свидетельствуют о миогеосинклинальном характере герцинского тектогенеза. Эвгеосинклиналь располагалась южнее, вероятно, в пределах современного Горного Крыма.

Герцинские структуры в Равнинном Крыму наследуют простирание байкалид, изменяясь с северо-восточного направления на востоке до восточного на западе в акватории Азовского моря. Таким образом, герцинские комплексы развились преимущественно на байкальском складчатом основании, наследуя простирание последнего, и лишь на отдельных участках герцинский диастрофизм захватил также примыкающую окраину УЩ, образовав краевые поднятия [93]. В результате последующих тектонических активизаций в этой зоне (зоне сочленения УЩ и Скифской плиты) унаследованно формировались положительные структуры, игравшие определенную роль в создании благоприятных условий для нефтегазонакопления.

Герцинский этап формирования ДДВ охватывает средний и верхний палеозой — от среднего девона до перми. Возникла ДДВ в своде древнего Сарматского щита, сформировавшегося в южной части Восточно-Европейской

платформы. Основными тектоническими элементами этого щита были "срединные массивы", сложенные преимущественно архерейскими образованиями, и разделяющие их складчатые сооружения, возникшие на месте нижнепротерозойских трогов [86]. Эти структуры знаменуют собой протоплатформенную стадию развития территории, а их становление относится к раннепротерозойской эпохе [86, 165].

В начале палеозоя древний Сарматский щит начал интенсивно воздыматься и расширять свои границы. Об этом убедительно свидетельствуют постепенное увеличение в раннем палеозое его размеров и смещение границ распространения отложений раннепалеозойских систем, на что мы указывали ранее [87]. Причину этого явления мы видим в формировании под основанием земной коры крупного плюмажа, не имевшего в течение раннего палеозоя связи с земной поверхностью, поскольку такая связь привела бы к деградации земных недр и прекращению роста структуры. Все это позволило допустить, что палеорифт, установленный глубинным сейсмическим зондированием в юго-восточной части впадины и в Донбассе, в раннепалеозойскую эру не проявлялся, и земная кора находилась в устойчивом положении.

В среднедевонский период крупные нисходящие движения, проявившиеся в районах современного Предуралья и Прикаспия, вызвали рост тектонической активности остальной территории Восточно-Европейской платформы. Именно к этому времени относится начало прогибания свода Сарматского щита и седиментации осадочных пород — терригенной формации среднедевонско-раннефранского возраста.

Причину такой активизации в развитии территории мы усматриваем (помимо увеличения общей тектонической активности всей Восточно-Европейской платформы) в образовании крупной кольцевой структуры, которая явилась очагом разгрузки для газов и флюидов из пористого вещества подкорового плюмажа. Такая структура зафиксирована аэрокосмическими исследованиями и вырисовывается (по материалам глубинного сейсмического зондирования) в северо-западной части Донбасса, где установлены многочисленные рудопроявления. Вывод тепловой энергии привел к охлаждению подкорового вещества и сокращению объема плюмажа, что создало предпосылки для перемены знака тектонических движений и реализации этих перемен в формировании прогиба в наиболее приподнятой сводовой части палеощита, частично унаследовавшего более древнюю структуру и развившегося далее на северо-запад вплоть до современного Припятского прогиба. При этом более устойчивым к прогибанию оказались зоны раннепротерозойских геосинклиналей, которые в дальнейшей истории развития геоструктуры стали поперечными поднятиями, а разделяющие их участки — депрессиями.

Геологическая история собственно ДДВ начинается с момента формирования в сводной части Сарматского щита системы разрывных нарушений и проседания по ним отдельных блоков земной коры. Одновременно эти участки покрывались водными бассейнами, и началась седиментация песчано-глинистых образований, выделенных в терригенную формацию.

В дальнейшем в течение всего среднего палеозоя шло прерывистое, но неуклонное нарастание трансгрессивных условий на всей исследуемой территории. Так, в среднедевонско-франский трансгрессивно-регрессивный цикл прогибание свода Сарматского щита и формирование разломов привели к соединению морских бассейнов современных Прикаспия и Вольно-Подолии и превращению территории УЩ и Воронежского массива в острова (см. рис. 5. 3). Невысокая расчлененность суши и низкое гипсометрическое положение способствовали формированию раннефранской карбонатной формации.

С временем образования карбонатной формации (средний фран) связывается начало массового поступления на поверхность глубинного материала, обусловленное интенсификацией вулканической деятельности. В результате в относительно узком и длинном морском проливе возник вулканический рельеф с многочисленными источниками извержений, сконцентрированными на территории, ограниченной краевыми разломами грабена. Морской пролив превратился в большое количество полуизолированных лагун, которые в начале позднефранского времени после отшнуровывания западного морского бассейна стали солеродными. Соленакопление начиналось неодновременно и проходило неравномерно как по региону в целом, так и в пределах отдельных прогибающихся участков [52]. Именно к этому периоду относится формирование ряда приразломных впадин, образовавших зоны прибортовых и приразломных впадин. Эти впадины в конце позднефранского века стали участками интенсивного соленакопления и активного соляного тектогенеза — в последующие эпохи.

Характер соленакопления в условиях крупного, сильно расчлененного бассейна освещен нами в нескольких работах [52, 112 и др]. Решающими факторами соленакопления считаются расчлененность бассейна за счет многочисленных вулканических построек, превращение осадочного бассейна из пролива в залив и аридизация климата. Цикличность в строении отложений обусловлена периодической перекомпенсацией погружения осадконакоплением.

Фаменский трансгрессивно-регрессивный цикл начался интенсивным опусканием территории грабена (особенно юго-западной части) и формированием в условиях некомпенсированного прогибания терригенной, а затем карбонатной формации. Общее воздымание территории и изоляция восточного морского бассейна, а также дифференциация дна осадочного бассейна вследствие перемещения блоков фундамента, вулканической деятельности и формирования первых соляных поднятий способствовали росту соленосности отдельных лагун и возникновению нового солеродного бассейна. Соленакоплением в позднефаменское время были охвачены зоны и участки, расположенные между растущими валоподобными или куполовидными поднятиями и продолжающими свое формирование выступами кристаллического основания. Завершился цикл складкообразовательными движениями бретонской фазы, сопровождавшимися накоплением красноцветных песчано-гли-

нистых отложений в условиях аккумулятивной равнины, изолированной от морских бассейнов.

Каменноугольно-нижнепермский тектоно-седиментационный цикл четко разделяется на три трансгрессивных цикла: раннекаменноугольный, средне-позднекаменноугольный и раннепермский.

Раннекаменноугольный трансгрессивно-регрессивный цикл начался медленным и постепенным проникновением морского бассейна со стороны Донбасса в пределы снивелированной аккумулятивной равнины, которой стала к началу карбона ДДВ. Устойчивый морской режим к середине турнейского века установился в северной части Донбасса и на восточном склоне Воронежского массива. Отсюда в течение всего нижнего карбона он периодически распространялся на обширные территории к западу и юго-западу (см. рис. 5.4). В результате повторяемость однотипных слоев в регионе – основная особенность строения каменноугольного разреза.

Средне-позднекаменноугольный трансгрессивно-регрессивный цикл начался одной из самых крупных в карбоне трансгрессий, в результате которой снивелированные образования старобешевского комплекса, а на бортах и более древние, оказались перекрытыми породами глинисто-карбонатной формации нижнего башкира. Трансгрессия сменилась медленным отступлением моря, периодически прерывавшимся трансгрессивными всплесками. Последние представлены пластами или пачками известняков с характерными диагностическими признаками. Основная часть разреза сложена песчано-глинистой толщей с пластами и прослоями углей. К концу среднего карбона морской бассейн сузился до пределов Донбасса, лишь периодически проникая на запад впадины. К концу периода регион превратился в обширную аккумулятивную равнину с многочисленными речными руслами, долинами и поймами, в которых шла седиментация пестроцветных песчано-глинистых образований, перемежающихся иногда "серыми зонами".

Изоляция впадин от восточного морского бассейна была обусловлена складкообразными движениями в Донбассе, в результате которых к началу ранней перми он превратился в невысокую горную страну, сформировавшуюся в процессе заальской фазы герцинского орогенеза. Начало этих движений относится к середине позднего карбона, а завершение связано с периодом раннепермского соленакопления, в процессе которого произошли общая пенепленизация территории и выполаживание дна седиментационного бассейна за счет перекомпенсации прогибания соленакоплением.

Раннепермский трансгрессивно-регрессивный цикл связан с неоднократной ингрессией восточного моря в пределы ДДВ через Северо-Донецкий прогиб и накоплением соленосной формации. Разрез формации представлен шестью регрессивными циклопачками, в основании которых находятся песчано-глинистые и карбонатно-сульфатные породы, а верхние части сложены преимущественно солью [103, 115]. В регионе выделяются три области развития увеличенных мощностей формации, связанные с депрессионными участками каменноугольной поверхности: Бахмутско-Кальмиус-Торецким, Полтавско-Шебелинским и Сребнянским, где они достигают 1200, 2000 и 800 м

соответственно. Отмечается постепенное расширение границ распространения отдельных циклопачек от нижних (святогорской и торской) до средних (брянцевских) и затем постепенное их сокращение и локализация в пределах депрессий (краматорская циклопачка).

Раннепермское соленакопление сопровождалось подвижками фундамента и интенсивными движениями соляных масс девона, в результате чего на поднятиях юго-восточной части региона, а также на ряде структур, развитых в прибортовых и приосевых впадинах, соляные породы выходили на поверхность и служили дополнительными источниками засолонения бассейна. Вблизи таких поднятий формировались глубокие прогибы, именуемые "компенсационными". Эти прогибы заполнялись соляными породами нижней перми, которые вместе с соляными штоками девона нередко образуют тела грибообразной формы (двусолевые структуры), представляющие определенный интерес для поисков новых залежей углеводородов.

Соленакоплением фактически закончилась тектонически активная часть герцинского цикла тектогенеза. Формирование пород позднепермско-триасового тектоно-седиментационного цикла происходило в условиях стабилизировавшейся территории, при которых не было подвижек локальных блоков фундамента, а только медленно погружалась вся впадина при относительном воздымании Донецкого горного сооружения. Последнее стало одним из основных источников обломочного материала, вследствие чего верхнепермские литологические толщи имеют характерное распространение по площади, обусловленное расположением основных источников сноса и областей седиментации [8, 9]. Пфальская тектоническая фаза в ДДВ не проявилась. Образования верхней перми и триаса покрывают сплошным чехлом более древние образования, в том числе и соляные штоки девона. Изменения мощностей верхней перми и триаса подчиняются только региональным закономерностям, что может быть подтверждением платформенного характера развития региона в течение этого цикла.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

На протяжении этого геотектонического этапа развития земной коры завершилось формирование Предкарпатской, Закарпатской и Причерноморско-Крымской нефтегазоносных провинций. В определенной мере с этим этапом тектогенеза связывается также развитие Днепровско-Донецкой и Волыно-Подольской провинций.

Формирование Предкарпатской и Закарпатской нефтегазоносных провинций связано непосредственно с геотектоническим развитием Карпатской геосинклинали как составной части Средиземноморского горного пояса. Возникновение и развитие последнего, в связи с современными представлениями концепции тектоники литосферных плит, обусловлены разрастанием (расширением) и сокращением (сжатием) палеоокеана Тетис. На его северных границах возникла альпийская горная система, а на южных – горная система Атласа.

Возникновение альпийской геосинклинальной области, по мнению большинства исследователей, происходило в обстановке расширения палеоокеана Тетис, сопровождавшегося откалыванием от Европейского континента (плиты) микроплит, созданием окраинных морей с океанической корой и накоплением в них эпиконтинентальных формаций. Во времени эти события приходятся скорее всего на пермо-триас (во всяком случае, на доюрское время).

Образование Восточных Альп и Западных Карпат, по данным Ф.Дитриха [80], связано с эволюцией Пеннинского моря палеоокеана Тетис. Возникновение и развитие Восточных Карпат, в том числе и Украинских Карпат, связываются с эволюцией Сиретского моря палеоокеана Тетис [263]. Пеннинское море располагалось между Среднеевропейской плитой Евразийского континента и Австроальпийско-Адриатической микроплитой, Сиретское море – между Волыно-Подольской, Молдавской и Мизийской плитами Евразиатского континента и Паннонским микроконтинентом.

В пределах современных Украинских Карпат происходило сочленение Пеннинского и Сиретского бассейнов Тетиса. В настоящее время шовная зона между пеннинской частью Восточных Альп и Западных Карпат проходит к северу от центральной части Западных Карпат (Татро-Вепорид); в пределах восточной части Украинских и Румынских Карпат она располагается к югу от Мармарошской зоны Внутренних Карпат.

Во внутренних Пеннинском и Сиретском бассейнах в период растяжения земной коры накапливались офиолитовая ассоциация пород.

Как было отмечено, характер пород фундамента Закарпатского прогиба, Пеннинской и Мармарошской зон Внутренних Карпат позволяет говорить о формировании их в период растяжения (спрединга) и образования океанической коры, на которой заложилась эвгеосинклинальная зона Карпат. В современных Украинских Карпатах эта зона, по данным геофизических исследований и глубокого бурения, выделяется в основании Закарпатского неогенового прогиба, между Паннонским массивом, Пеннинской срединной зоной Внутренних Карпат и ограничена глубинными разломами Береговским, отделяющим Закарпатский прогиб от Паннонского массива, и Пеннинским (Закарпатским), разграничивающим Закарпатский прогиб и Флишевые Карпаты.

Территория, расположенная к северо-востоку от Закарпатского (Пеннинского) разлома, развивалась на домезозойской континентальной коре, на которой сформировались эпиконтинентальные бассейны с парагеосинклинальным (триас – юра – низы нижнего мела Внутренних Карпат), миогеосинклинальным (верхи нижнего мела – палеогена внешних Флишевых Карпат) и субплатформенным (юра – мел Предкарпатья) характером седиментации.

В общем, в конце раннего мела растяжение (спрединг) в Карпатах сменилось сжатием, которое сопровождалось субдукцией в зоне Беньофа океанической коры под континентальную. Об этом свидетельствуют распределение зон андезитового и кислого вулканизма, проявившегося позднее, а также петрологические и геохимические особенности магматических образований островных дуг, развившихся в пределах современного Закарпатского прогиба [75, 76]. В желобе, образовавшемся между океаном и континентом, происходили скучивание и смешивание осадочных и магматических пород. Эти породы отличаются интенсивной раздробленностью, наличием зеркал скольжения и зон брекчирования, во многих случаях бескорневым, аллохтонным залеганием.

Начиная с конца раннего мела (альб – апт) и в течение всего позднего мела и палеогена в миогеосинклинальной зоне современных Внешних Карпат формировалась флишевая формация. Границами флишевого бассейна служили глубинные разломы – Закарпатский на юго-западе и Предкарпатский на северо-востоке. Оба разлома фиксируются глубинным сейсмическим зондированием и достигают глубин мантии Земли.

Отложение пород флишевой формации осуществлялось на разновозрастном (полигенном) фундаменте Пракарпат, осложненном системой кордильер. Последние ограничивались глубинными разломами, достигавшими корнями базальтового слоя литосферы. В современном тектоническом плане эти разломы отражены во флишевых образованиях в виде надвигов и разграничивают структурно-фациальные зоны.

Подвижные кордильеры вместе с глубинными разломами предопределяли разнофациальный состав пород флишевой формации и последующую структурно-фациальную зональность. Миграция оси флишевого бассейна от внутренних частей геосинклинали к внешним и развитие в этом же направлении складчатости пород, выполнявших флишевый бассейн, обусловливались динамикой тектонических движений в зоне субдукции. Поперечные поднятия и депрессии фундамента и разграничивавшие их разломы, в свою очередь, влияли на условия седиментации флишевых образований. Поэтому на относительно небольших расстояниях резко менялись мощности и литологический состав отложений.

Ритмичность в напластовании пород флишевой формации обусловливалась периодическим изменением уровня эрозии и угла наклона седиментационного бассейна, а также тектоническими подвижками осцилляционного характера. В результате на глинистые отложения налегали более грубозернистые (песчанистые), постепенно сменявшиеся выше вновь тонкодисперсными осадками и т.д. В общем накопление флишевой формации в тектоническом плане отвечает собственно геосинклинальному этапу развития Карпат.

В начале неогена на фоне общего воздымания и формирования Карпатского горного сооружения формировались Предкарпатский предгорный и Закарпатский загорный прогибы. В их пределах накапливались образования молассовой формации – продукты разрушения флишевых пород поднимавшихся горных Карпат, а также пород примыкавшей с северо-востока Волыно-Подольской плиты и ныне погребенной Сандомирско-Добруджинской гряды, расположенной на границе современных Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба.

В начальный период развития Предкарпатского прогиба в пределах современной Внутренней зоны откладывались осадки нижней молассы (от эге-

рия до карпатия), выраженные в основном терригенными образованиями, во многих случаях засолоненными и загипсованными (воротыщенская и стебникская свиты). На участках поперечных поднятий фундамента у края Карпатского горного сооружения накапливались большой мощности конгломераты (слободские, трускавецкие и др.). На участках поперечных прогибов и в прибортовых мульдах откладывались лагунные молассы (стебникская свита).

В Закарпатском прогибе нижние молассы представлены негровской (эгерий) и буркаловской (отнангий – карпатий) свитами. Негровская свита в нижней части сложена гравелитами, брекчиями и конгломератами. Обломочный материал представлен филлитами, аргиллитами, песчанистыми известняками, иногда порфиритами и ангидритами. Буркаловская свита распространена ограниченно (главным образом в северо-восточной части прогиба в бассейнах рек Тересва и Апшица). Литологически она выражена песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами.

В начале бадения в Предкарпатском прогибе произошло прогибание современной Внешней зоны за счет части примыкающей к Карпатам платформы. Здесь осуществлялось накопление пород верхней молассы – богородчанской, тирасской (гипсоангидритовой) и косовской свит бадения и дашавской свиты нижнего сармата.

В Закарпатском прогибе верхние молассы характеризуют в самом низу терешовские конгломераты, а затем породы новоселицкой, талаборской, тереблинской, солотвинской, шандровской, тячевской, нересницкой и даролинской свит с нанковским туфовым горизонтом и ньяговскими конгломератами. Все эти свиты в возрастном отношении относятся к бадению.

Образование сармата наиболее широко распространены в северо-восточной и юго-западной частях Солотвинской впадины и повсеместно – в Мукачевской впадине. В их разрезе выделяются дорobратовская, луковская и алмашская свиты.

Породы сармата без заметного перерыва сменяются осадками паннонского яруса верхнего миоцена. Они подразделяются на изовскую и кошелевскую свиты. В самом верху неогенового комплекса распространены породы раковецкой свиты среднего плиоцена и ильницкой свиты верхнего плиоцена. Раковецкая свита сложена пестроцветными некарбонатными глинами и песчаниками с раковецкими конгломератами в кровле. Ильницкая свита представлена глинами с прослоями туфов, туффитов и туфогенных песчаников. В разрезе встречаются в значительном количестве пропластки лигнита и линзы конгломератов с галькой метаморфизованных пород.

В конце плиоцена вследствие проявления заключительной, наиболее интенсивной по масштабам фазы альпийского геотектонического цикла формировался современный структурно-тектонический облик всей Карпатской геосинклинальной области, в том числе нефтегазоносных провинций Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

В Причерноморско-Крымской провинции на основании формационного состава и распространения отложений можно обособить два тектоно-седимен-

тационных цикла: киммерийский (триас – юра) и альпийский (мел – неоген).

Формации киммерийского тектоно-седиментационного цикла распространены не повсеместно. Их накопление контролируется чаще всего глубинными разломами и происходило в условиях горного рельефа с ограниченными площадями аккумуляции. Дифференциация тектонических движений и образование поднятий препятствовали проникновению моря и способствовали накоплению большого количества главным образом терригенного материала, а контрастность тектонических движений мешала его активному выносу и перемыванию.

Занимая неустойчивое структурное положение, формации киммерийского тектонно-седиментационного цикла в одних случаях, а именно на склонах выступов байкальско-герцинского фундамента и в пределах пологих бортов прогибов, тяготеют к платформенному типу осадконакопления (катаплатформенные формации), а в других случаях, в частности в приразломном Северо-Крымском прогибе, в отдельных грабенах, в южных примыкающих к современному Горному Крыму и слабо консолидированных участках Скифской плиты, они ближе по характеру к геосинклинальным (парагеосинклинальные формации).

Складчатая основа байкальско-герцинского фундамента в это время реагировала на тектонические движения глыбовыми перемещениями по крупным разломам. Характер этих перемещений отразился на особенностях осадконакопления, происходившего преимущественно в изолированных депрессиях и грабенах, образовавшихся в результате опускания отдельных блоков фундамента. В этом плане становится понятным факт преобладания терригенных отложений среди образований раннего мезозоя Равнинного Крыма. В этот период частично унаследованно, частично наложенно развиваются новые типы структур – внутренние межгорные, периклинальные и приразломные прогибы, строение которых обусловлено блоковыми тектоническими подвижками. Наибольшей областью накопления орогенных триас-юрских отложений был Северо-Крымский приразломный прогиб, образовавшийся в связи с интенсивным прогибанием земной коры в зоне глубинного разлома на сочленении Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

Таким образом, для триас-юрского тектоно-седиментационного цикла развития причерноморской части Скифской плиты характерна тенденция к общему поднятию территории, на фоне которой, благодаря дифференцированным тектоническим движениям, образовались отдельные депрессии и грабены. Эта тенденция проявлялась на протяжении всего триас-юрского времени с усилением к концу цикла положительных восходящих движений. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие верхнепермских пород в Равнинном Крыму. Весь период – от триаса до начала раннемеловой эпиплатформенной трансгрессии – продолжался 80 – 85 млн. лет, что согласуется с расчетами, по которым продолжительность консолидации герцинид и переход их в платформенный режим составляют 50 – 120 млн. лет [223].

Триас-юрский тектогенез проявился специфически. Он не привел к фор-

мированию складчатой системы, был изолирован и характеризовался кратковременным и неполным циклом развития. Применяя двучленное деление структуры Скифской плиты (фундамент, чехол), можно считать триас-юрские отложения верхним структурным этажем фундамента. Интересно, что на территории Евро-Азиатского сегмента Земли раннемезозойский (киммерийский) тектогенез был вообще недоразвит. Г.Штилле [249], рассматривая европейские области киммерийской складчатости, показал, что киммерийские тектонические движения здесь нельзя ставить в один ранг с геосинклинальными герцинскими или альпийскими. Киммерийскую складчатость обусловливает "... характер распространения палеозойских и особенно варисцийских складок" [249, с. 850]. За пределами альпийской геосинклинальной области киммерийская складчатость приурочена к узким, относительно небольшим по площади прогибам, которые тесно связаны с герцинским тектогенезом. Совсем иначе киммерийский, точнее мезозойский, или "тихоокеанский", цикл тектогенеза проявился в Тихоокеанском сегменте Земли. Здесь он образует самостоятельные завершенные геосинклинальные системы с полным циклом развития.

Альпийский (мел-неогеновый) тектоно-седиментационный цикл развития Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции характеризуется формированием типично платформенных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, которые сплошным чехлом перекрывают более древние образования и создают современную тектоническую картину.

Она выразилась в образовании приподнятых зон в центральной части провинции (Каламитское, Новоселовско-Симферопольское и Центрально-Азовское поднятие) и двух депрессионных зон с глубоко погруженным фундаментом на юге и севере соответственно на границе с Крымским мегантиклинорием и Южно-Украинской моноклиналью. Здесь мощности осадочного комплекса измеряются в 3 – 5 км.

Мел-неогеновые формации Крымско-Причерноморской нефтегазоносной провинции отражают единый большой тектоно-седиментационный цикл с постепенным медленным расширением морского осадконакопления в первой половине цикла (раннемеловое время), максимальной трансгрессией в позднемеловое время (середина цикла) и последовательным пульсационным расширением регрессии в конце цикла (палеоген – неоген).

Территория Вольно-Подольской перспективной нефтегазоносной области в начале альпийского этапа была охвачена прогибанием, которое наступило после длительного перерыва в осадконакоплении, продолжавшегося от среднего карбона до средней юры. Формируются новые структуры – Стрыйский юрский прогиб и Львовская меловая мульда, в которых накопились базальная лагунно-континентальная и карбонатная формации. Эти структуры распространялись и в пределы современного Предкарпатского прогиба, где, кстати, располагались их наиболее прогнутые части. Континентальный режим байос-батского времени сменился, в результате образовался неглубокий морской бассейн, разделявшийся иногда на отдельные водоемы. Жаркий климат того времени (келловей–оксфорд) способствовал накоплению сульфатно-

карбонатных пород. В кимеридж-титонское время в Стрыйском юрском прогибе накапливались оолитовые, псевдооолитовые, губковые, обломочные и другие известняки. Раннемеловая эпоха на Волыно-Подольской плите характеризуется преимущественно перерывом в осадконакоплении. Крупная морская трансгрессия начинается в позднем мелу. В пределах рассматриваемой территории установились устойчивые пелагические условия, в которых продолжалось формирование полифациальной карбонатно-терригенной субформации.

Возобновление прогибания и осадконакопления в юрский и особенно в меловой период на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы происходило одновременно с регенерацией геосинклинального режима в Карпатах, где образовалась флишевая формация. Геосинклинальный бассейн в меловом периоде, по всей вероятности, частично отделялся от платформенного бассейна цепочкой островов (или как ее называют кордильерой), сложенной формациями байкальского, каледонского и варисцийского тектонических циклов. Простирание цепи этих островов, как свидетельствуют материалы структурных и литологических исследований, было близким к положению Предкарпатского разлома. В генетическом отношении меловой прогиб окраины платформы, очевидно, представлял собой зону перикратонных опусканий, развитие которой продолжалось вплоть до неогена. Области сноса обломочного материала располагались как на самой платформе, так и в пределах Карпатской геосинклинали. Позднемеловой седиментационный бассейн в морфологическом отношении был дифференцирован на отрицательные структурные элементы – две относительно узкие вытянутые палеодепрессии. Первая располагалась южнее г.Львов, вторая – между районами Стрый и Ивано-Франковск (Болоховская депрессия). Эти депрессии разделены Оров-Раздольским поперечным поднятием, в пределах которого мощность коньяк-сантонского ярусов сокращена до 50 м. Оров-Раздольское поперечное поднятие расположено под определенным углом к простиранию мелового прогиба.

Формирование Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы завершилось в палеоген-неогене образованием верхней морской терригенной формации. Тектонический режим этой эпохи определялся главным образом подвижками фундамента, вызванными заключительными фазами Карпатской складчатости. Он характеризовался кратковременными поднятиями и опусканиями на фоне общего поднятия территории. В позднесарматское время море покидает территорию Волыно-Подольской окраины, с тех пор и по настоящее время она становится областью денудации.

Одна из заключительных фаз альпийского орогенеза в Карпатской геосинклинали (первая карпатская фаза складчатости, по О.С.Вялову) привела в начале неогена к возникновению горно-складчатого сооружения и краевого прогиба перед ним. Последний в процессе развития мигрировал в сторону платформы, захватив почти все ее каледонское складчатое обрамление, кроме Немировского участка. Последний представляет теперь собой клиновидное окончание в пределах СССР молодой Западно-Европейской платфор

мы [209]. На юге Косовская впадина Внешней зоны Предкарпатского прогиба, наоборот, заложилась на дорифейской платформе. В завершающую эпоху складкообразования (вторая карпатская фаза, по О.С.Вялову) происходит окончательное формирование Карпат и их предгорного прогиба. В это время определилось современное положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы.

Киммерийско-альпийский этап формирования ДДВ представлен юрским, меловым и палеоген-четвертичным тектоно-седиментационными циклами. Герцинский тектонический этап завершился накоплением мощных толщ пестроцветных образований и общей пенепленизацией территории. В конце триасового – начале юрского периодов регион представлял собой выровненную аккумулятивную низменность, постоянно погружающуюся в сторону Донецкого складчатого сооружения. В начале юрской эпохи ландшафтно-климатическая обстановка значительно изменилась. Интенсивные тектонические движения древнекиммерийской фазы складчатости, проявившиеся в Крымско-Кавказской области, привели к активизации погружения ДДВ и к движениям блоков на ее южном борту. Так, на северном склоне УЩ (с. Кривая Руда) известны глыбы кристаллических пород, залегающие на образованиях триаса и перекрытые байосскими отложениями. Верхняя их часть (15 – 20 м) сильно выветрелая. Очевидно, они длительное время находились на поверхности в условиях гумидного климата, который установился в раннеюрское время.

Начало юрского осадконакопления относится к раннему – среднему лейасу и приурочено к предгорной равнине, примыкающей к Донецкому складчатому сооружению. Для формировавшихся здесь грубообломочных пород характерен мезомиктовый состав, что связано с общим омоложением рельефа в областях питания – Донецком складчатом сооружении и УЩ.

К началу тоарского века в Донбассе условия континентальной седиментации сменяются морскими вследствие медленной ингрессии юго-восточного моря. Область морской седиментации постепенно расширяется к северо-западу и к началу батского века охватывает территорию всей впадины. Образовавшийся при трансгрессии юрский базальный горизонт постепенно омолаживается к северо-востоку, имея последовательно тоарский, ааленский, байосский и батский возраст.

В конце позднего бата и в раннем келловее в регионе отмечается кратковременная регрессия, которая сменилась келловейской трансгрессией, охватившей обширные территории Восточно-Европейской платформы. В результате до конца оксфорда в региона существовал устойчивый морской режим. Конец юрского периода ознаменовался региональным воздыманием всей исследуемой территории и установлением в средней части впадины лагунных, а затем и континентальных условий осадконакопления. Таким образом, в течение юрского периода завершился крупный тектоно-седиментационный цикл, в котором трансгрессивная ветвь, протяженная и пологая, занимает более двух третей периода, а регрессивная – крутая и короткая – охватывает время чуть больше яруса.

Альпийский этап формирования ДДВ отображается двумя тектоно-седиментационными циклами: меловым и палеоген-четвертичным. Меловая эпоха унаследовала от юрский равнины рельеф в пределах всей ДДВ. На этой равнине в озерах и солоновато-водных лагунах завершалось накопление песчано-глинистых и сульфатных образований с редко встречающимися остатками харовых водорослей и остракод. На границе юрского и мелового периодов физико-географические условия в регионе значительно изменились, что выразилось, прежде всего, в изменении влажности атмосферной циркуляции, растительности, почвообразования, взаимодействия между элементами ландшафта, развитии речных систем и т.п. Все это привело к прекращению осадконакопления, пенепленизации территории и превращению ее в низменную равнину, имеющую слабый наклон к северо-западу – в сторону Балтийского моря. Именно оттуда в валанжинский век началась медленная трансгрессия очень мелкого моря, которая в готерив-барреме захватила весь северный борт и западную половину впадины, к апту распространилась на всю территорию грабена, а в альбский век заняла и большую часть УЩ. В этих условиях накапливались типичные осадки шельфовой зоны, мелководно-морские и морские пески и песчаники, мелкозернистые и алевритистые, глинистые, глауконитовые, с желваками фосфоритов. На отдельных участках преобладают глины серые и темно-серые, неясно-слоистые, местами с фосфоритовыми гальками и грубозернистыми песками. На территории, куда море не доходило, шла седиментация пестроцветных и серых песчано-глинистых отложений в условиях речных долин и аллювиальных равнин. При этом аллювиальные пачки начинаются крупнозернистыми породами, сменяющимися кверху мелкозернистыми песками и песчаниками, и заканчиваются глинами. От ниже- и вышележащих пачек они отделяются поверхностями эрозионного размыва. Такой характер разреза, очевидно, может свидетельствовать о перекомпенсации прогибания осадконакоплением, что не исключает некоторого воздымания территории и сокращения границ морского бассейна, как это имело место в апте и раннем альбе.

Климат мелового периода был теплым и влажным. Постепенное расширение границ морского бассейна, мелководные условия, благоприятные для развития жизни, и отсутствие областей сноса обломочного материала способствовали началу формирования мергельно-меловой толщи, которая в течение всего позднего мела накапливалась в пределах ДДВ и в смежных регионах.

В конце мела начинается общее воздымание всей описываемой территории, морские условия сменяются озерно-болотными, а затем и континентальными. В результате в течение датского века осадконакопление в регионе отмечается только на отдельных участках средней части грабена. Складкообразовательные движения ларамийской фазы альпийского тектогенеза, активно проявившиеся в Альпийско-Кавказском складчатом поясе, захватили и Днепровский грабен . Они выразились в значительном увеличении амплитуды большинства локальных поднятий, образовании системы разрывных нарушений и в выходе на поверхность большого количества соляных штоков девонского возраста. Приведенные данные позволяют считать эту фазу текто-

генеза одной из основных по значимости в формировании структуры региона и образовании нефтегазоносных месторождений.

Палеоген-антропогеновый тектоно-седиментационный цикл включает два трансгрессивно-регрессивных цикла. В течение палеогенового трансгрессивно-регрессивного цикла сформировались глинисто-песчаная и глинисто-карбонатная формации. Параллельно с осадконакоплением продолжались (постепенно ослабевая) формирование локальных поднятий и рост ряда соляных штоков. Неоген-антропогеновый трансгрессивно-регрессивный цикл представлен одной песчано-глинистой формацией, сформировавшейся в условиях обширной литорали и превратившейся постепенно в аккумулятивную равнину. По данным неотектонических исследований, в эту эпоху продолжается рост большинства соляных поднятий, но известны случаи деградации некоторых из них. Это выражается в формировании воронок проседания, заполняемых глинисто-песчаными наносами с пластами и линзами бурых углей, а также образованием кепроков.

ГЛАВА 6

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В пределах Украины, как отмечалось, выделяются три разрабатывающиеся нефтегазоносные провинции – Днепровско-Донецкая, Причерноморско-Крымская и Предкарпатская и две, возможно, нефтегазоносные провинции – Волыно-Подольская и Закарпатская (рис. 6.1).

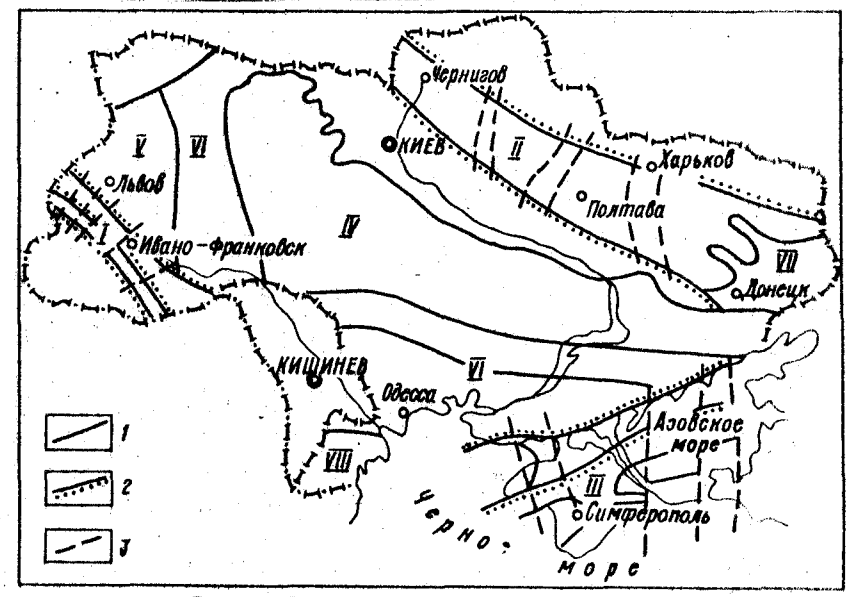
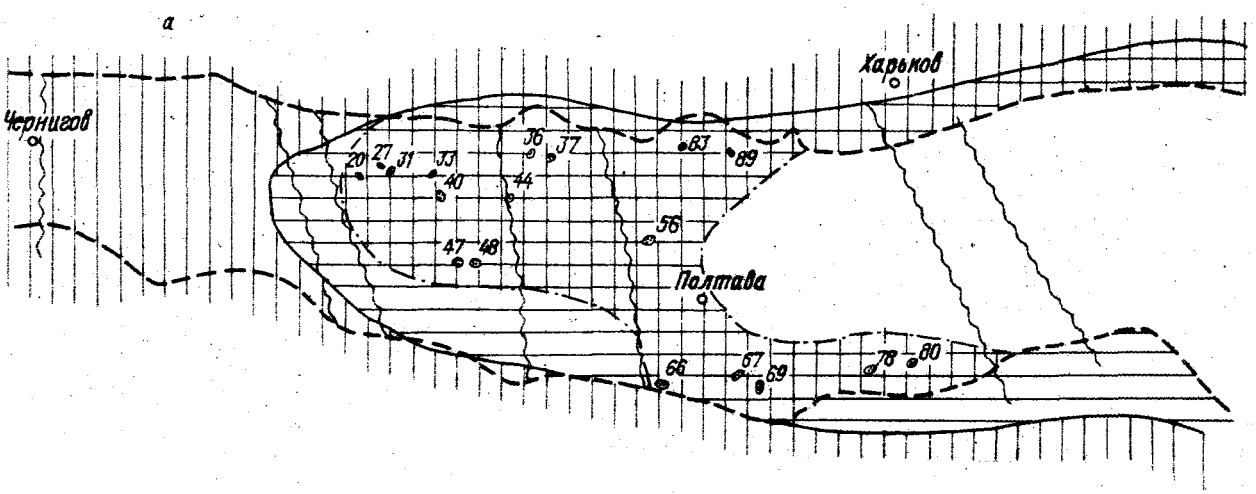


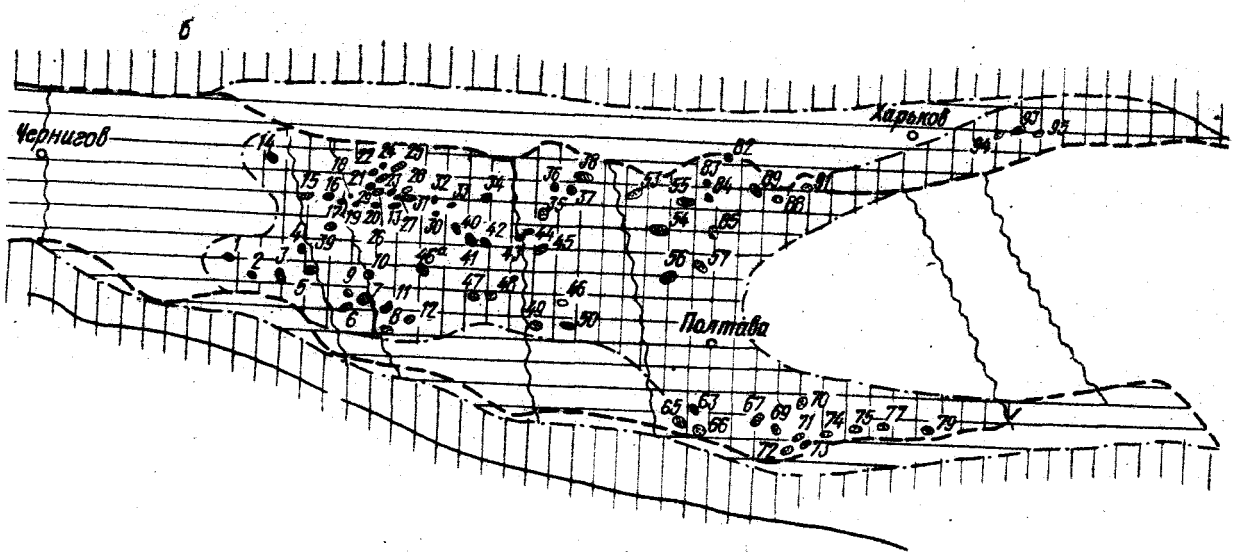
Рис. 6.1. Нефтегазоносные провинции Украины:
I – Карпатская, II – Днепровско-Донецкая, III – Причерноморско-Крымская; геоструктурные элементы: IV – Украинский щит, V – Волыно-Подольская плита, VI – склоны УЩ, VII – Донецкий бассейн, VIII – Добруджа; 1 – границы геоструктурных элементов; глубинные разломы: 2 – продольные, 3 –поперечные

Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция, связанная в геотектоническом отношении с внутриплатформенной впадиной, самая богатая по нефтегазонакоплению. В ее пределах к настоящему времени открыто более 120 месторождений, среди них 17 % нефтяных, 27 конденсатных и 56 газовых. Промышленные скопления нефти и газа связаны преимущественно с каменноугольными и нижнепермскими обра-

а



б



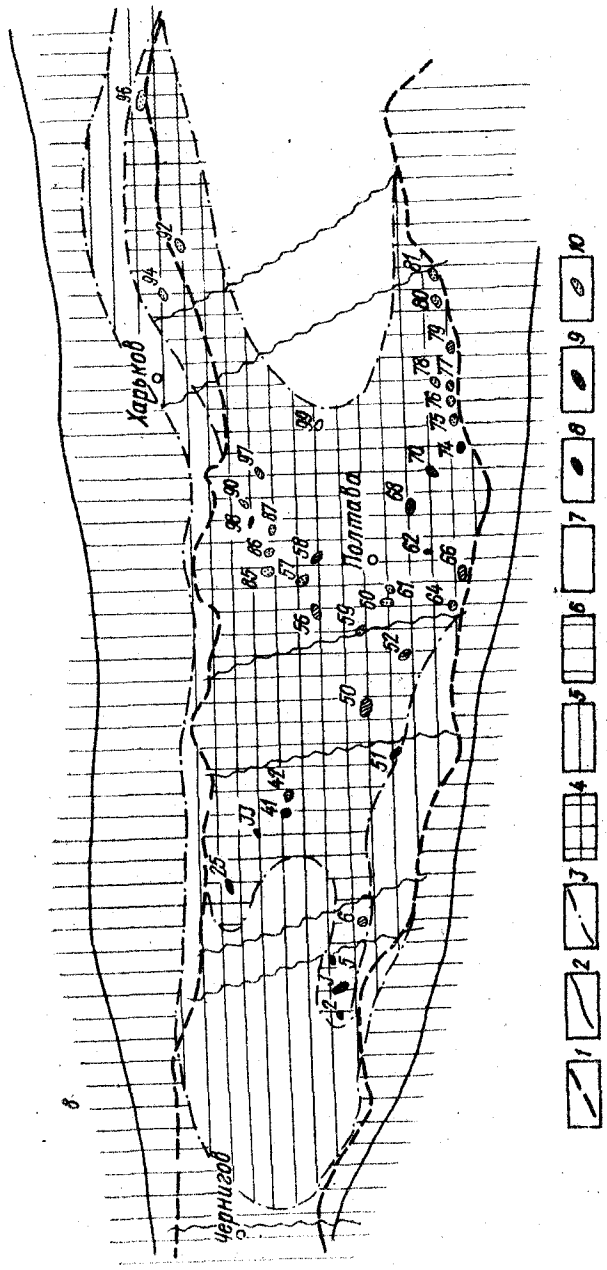


Рис. 6.2. Перспективы нефтегазоносности нижнекаменноугольных отложений ДДВ (составили Г.Н.Доленко, Н.И.Галабуда, П.М.Лагола, Р.Ф.Сухорский).

Я р у с ы: а – турнейский, б – визейский, в – серпуховский; 1 – краевые разломы, 2 – границы распространения отложений, 3 – границы территорий с различной перспективностью: 4 – высокоперспективные, 5 – перспективные, 6 – бесперспективные, 7 – с невыясненными перспективами. М е с т о р о ж д е н и я: 8 – нефтяные, 9 – нефтегазовые (газоконденсатные), 10 – газовые

зованиями. Несколько залежей выявлено в отложениях триаса и юры. Получены также обнадеживающие результаты по нефтегазоносности образований девона.

В структурно-тектоническом отношении эти месторождения нефти и газа приурочены к грабену ДДВ (рис. 6.2). На бортовых склонах и в крайней северо-западной, наиболее приподнятой части впадины месторождений нефти и газа пока не выявлено.

Распределение залежей нефти и газа в разрезе осадочного чехла контролируется главным образом коллектирующими и экранирующими свойствами пород, а также структурными формами их залегания.

Общее представление о размещении залежей нефти и газа в разрезе стратиграфического комплекса пород ДДВ отражено на рис. 6.3. Из него видно, что все залежи сконцентрированы ниже верхнепермской соленосной формации и связаны с формациями нижней перми и карбона.

В разрезе осадочного чехла ДДВ по структурным особенностям и наличию региональных нефтегазоупоров можно выделить два перспективных и четыре нефтегазоносных комплекса, входящих в состав девонского, каменноугольно-нижнепермского и верхнепермско-мезозойского структурных этажей. К перспективным относятся среднедевонско-франский и фаменский, региональными экранами для которых являются франская и фаменская соленосные формации, а к нефтегазоносным – нижне- и среднекаменноугольный, верхнекаменноугольно-нижнепермский, а также верхнепермско-триасовый и среднеюрский комплексы. Самым верхним региональным экраном является глинисто-карбонатная формация юры, верхнепермско-триасовые залежи экранируются локальными флюидоупорами. Наиболее надежным и регионально выдержанным считается пермский флюидоупор, состоящий из соленосной формации и глинистой (пересажской) части верхнепермской глинисто-песчаной красноцветной формации. Нижнекаменноугольный нефтегазоносный комплекс экранируется каолинит-монтмориллонитовыми образованиями верхневизейско-серпуховской песчано-глинистой угленосной формации, а среднекаменноугольный – зональными глинистыми покрышками песчано-глинистой угленосной формации позднебашкирского и московского возраста (свиты C_2^4 и C_2^7).

В формациях раннекаменноугольного возраста залежи известны на всей территории грабена от Монастырищенского и Бахмачского на северо-западе до Дружелюбовского и Левенцовского на юго-востоке. К настоящему времени в разрезе нижнего карбона выявлено более 400 залежей углеводородов, приуроченных к 99 площадям (месторождениям) (табл. 6.1).

Изучение распределения залежей углеводородов по вертикали (в разрезе) показало, что нижнекаменноугольные образования представляют собой самостоятельный стратиграфический уровень нефтегазоносности, связанный с нижнекаменноугольным подэтажом. В нем выделяются два нефтегазоносных комплекса: турнейско-нижневизейский и верхневизейско-серпуховский. Первый связан с песчано-глинистой пестроцветной, а второй с песчано-гли-

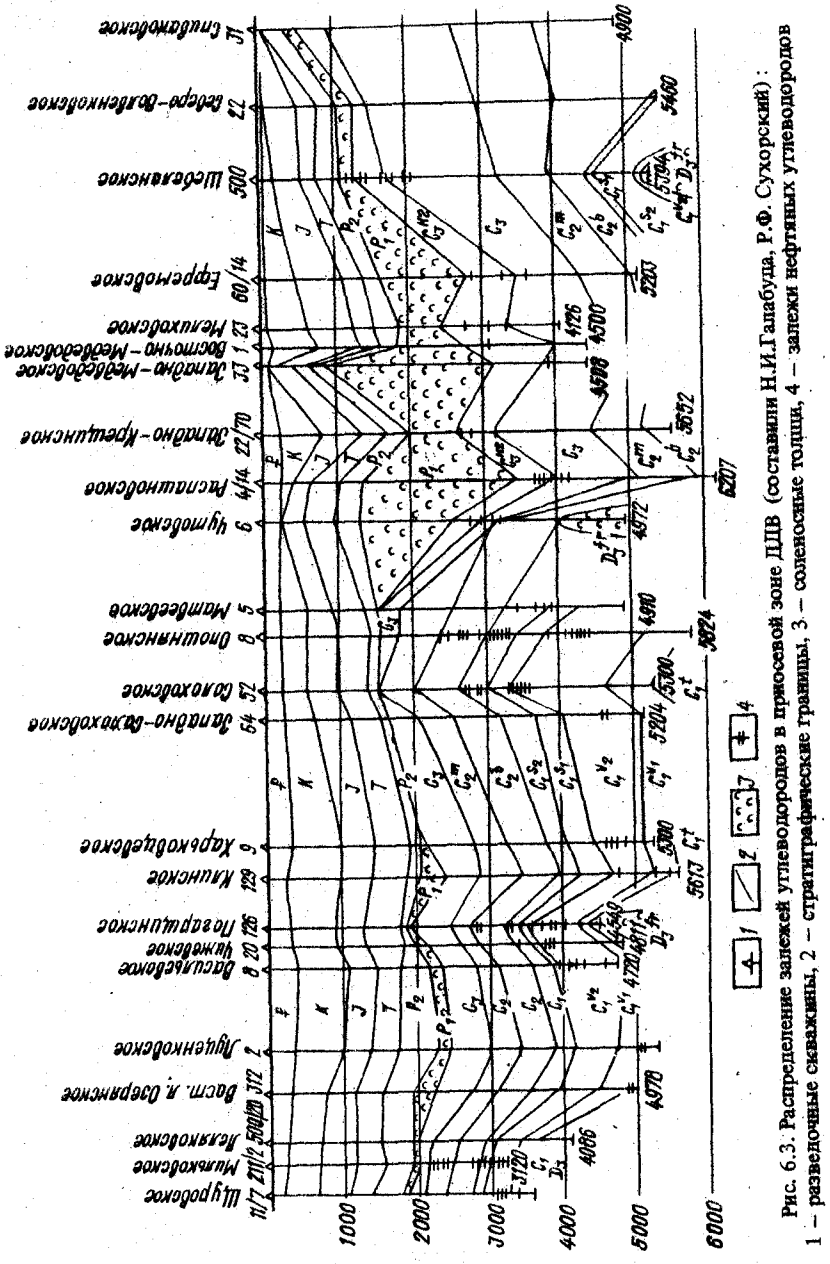


Рис. 6.3. Распределение залежей углеводородов в присевой зоне ДДВ (составили Н.И.Галабуда, Р.Ф. Сухорский):
1 – разведочные скважины, 2 – стратиграфические границы, 3 – соленосные толщи, 4 – залежи нефтяных углеводородов

нистой угленосной формациями нижнекаменноугольного разреза. Разделяет их нефтегазонепроницаемый комплекс, образовавшийся в период наиболее обширной раннекаменноугольной трансгрессии, в связи с чем для него характерны очень большая площадь распространения, выходящая далеко за пределы Днепровского грабена, и широкое развитие морских, преимущественно глинисто-карбонатных фаций. Мощность этого флюидоупора колеблется в пределах 100–500 м, причем она увеличивается с запада на восток и в сторону депрессионных участков региона.

Экранирующие свойства этой толщи наиболее высокие в приосевой зоне впадины. К югу и юго-востоку вместе с увеличением мощности растет содержание карбонатного материала, появляются пласты скелетных пород; соответственно ухудшается ее качество как покрышки. Под этим флюидоупором в ДДВ открыто 72 залежи нефти и газа на 38 площадях (см. табл. 6.1). Эти залежи приурочены к поровым, трещинно-поровым и трещинным коллекторам и расположены в различных тектонических зонах региона.

В турнейских отложениях выявлена 21 залежь углеводородов на 18 площадях. Среди них 13 газовых, 3 нефтегазовых (газоконденсатных) и 5 нефтяных. Характерной особенностью яруса является то, что все нефтяные залежи находятся в пределах северной краевой зоны и связаны с Талалаевско-Новотроицкой и Бугреватовско-Северо-Голубовской нефтегазоносными зонами [186].

Зависимости между характером углеводородного насыщения и глубиной залегания залежей не наблюдается. Так, нефтяные залежи в турнейских отложениях на Анастасьевском и Васильевском месторождениях встречены на глубинах 4780–4925 м, а на Бугреватовском и Козиевском месторождениях более чем на 1000 м выше. Интервал глубин залегания газовых залежей еще шире.

Структуры, где были бы открыты залежи, известные только в турне и не известны в вышележащих отложениях.

В нижневизейских отложениях открыта 51 залежь на 29 площадях. Среди них 30 залежей газовых, 8 нефтегазовых (конденсатных) и 13 нефтяных. Основной нефтегазоносный горизонт В-26. Закономерности в распределении залежей по площади в общем сходные с турнейскими, хотя территория их распространения значительно больше. Несмотря на большую глубину залегания подъяруса, доля нефтяных залежей составляет более четверти общего количества.

Какой-либо зависимости нефтегазоносности комплекса от преимущественного развития того или иного типа структур в нефтегазоносной зоне не наблюдается. Залежи встречены как на структурах, связанных с протяженными валообразными складками, так и в пределах отдельных обособленных поднятий, а также в зонах выклинивания нефтегазоносных горизонтов (Белоусовское и Руденковское месторождения).

Верхневизейско-серпуховский нефтегазоносный комплекс приурочен к песчано-глинистой угленосной формации и экранируется серпуховским гли-

Таблица 6.1.Распределение залежей углеводородов в разрезе нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт	Нефтегазоносная пачка	1. Монастырищенское	2. Малодевицкое	3. Прилукское	4. Щуровское	5. Мильковское	6. Богдановское	7. Гнединцевское	8. Белоусовское	9. Светличное	10. Вост. Озерянское	11. Чернухинское	12. Тростянецкое
Каменноугольная	Нижний	Серпуховский	V–VII	Н-1-2 Н-3 Н-4 Н-5												
			VIII	Н-6 Н-7 Н-8 Н-9		н н	н		н	г г						
			IX–X	В-1-4 В-5 В-6 В-7 В-8 В-9 В-10 В-11 В-12 В-13						с						
		Визейский	XI	В-14 В-15 В-16		н н н	н н	н н	с г						г	
			XII	В-17 В-18 В-19 В-20		н н н			г г с с	г н	с с с				г г г	н
			XIIa	В-21 В-22 В-23				с				г		н		н
			XIII–XIV	В-24 В-25 В-26	н						г	г г г	с	с		н
		Турнейский	XV	Т-1 Т-2												
			XVa													

Горизонт	13. Турутинское	14. Бахмачское	15. Софиевское	16. Бережовское	17. Ярошевское	18. Сев. Ярошевское	19. Тутовое	20. Новослободское	21. Скороходовское	22. Нынивское	23. Метлаховское	24. Бабчинское	25. Великобубновское	26. Талалаевское	27. Лавирковское	28. Николаевское	29. Малобубновское	30. Андреяшевское	31. Шумское
V–VII																			
VIII													н						
IX–X																			
XI				н н	н	н			н н		н		г	с н				н	
XII	н н	н	н н	н г н	н н н		н	н н	г	с	н с	н	г г г	с н г			н	н	г с
XIIa			н	н	н			н н											
XIII–XIV			г	г	н		н	н	н	н	н		н	с	н	г			
XV								н							н				
XVa																			

Продолжение табл. 6.1

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт	Нефтегазоносная пачка	Месторождения 32. Артюховское	33. Коржевское	34. Перекоповское	35. Анастасьевское	36. Липоводолинское	37. Гадячское	38. Куличихинское	39. Тимофеевское	40. Новотроицкое	41. Луценковское	42. Васильевское	43. Чижевское	44. Погарщинское	45. Краснознаменское	46. Клинско-Сарское	47. Харьковцевское	48. Яблуновское	49. Яровское	50. Кошевойское	51. Малосорочинское	52. Радченковское	53. Кибинцевское	54. Сагайдакское	55. Качановское	56. Бельское	57. Рыбальское	58. Сидорячское	59. Солоховское	60. Опошнянское	61. Матвеевское	62. Гоголевское
Каменноугольная	Нижний	Серпуховский	V–VII	Н-1-2 Н-3 Н-4 Н-5	–			н								н	с								г н								с г г	г с	
			VIII	Н-6 Н-7 Н-8 Н-9													г								с н		н			н		г		г г г г	
			IX–X	В-1-4 В-5 В-6 В-7 В-8 В-9 В-10 В-11 В-12 В-13																					н н н н	н н н		н с				с г г		г	
		Визейский	XI	В-14 В-15 В-16				г		с	г г	с	с с с		н с	с с		с с	с с	с	с	г г		с			н	н н	с с	г г с	г	г г г	г г г		
			XII	В-17 В-18 В-19 В-20	с с с	н с	н	с с	н н	г г	с г с	с г	г		г	г	г с			с н с	г с	г г	с г г	г г г				н		г	с	г г	г г		
			XIIa	В-21 В-22 В-23				н с с			с с с	г		г			с г		с		г			г н с						г с с	г	г г г			
			XIII–XIV	В-24 В-25 В-26	г	г	с	н н											с с с													г г			
		Турнейский	XV	Т-1 Т-2	с			с с			с с	с	г		г				г		г г	г г								н		г			
			XVa																																

Продолжение

табл. 6.1

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт	Нефтегазоносная пачка	Месторождения												
					63. Семеновское	64. Абазовское	65. Рещетниковское	66. Потинское	67. Лиманское	68. Зачепиловское	69. Руденковское	70. Суходоловское	71. Новониколаевское	72. Новогригорьевское	73. Гупаловское	74. Михайловское
Каменноугольная	Нижний	Серпуховский	V–VII	Н-1-2 Н-3 Н-4 Н-5	г	г	н н	г		г		с г г		г с		
			VIII	Н-6 Н-7 Н-8 Н-9	с с	г с				с				н н		
			IX–X	В-1-4 В-5 В-6 В-7 В-8 В-9 В-10 В-11 В-12 В-13			с	г г		с г				с с г с н		
		Визейский	XI	В-14 В-15 В-16					г с	г г г			г	с		г г
			XII	В-17 В-18 В-19 В-20					с					г	г	г г г г
			XIIa	В-21 В-22 В-23						г г г	г н					
			XIII–XIV	В-24 В-25 В-26						г г	г г г		г с			
		Турнейский	XV	Т-1 Т-2						г	г г		с			
			XVa													

дения

75. Юрьевское	76. Кременковское	77. Новоселовское	78. Вост. Новоселовское	79. Пролетарское	80. Перещепинское	81. Голубовское	82. Ботайское	83. Левченковское	84. Прокопенковское	85. Бутвеватовское	86. Голиковское	87. Котелевское	88. Березовское	89. Степовое	90. Качаповское	91. Козиевское	92. Карайкозовское
	г г		г		г г г г	г с с	г	г				г г г	с	г г			н н
			г г		г г г			г				г		г г г			н
н	г г с г с	г г г г г г	г г г	г	г	с г г		г г г									
г	г г г	г		г г	с н н				н	н н		г	г			с с с	
с г					н					н н						с с	
г г г	г									н н	с н				с	с	
г г	с				г	с	г			н							
					г	с	г			н						н	

Окончание табл. 6.1

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт	Нефтегазоносная пачка	Месторождения										
					93. Сахалинское	94. Высокопольское	95. Белоусовское-2	96. Дружелюбовское	97. Волоховское	98. Коробочкинское	99. Птицевское	100. Лебяжинское	101. Новоукраинское	102. Боровское	103. Муратовское
Каменноугольная	Нижний	Серпуховский	V–VII	Н-1-2 Н-3 Н-4 Н-5	г г			г г	г	с	г		н		г г
			VIII	Н-6 Н-7 Н-8 Н-9					г г				н	г	г г
			IX–X	В-1-4 В-5 В-6 В-7 В-8 В-9 В-10 В-11 В-12 В-13											
		Визейский	XI	В-14 В-15 В-16			г г			с	г	г			
			XII	В-17 В-18 В-19 В-20						с с с	г г г				
			XIIa	В-21 В-22 В-23											
			XIII–XIV	В-24 В-25 В-26		г				г г г	г г				
		Турнейский	XV	Т-1 Т-2											
			XVa												

Залежи: г – газовые; н – нефтяные; с – газоконденсатные, газонефтяные, нефтегазовые.

нистым и башкирским карбонатно-глинистым флюидоупорами. Экранирующие свойства серпуховской покрышки наиболее высоки к западу от р. Ворскла (окраины Сребнянской, Ждановской и Лютеньской депрессий), где она является основным флюидоупором для нижнекаменноугольных залежей. В прибортовых зонах восточной части региона (Ахтырская, Волковская, Саржаро-Ливенская и Перещепинская впадины) глинистые флюидоупорные горизонты часто фациально замещаются проницаемыми разностями пород, которые в ряде случаев сами являются ловушками нефти и газа на месторождениях Бугреватовско-Северо-Голубовской и Руденковско-Левенцовской нефтегазоносных зон [186]. В этом случае залежи экранируются только карбонатно-глинистой формацией нижнего башкира.

Под серпуховской глинистой покрышкой открыты залежи в пределах Талалаевско-Новотроицкой и Погарщинско-Яблуновской нефтегазоносных зон, приуроченные к образованиям XI, XII, XII_a микрофаунистических горизонтов верхнего визе (циклопачки В-14 – В-23).

Под глинисто-карбонатным нефтегазоупором раннебашкирского возраста установлены залежи в Солоховско-Матвеевской, Потичанско-Зачепиловской, Руденковско-Левенцовской, Бугреватовско-Северо-Голубовской и Радянско-Дружелюбовской нефтегазоносных зонах. Всего под серпуховско-башкирским карбонатно-глинистым нефтегазоупором в ДДВ открыто 342 залежи, из них 174 газовых, 77 нефтегазовых (газоконденсатных) и 91 нефтяная. Наибольшее их количество приурочено к верхней части визейского яруса (XII_a, XII и XI микрофаунистические горизонты). Интересно, что доля чисто нефтяных залежей возрастает сверху вниз. Так, в верхней части серпуховского яруса (горизонты V–VII) она составляет всего 11 %, в средней (VIII горизонт) более 18, а в нижней более 20. В верхневизейских отложениях нефтяных залежей уже до 30 % (XI и XII горизонты) и даже 37 (XII_a микрофаунистический горизонт).

Характер нефтегазонасыщения на территории развития верхневизейско-серпуховских отложений изменяется незначительно. Можно отметить, что нефтяные залежи тяготеют к северной краевой части грабена и к северо-западной периклинали Сребнянской депрессии (рис. 6.2). Другой особенностью этого нефтегазоносного комплеса является появление углеводородных залежей за пределами грабена, на северном борту впадины (Радянско-Дружелюбовская нефтегазоносная зона), где впервые в истории исследования региона подтверждена перспективность его северной бортовой части.

Анализируя размещение залежей по их приуроченности к различным структурным элементам осадочного чехла и фундамента, можно отметить следующее: нижнекаменноугольные отложения являются наиболее нефтегазонасыщенными по сравнению с остальной частью ДДВ. Подавляющее большинство поднятий в высокоперспективной части региона, независимо от типа поднятий или его приуроченности к тому или иному тектоническому элементу грабена, содержит залежи углеводородов в одном или нескольких песчаных горизонтах. Залежи известны также в зонах выклинивания и тек-

тонического экранирования нижнекаменноугольных отложений в южной краевой зоне грабена.

Величина залежей зависит не только от размеров структуры и мощности продуктивных горизонтов, но и от положения нефтегазонасыщенных участков в структуре региона. Большая нефтегазонасыщенность, а следовательно, и величина углеводородных запасов, отмечается на поднятиях, приуроченных к краевым частям крупных прогибов кристаллического основания – участкам перепада мощностей каменноугольных отложений и широкого развития локальных поднятий (Гнединцевское и Яблуновское месторождения), а также на поднятиях, расположенных в центральных частях локальных прогибов (Качановское месторождение), если там в течение геологической истории не возникало условий для разрушения залежей (Роменское, Дмитриевское поднятия).

Отмеченные закономерности в размещении залежей и литологические особенности нижнекаменноугольного разреза позволили уточнить перспективы нефтегазоносности исследуемой территории (см. рис. 6.2) и констатировать, что нижнекаменноугольный комплекс является основным разрезом для восполнения запасов углеводородов и концентрации объемов поисково-разведочного бурения на ближайшие годы.

Среднекаменноугольная глинисто-песчаная угленосная формация обособляется в отдельный нефтегазоносный комплекс на северных окраинах Донбасса и в южной краевой части региона, а также на ряде активно развивавшихся структур, где доля песчаных разностей пород не превышает 50 % общей мощности разреза формации (Качановское, Рыбальское, Прилукское, Богдановское месторождения). При больцей песчанистости отмечаются только нефтегазопроявления.

В разрезе среднего карбона в пределах ДДВ и северных окраин Донбасса к настоящему времени выявлено более 100 залежей углеводородов, сосредоточенных на 35 площадях (см. табл. 6.1), причем в ряде случаев залежи известны также в ниже- и вышележащих частях разреза. Небольшие по запасам залежи контролируются в большинстве случаев маломощными глинисто-аргиллитовыми пачками и связаны с разнозернистыми аллювиальными и прибрежно-морскими песчаниками. Песчанистость разреза в целом возрастает от северного борта к южному. В северной краевой зоне нефтегазоносные горизонты представлены коллекторами порового и порово-трещинного типа IV–V классов при мощности песчано-алевролитовых горизонтов 10-40 м. В приосевой зоне насыщенность разреза песчано-алевролитовыми породами достигает 70–75 %, но коллекторские свойства горизонтов башкирского яруса значительно ухудшаются. В южной прибортовой зоне доля песчаных пород в разрезе достигает 85 %, однако они, как правило, маломощны и имеют плохие коллекторские свойства.

Залежи нефти и газа в отложениях среднего карбона в пределах грабена связаны только с поднятиями, где установлен многопластовый характер месторождений. Разведывались они вместе с верхне- и нижнекаменноугольными образованиями. На северных окраинах Донбасса эти отложения являются самостоятельным объектом разведки и в них открыто 10 месторождений газа, приуроченных к небольшим антиклинальным складкам со срезанными сбросами северными крыльями.

Газовые залежи в среднекаменноугольных отложениях составляют более 70 %, причем на северных окраинах Донбасса встречаются только газовые залежи. Наибольшее количество нефтяных залежей приурочено к Прилукскому нефтегазопромысловому району, на площадях остальной части грабена они встречаются спорадически. В целом нефтяные залежи составляют около 12 % общего количества залежей. Газоконденсатных залежей несколько больше нефтяных – около 17 %, и сосредоточены они преимущественно в северной краевой зоне (Качановское, Рыбальское месторождения).

Формации верхнего карбона и нижней перми нефтегазоносны на 25 площадях. Отличительной особенностью месторождений, открытых в отложениях этого возраста, является их массивно-пластовый характер, что обусловлено порово-трещинным характером коллекторов. Причем такие залежи известны на всей территории региона от крайнего северо-запада (Леляковское, Гнединцевское, Погарщинское месторождения) до крайнего юго-востока региона (Западно-Крестищенское, Шебелинское и другие месторождения).

В верхнекаменноугольно-нижнепермском нефтегазоносном комплексе наблюдается четкая дифференциация залежей по типу углеводородов: на северо-западе залежи нефтяные, в средней части – нефтегазовые и в юго-восточной – газовые (табл. 6.2).

Формации верхнего карбона и нижней перми характеризуются наибольшей степенью разведанности. Залежи примущественно сводового типа приурочены к брахиантиклинальным складкам, сгруппированным в протяженные валоподобные зоны на юго-востоке региона и обособленным в других частях впадины.

Нефтегазоносность формаций мезозоя связана только со средней частью региона, где региональная пермская покрышка сокращена в мощности и имеет невысокие экранирующие свойства и где локальные поднятия осложнены разрывными нарушениями, проникающими в отложения мезозоя (Бельское, Солоховское, Качановское, Рыбальское, Сагайдакское, Радченковское поднятия).

В верхнепермско-триасовой песчано-глинистой пестроцветной формации открыты нефтяные залежи на Качановском и Рыбальском месторождениях и нефтегазовая залежь на Бельском. На Радченковском и Сагайдакском месторождениях в этих отложениях встречены газовые залежи. Они приурочены к песчаным горизонтам дроновской или серебрянской свит.

Три залежи газа (на Солоховском, Рыбальском и Бельском месторождениях) установлены в базальном горизонте юры, относимом нами к песчано-глинистой формации.

Таким образом, распределение залежей в разрезе осадочного чехла в

Таблица 6.2. Распределение залежей углеводородов в разрезе среднего и верхнего карбона Днепровско-Донецкой впадины

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт (зона)	Нефтегазоносная пачка	Месторождения																													
					1. Прилукское	2. Леляковское	3. Мильковское	4. Богдановское	5. Гнединцевское	6. Погарщинское	7. Яблуновское	8. Сагайдакское	9. Качановское	10. Рыбальское	11. Опошнянское	12. Решетняковское	13. Суходоловское	14. Новогригорьевское	15. Кременовское	16. Пролетарское	17. Перещепинское	18. Голубовское	19. Богатойское	20. Левенцовское	21. Сахалинское	22. Северо-Голубовское	23. Волоховское	24. Дружелюбовское	25. Зайцевское	26. Коробочкинское	27. Чутовское	28. Распашновское	29. Зап. Медведовское	30. Медведовское
Каменноугольная	Верхний	Гжельский	$C_3(a)$	Г-1-3 Г-4 Г-5 Г-6																													г г г г	г г г
			C_3d	Г-7 Г-8 Г-9 Г-10 Г-11 Г-12 Г-13		н н н н н; н			н н н н н н	н н н			н с с																		г г г	г	г г г г г г г	г г г г г г г
		Касимовский	C_3c	К-1 К-2 К-3		н		н	н	н			г с																				г	г
			C_3a-b	К-4 К-5 К-6			г						н с	н																				
	Средний	Московский	$C_2^m c-e$	М-1 М-2 М-3			г г	н н				н	с с	н с с													г	с с	г					
			$C_2^m b$	М-4 М-5			н	н					с с	с с				г									г	с с						
			$C_2^m a$	М-6 М-7			г	с					с с	с с						г						г г	г г	г		г г				
		Башкирский	I – T	Б-1 Б-2 Б-3 Б-4 Б-5 Б-6 Б-7 Б-8 Б-9 Б-10 Б-11 Б-12 Б-13 Б-14	н н н	н	н г г г г	н г		г г	г г г			с с г	г	н	н н н с с	с н н г г г г н	г с г с	г г г	с	г г	г г	г	г г г г	г г г	г	г г г г с						

Окончание табл. 6.2

Система	Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт (зона)	Нефтегазоносная пачка	Месторождения																							
					31. Мелиховское	32. Зап. Ефремовское	33. Ефремовское	34. Зап. Крестищенское	35. Староверовское	36. Шебелинское	37. Спиваковское	38. Сев. Волвенковское	39. Вост. Полтавское	40. Машевское	41. Лановское	42. Зап. Сосновское	43. Кегичевское	44. Миролюбовское	45. Червоноярское	46. Краснопоповское	47. Боровское	48. Вергунское	49. Ольховское	50. Лобачевское	51. Кондрашевское	52. Капитановское	53. Муратовское	54. Славяно-Сербское
Каменноугольная	Верхний	Гжельский	$C_3(a)$	Г-1-3			г	г		г																		
				Г-4	г		г	г		г		г																
				Г-5	г		г	г		г		г																
				Г-6	г		г	г	г	г																		
			C_3d	Г-7	г	г	г	г	г	г						г	г											
				Г-8	г	г	г	г	г	г					г	г	г											
				Г-9	г	г	г	г	г	г							г		г									
				Г-10	г	г	г	г	г	г	г			г	г		г		г									
				Г-11	г	г	г	г	г	г	г						г		г									
				Г-12	г	г	г	г	г	г	г			г	г				г									
				Г-13	г	г		г	г	г				г														
		Касимовский	C_3c	К-1	г	г		г	г	г	г																	
				К-2							г						г	г										
				К-3																								
			C_3a-b	К-4																								
				К-5																								
				К-6									г															
	Средний	Московский	$C_2^m c-e$	М-1									г						с									
				М-2									г						г									
				М-3									г						с			г	г					
			$C_2^m b$	М-4																								
				М-5									г															
			$C_2^m a$	М-6																			г					
				М-7									г							г		г	г					
		Башкирский	$\overline{IV} - \overline{III}$	Б-1																г				г	г	г		
				Б-2																г			г	г	г	г		
				Б-3																	г	г	г	г	г	г		
				Б-4																	г	г	г	г		г		
				Б-5																	г	г	г					г
				Б-6																		г			г	г		
				Б-7																	г	г		г	г		г	
				Б-8																	г	г		г	г			
				Б-9																	г			г				
				Б-10																			г					
				Б-11																			г	г			г	
				Б-12															г						г		г	г
				Б-13																					г		г	
				Б-14																							г	

Залежи: г – газовые; н – нефтяные; с – газоконденсатные, газонефтяные, нефтяные.

пределах территории, ограниченной краевыми разломами, контролируется главным образом характером коллектирующих и экранирующих свойств пород. Если же локальное поднятие является сквозным, а в разрезе имеются пласты-коллекторы, то приуроченное к нему месторождение всегда многопластовое, а если пласты-коллекторы образуют единую гидродинамическую систему, то массивно-пластовое. При этом приуроченность отложений к определенному нефтегазоносному комплексу не имеет существенного значения, точно так же как не играет роли ни возраст отложений, ни содержание органического вещества. Так, с пестроцветными отложениями верхнего карбона и нижней перми, очень бедными органическими остатками, связаны наиболее крупные и уникальные залежи нефти и газа; в богатых же органикой образованиях нижнего и среднего карбона залежи чаще небольшие и определяются размерами ловушек, которые здесь, как правило, имеют небольшую высоту, и классом пород-коллекторов, а в девоне, где имеются доманикоподобные породы, залежей вообще не установлено, несмотря на большой объем проведенных работ.

Волыно-Подольская провинция относится к категории перспективных нефтегазоносных. В ней выделяются четыре перспективных комплекса отложений: девонский (с установленной промышленной газоносностью), силурийский, кембрийский и рифейский.

Девонский комплекс. Он пока что единственный с установленной промышленной нефтегазоносностью. Здесь газовые залежи приурочены к терригенно-карбонатной (D_2–D_3) и континентально-красноцветной (D_1 zg–em) формациям. На Великомостовской площади одна газовая залежь сосредоточена в песчаниках и алевролитах нижнелопушанской подсвиты эйфельского яруса, а вторая находится в карбонатных породах струтынского горизонта живетского яруса. В пределах Локачинского газового месторождения к терригенно-карбонатной формации приурочено пять залежей, а к континентальной красноцветной – одна. Эти две геологические формации осадочного чехла можно рассматривать как региональные нефтегазоносные комплексы Волыно-Подолии.

На Великомостовском месторождении газовые залежи приурочены к терригенно-карбонатной формации.

Песчаники и алевролиты, вмещающие газовые залежи, имеют плохие коллекторские свойства. Их пористость колеблется от 0,1 до 5,6 %, проницаемость не превышает 0,0001 мкм^2. Эти физические параметры пород определены лабораторными методами на образцах керна. Однако слабосцементированные и трещиноватые разности пород, являющиеся наилучшими коллекторами, изучены слабо, так как они не поддаются лабораторным исследованиям. Поэтому приведенные величины пористости и проницаемости несколько занижены по сравнению с действительными, что подтверждается их определением методами промысловой геофизики (обычно в 1,5–2 раза превышают лабораторные данные). Для песчаников и алевролитов Великомостовского газового месторождения пористость и проницаемость (по промыслово-геофизическим данным) составляют соответственно 7,5 % и 0,0016-0,0026 мкм^2.

Газовмещающие породы залежей Локачинского месторождения представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, значительно реже – карбонатными кавернозными породами. Их коллекторские свойства, по результатам лабораторных определений, следующие: пористость 0,2–19,8 %, проницаемость 0,0001–0,221 мкм^2, причем максимальные величины характерны для песчаников струтынской свиты. Примерно такие же величины получены и по данным промыслово-геофизических исследований.

Оценивая перспективы нефтегазоносности девонского комплекса отложений, следует отметить, что остается вполне актуальным выдвинутое ранее мнение [210], что Львовский прогиб представляет собой нефтегазоносный район, а расположенные в его пределах линии антиклинальных складок – зоны возможного нефтегазонакопления (рис. 6.4). Куличков-Милятинская и Бутынская полосы складок, а также структуры, расположенные между ними, наиболее перспективны, так как характеризуются оптимальными условиями для образования и сохранения залежей нефти и газа. В качестве отдельной зоны нефтегазонакопления следует также выделить полосу Радеховского разлома, а в ее пределах первоочередными объектами считать участки пересечения с валообразными поперечными поднятиями, в частности Локачинским, Збаражским и другими. В пределах этих участков, кроме антиклинальных складок, могут быть развиты ловушки других типов.

Силурийский комплекс. Отложения силурийского возраста объединяются в известняковую субформацию, которая представляет собой полифациальную толщу, состоящую из фации прибрежно-морских известняков и доломитов, рифовой фации и относительно глубоководной фации глин. Эти литофации последовательно сменяют друг друга по латерали с востока на запад. Перспективы нефтегазоносности силурийского комплекса связываются с органогенными известняками рифовой литофации, которые предположительно образуют биогермовую гряду, протягивающуюся полосой шириной 10–40 км от г.Владимир-Волынский до г. Хотин. В результате проведения комплексной интерпретации литолого-геофизических материалов в толще силурийских отложений рифовой гряды выделено ряд морфоструктур [245]. В их пределах наблюдается увеличение мощности органогенных известняков, с которыми могут быть связаны залежи нефти и газа. В направлении с севера на юг выделяются следующие морфоструктуры: Владимир-Волынская, Гороховская, Заложецкая, Бучачская, Верхняковская и Хотинская. Из них наибольшего внимания заслуживает Гороховская. Она прослеживается по отложениям скальского горизонта верхнего силура, который сложен кавернозными органогенными, отчасти доломитистыми известняками. В пределах этой структуры установлено увеличение мощности органогенно-известняковых пород; разница мощностей на структуре и вне ее составляет 90 м. Приблизительные размеры морфоструктуры – 25 х 10 км. В органогенных известняках, слагающих периклинальную часть Гороховской морфоструктуры (скв. Локачи-10), установлено скопление легких нефтяных флюидов, по химической характеристике весьма близких к конденсату,

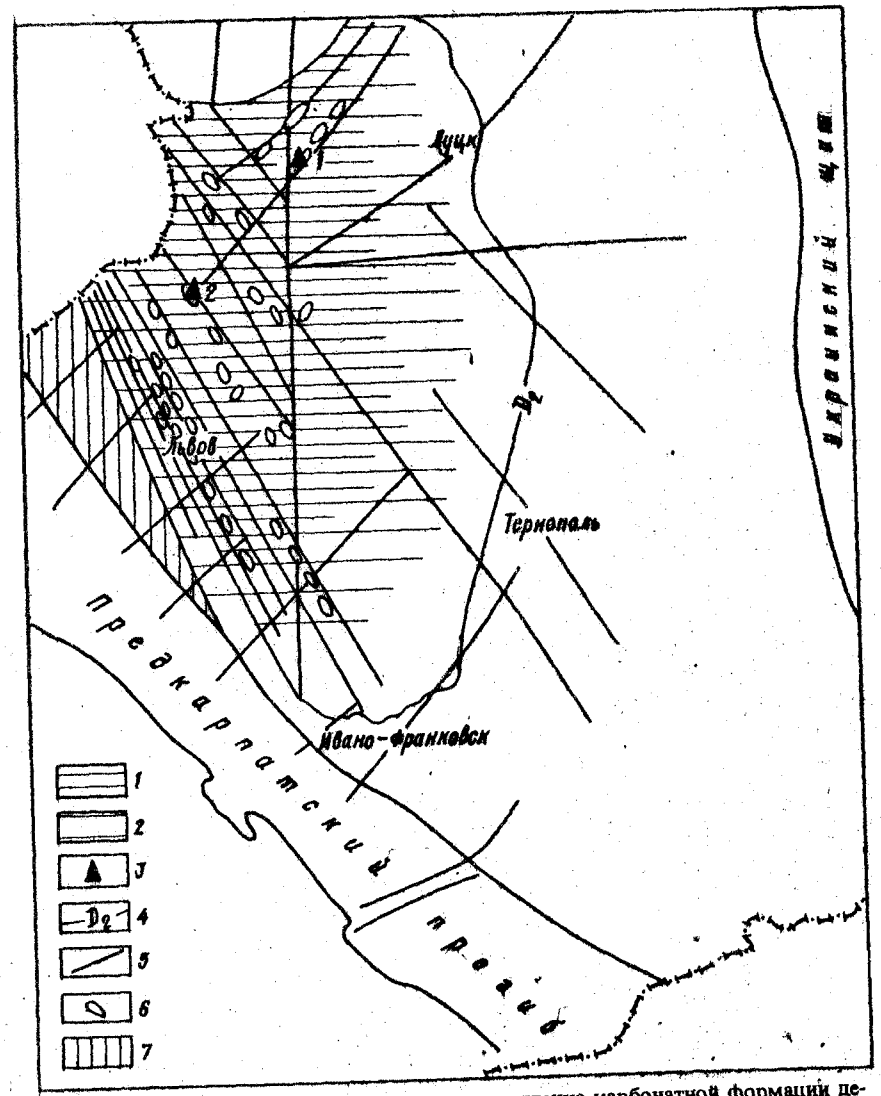


Рис. 6.4. Перспективы нефтегазоносности терригенно-карбонатной формации девона Волыно-Подолии (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж).

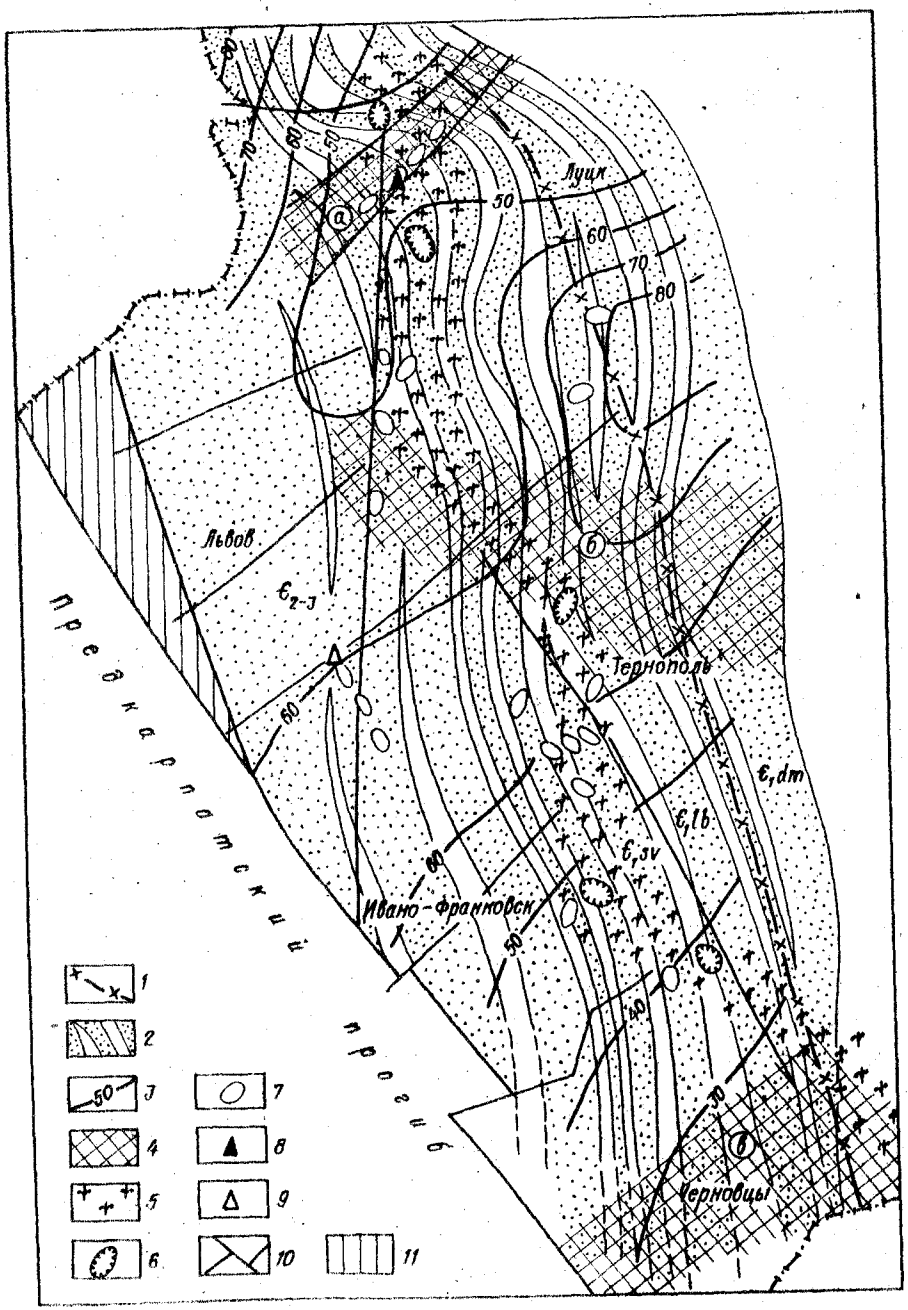
Степень перспективности территории по девонскому комплексу отложений: 1 – перспективная, 2 – малоперспективная; 3 – газовые месторождения: 1 – Локачинское, 2 – Великомостовское; 4 – граница распространения терригенно-карбонатной формации; 5 – разрывные тектонические нарушения; 6 – локальные структуры; 7 – немировская часть Западно-Европейской платформы

а в скв. Локачи-12 – даже незначительный приток нефти (инт. 1350–1483 м). Органогенные известняки отличаются неплохими коллекторскими свойствами; по лабораторным определениям, их пористость изменяется о 4 до 29 %, проницаемость 0,05 мкм^2.

Корреляция отложений верхней части Китайгородского, а также Баговицкого, Малиновецкого и Скальского горизонтов подтвердила значительное увеличение мощности органогенно-известняковистых пород в пределах выделенных структур. Наряду с этим отмечается значительное сокращение мощности глинистой толщи, перекрывающей эти структуры. Такая особенность характерна для погребенных рифовых построек и является одним из критериев обнаружения структур неантиклинального типа в нефтегазоносных провинциях Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Глубина залегания органогенных построек в пределах рифовой гряды Волыно-Подолии не превышает 2000 м.

Для окончательного выяснения нефтегазоносности органогенных построек рифовой литофации силура необходимо вести дальнейшее изучение, включающее комплекс геофизических исследований (детальную сейсмическую и высокоточную гравиметровую съемки) и структурно-поисковое бурение.

Кембрийский комплекс отложений распространен широко на Волыно-Подольской плите. Вместе с вендскими, силурийскими и нижнедевонскими образованиями эти отложения слагают платформенный комплекс, отличающийся моноклинальным залеганием слоев с падением в западном и юго-западном направлениях. Кембрийские отложения (кроме балтийской серии) объединяются в песчаную субформацию нижней морской терригенной формации, в которой содержатся многочисленные коллекторские горизонты. Так, в нижней части разреза в подошве ровенской свиты залегает пачка мелкозернистых песчаников и гравелитов мощностью около 30 м. Максимальное содержание обломочного материала в ровенской свите наблюдается в четырехугольнике, ограниченном населенными пунктами Перемышляны – Бучач – Подволочиск – Ровно. Хорошими коллекторскими свойствами обладает горизонт мелкозернистых песч ников мощностью около 130 м, слагающий нижнюю часть доминопольской свиты. Отложения любомльской свиты представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками мощностью до 120 м. Толща средне-, верхнекембрийских образований повсеместно сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов. Кембрийские песчаники характеризуются сравнительно небольшими величинами физических параметров, определяющими их емкостные качества. Коллекторские свойства пород, кроме того, значительно изменяются по площади в зависимости от литофациальных особенностей. В общем с востока на запад уменьшается зернистость песчаников и увеличивается глинистость разреза. Самыми высокими физическими параметрами отличаются песчаники доминопольской свиты в северо-восточной части Волыно-Подольской плиты: пористость изменяется от 14,7 до 20,9 %, проницаемость 0,054–0,572 мкм^2.



Кембрийские отложения представляют собой нефтегазоносный комплекс юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, с которым связана промышленная нефтеносность Балтийской синеклизы. На Волыно-Подолии в районе г. Перемышляны из отложений этого возраста получен значительный приток природного газа, а также отмечены многочисленные нефтегазопроявления непромышленного характера в скважинах.

На основании комплексного геолого-геофизического изучения песчаной субформации кембрия перспективы ее нефтегазоносности представляются следующим образом (рис. 6.5). Значительный интерес представляют поиски стратиграфически экранированных ловушек, образованных выходами песчаных свит и горизонтов кембрия под глинистыми породами силура. Горизонты кембрийских песчаников, выходящие на эрозионную подсилурийскую поверхность, протягиваются полосами в субмеридиональном направлении на несколько сотен километров. Особенно следует отметить участки пересечения Локачинского и Збаражского валообразных поднятий с выходами на подсилурийскую поверхность песчаных горизонтов, в пределах которых возможны ловушки различных типов, в том числе и комбинированные. Следует отметить, что Збаражский вал находится в области высокого содержания песчаного материала в кембрийских породах, составляющего в среднем 60 %.

Как возможную зону нефтегазонакопления можно выделить полосу Радеховского разлома. В ней могут быть развиты ловушки как структурного типа (антиклинальные складки, тектонически экранированные), так и стратиграфически экранированные, а также различные их комбинации. Положительно оцениваются перспективы кембрийских пород в южной части Волыно-Подольской плиты, примыкающей к Предкарпатскому прогибу, между Стрыйско-Перемышлянским и Заболотовским разломами. Здесь заслуживает внимания Перемышлянский участок, где разведка газовой залежи не доведена до конца, и где, кстати, согласно данным сейсморазведки, выявлена антиклинальная складка.

Перспективы песчаной субформации кембрия связываются также с традиционными антиклинальными ловушками, пока что не выявленными, но,

Рис. 6.5. Перспективы нефтегазоносности каледонского комплекса отложений Волыно-Подольской плиты (составили Г.Н.Доленко, Б.П.Ризун, Е.И.Чиж, М.В.Бойчук):
1 – граница перспективной нефтегазоносной области; 2 – выходы песчаных горизонтов нижней морской терригенной формации ($\epsilon_1 dm$ – доминопольской свиты, $\epsilon_1 lb$ – любомльской свиты, $\epsilon_1 sv$ – свитязьской свиты, ϵ_{2-3} – нерасчлененных отложений среднего-верхнего кембрия); 3 – изолинии содержания песчаного материала (%), 4 – валообразные выступы фундамента (буквы на карте): а – Локачинский, б – Збаражский (по М.С.Ярышу и др., 1974), в – Покутско-Буковинское поперечное поднятие; 5 – предполагаемая полоса развития рифовой литофации карбонатной формации. Возможные структуры-ловушки: 6 – морфоструктуры, генетически связанные с органогенными образованиями, 7 – антиклинальные складки в палеозойских и верхнепротерозойских отложениях; 8 – нефтепроявления из органогенных известняков силура в районе г. Локачи; 9 – приток газа из кембрийских отложений в районе г. Перемышляны; 10 – разрывные тектонические нарушения; 11 – Немировский клин Западно-Европейской платформы

несомненно, существующими во Львовском прогибе, актуальность разведки которых комплексными геолого-геофизическими исследованиями вполне очевидна. Это мнение подтверждается результатами сейсмических исследований, согласно которым в кембрийских отложениях выявлено Сокальское, Великомостовское, Перемышлянское, Тысменицкое и другие поднятия.

Рифейский комплекс. Отложения рифейского возраста, сложенные пестроцветной лагунно-континентальной формацией, представляют собой переходный комплекс юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, отражающий авлакогенный период ее развития. Такие переходные комплексы молодых и древних платформ многие исследователи рассматривают как самостоятельные объекты для поисков нефти и газа [99].

Изучение пестроцветной лагунно-континентальной формации Волыно-Подольской плиты позволяет считать ее перспективной в нефтегазоносном отношении. Формация сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники мелкозернистые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, неизвестковистые. Вместе с крупнозернистыми алевролитами они доминируют в разрезе. Аргиллиты, редко встречающиеся в виде прослоев, занимают второстепенное положение. Отложения полесской серии, слагающие лагунно-континентальную формацию, подстилаются кристаллическими породами архейско-протерозойского фундамента и несогласно перекрываются различными по возрасту комплексами осадочного чехла. В районах развития максимальных мощностей полесских отложений – к северу от г. Луцк и в западной части Львовского прогиба – они перекрываются базальтами волынской серии, которые можно рассматривать в качестве возможной покрышки. Но в подошве волынской серии непосредственно над полесскими песчаниками лежат бродовская и горбашовская свиты, представленные терригенными породами, общая мощность которых не превышает 90 м. Бродовская свита, сложенная тиллитами, имеет спорадическое распространение, горбашовская, наоборот, сплошным плащом покрывает почти всю площадь распространения полесских отложений. В литологическом отношении она представлена песчаниками, гравеллитами и конгломератами. Следовательно, рассматривая полесскую серию как перспективную, вполне допустимо обе свиты объединять в единое целое с этой серией.

Мощность отложений пестроцветной лагунно-континентальной формации постепенно увеличивается от границ ее распространения к центральной части Волыно-Полесской впадины, достигая 1000 м. Выделяются два района, в которых эти отложения отличаются максимальными мощностями: первый ограничен четырехугольником (с населенными пунктами на вершинах) Луцк – Колки – Камень-Каширский – Владимир-Волынский; второй охватывает западную часть Львовского прогиба в треугольнике Львов – Горохов – Нововолынск. Содержание песчаного материала в толще пород лагунно-континентальной формации в первом районе составляет 70, а во втором 50–60 %.

Пористость полесских песчаников изменяется от 2,1 до 17,3 %, проницаемость в большинстве случаев не превышает 0,0001 мкм^2; только в районе

г. Луцк физические параметры пород несколько улучшаются: пористость 4,6–20 %, проницаемость 0,0001–0,0009 мкм^2.

Строения рифейских отложений во Львовском прогибе пока что не выяснено. На Волынском поднятии и на западном склоне УЩ они характеризуются идиоморфной складчатостью.

Полесские отложения относятся к одному из тех немногочисленных стратиграфических подразделений Волыно-Подольской плиты, при проходке которых скважинами не зафиксировано нефтегазопроявлений. Однако в газах, десорбированных из этих отложений, обнаружено значительные количества углеводородов (до 30–50 % всей массы газа).

Согласно результатам гидрогеологических исследований, рифейские и нижнепалеозойские отложения Львовского прогиба находятся в зоне застойного режима, т.е. в благоприятной обстановке для образования и сохранения залежей нефти и газа. В неблагоприятных условиях находятся верхнепротерозойские отложения на Волынском поднятии и на западном склоне УЩ, восточнее Радеховского разлома.

Таким образом, пестроцветная лагунно-континентальная формация рифея представляет интерес для поисков нефти и газа, особенно районы развития максимальных (800-1000 м) мощностей (рис. 6.6). В пределах древней Волыно-Полесской впадины выделены два таких, возможно, перспективных района: западная часть Львовского прогиба (территория в треугольнике с населенными пунктами в вершинах Львов – Горохов – Нововолынск) и район, расположенный к северу от г. Луцк.

Причерноморско-Крымская нефтегазоносная провинция по особенностям геологического строения, развитию и пространственному размещению месторождений нефти и газа относится к провинциям молодых платформ. Все открытые промышленные скопления углеводородов, а также почти все нефтегазопроявления приурочены к молодой Скифской плите и связаны с платформенными образованиями альпийского ТСЦ.

Выделяются три нефтегазоносные зоны в размещении месторождений. Первая связана с южным бортом Северо-Крымского прогиба, вторая – с Индоло-Кубанским передовым прогибом, а третья охватывает северный склон Центрально-Азовского поднятия (Азовский вал). При этом газовые и газоконденсатные месторождения тяготеют к Северо-Крымскому прогибу и северному склону Азовского вала, т.е. к шовной зоне сочленения Скифской плиты с древней Восточно-Европейской платформой, а нефтяные концентрируются преимущественно в Индольском прогибе, который связан с зоной сочленения Скифской плиты с погружением горного сооружения Крыма.

Залежи углеводородов приурочены к отложениям нижнего и верхнего мела, палеоцена, олигоцена и миоцена. В остальных образованиях, включая и домеловые, в частности триас-юрские, отмечены только нефтегазопроявления (рис. 6.7).

Характер пространственного распределения углеводородных скоплений и литолого-фациальные особенности пород позволяют выделить в стратигра-

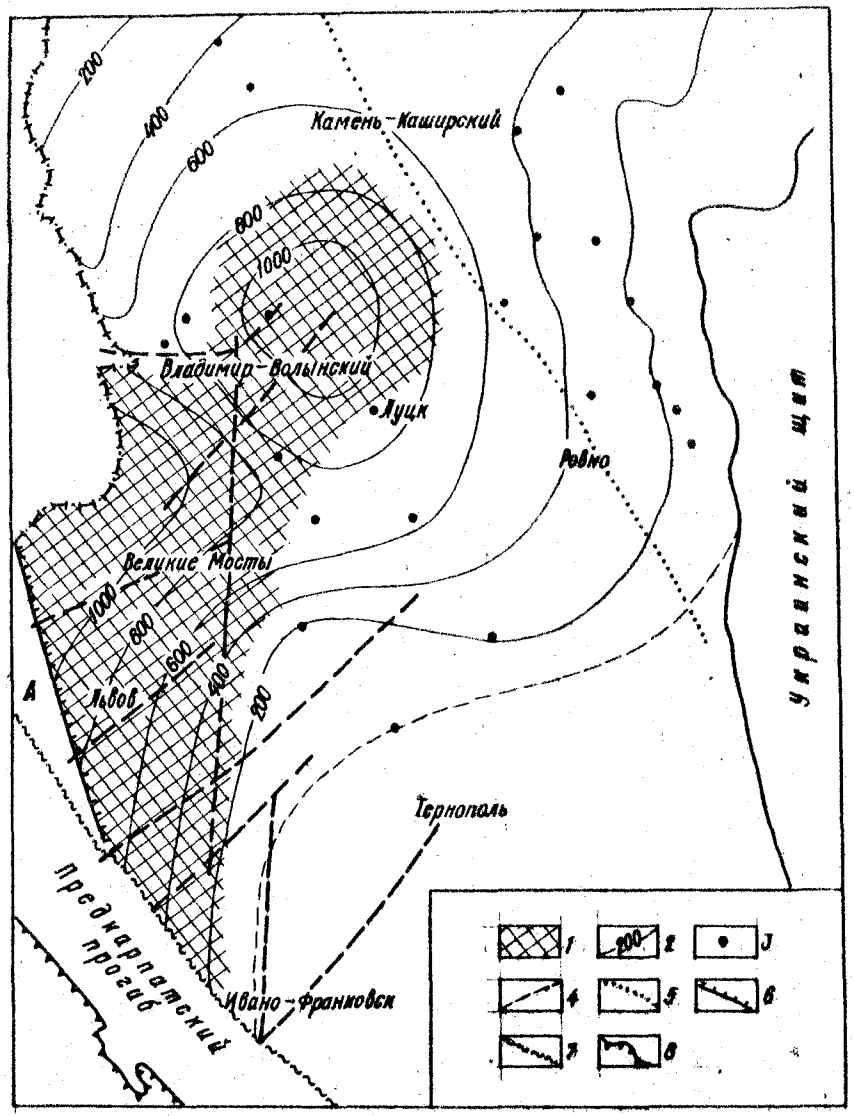


Рис. 6.6. Перспективы нефтегазоносности пестроцветной лагунно-континентальной формации рифея Волыно-Подолии (составили Б.П.Ризун, Е.И.Чиж):
1 — предполагаемые перспективные участки, 2 — изопахиты полесской серии рифея, 3 — скважины, раскрывшие полесские отложения, 4 — граница распространения лагунно-континентальной формации; 5 — восточная граница распространения трапповой формации, 6 — граница Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ, 7 — северо-восточная граница распространения неогеновых моласс Предкарпатского прогиба, 8 — линия Берегового надвига Карпат; А — Немировский клин Западно-Европейской платформы

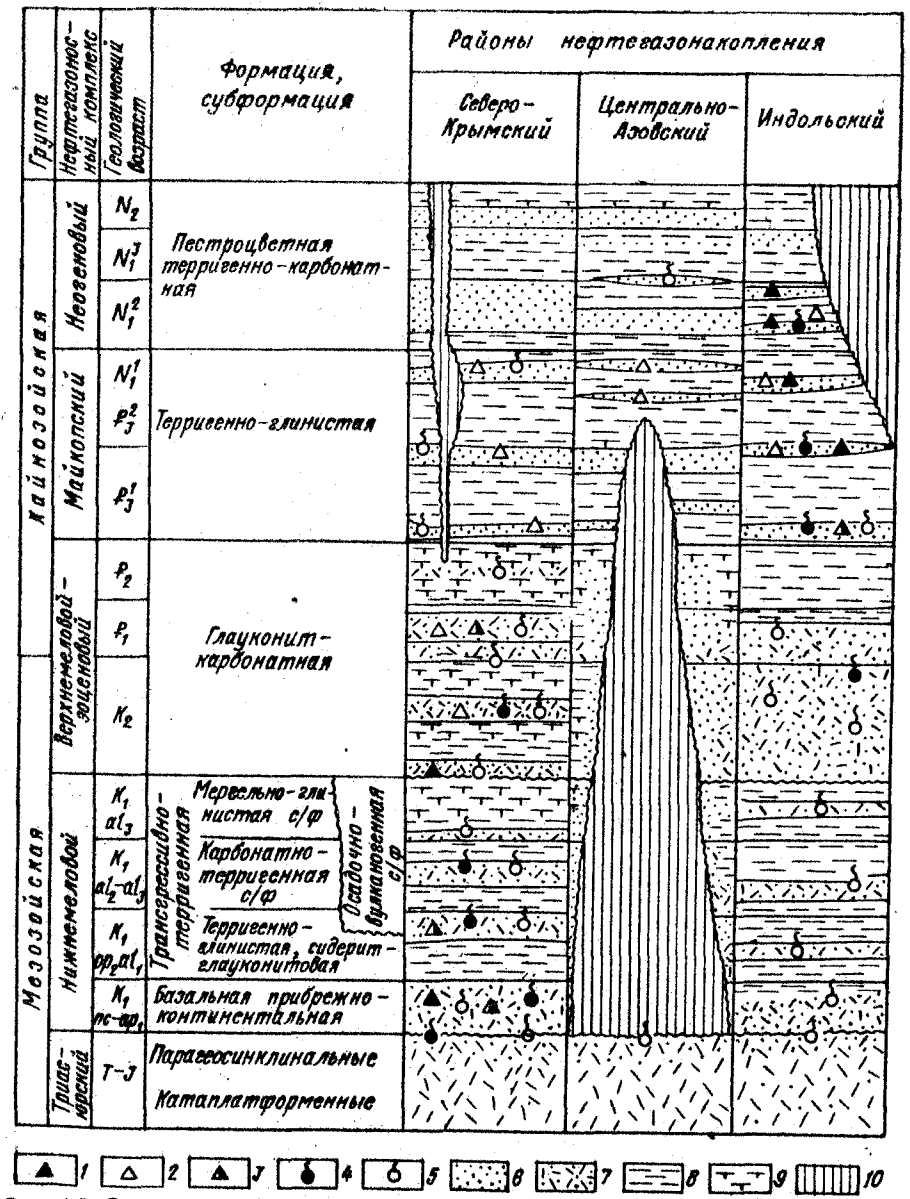


Рис. 6.7. Распределение залежей углеводородов, типов коллекторов и покрышек в осадочных формациях Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции (составил И.П.Копач по материалам ПГО Крымгеология, УкрНИГРИ).
Залежи: 1 — нефти, 2 — газа, 3 — газоконденсата, 4 — нефтепроявления, 5 — газопроявления; тип коллектора: 6 — поровый, 7 — порово-трещинный; тип покрышки: 8 — глинистый, 9 — глинисто-карбонатный; 10 — отсутствие отложений в разрезе

фическом разрезе мезо-кайнозоя Скифской плиты четыре нефтегазоносных комплекса. В нашем понимании, это геологические формации, или комплекс формаций, отвечающий определенному этапу тектонического развития территории и характеризующийся своеобразными условиями нефтегазоносности. К ним относятся нижнемеловой, верхнемеловой – эоценовый, олигоценовонижнемиоценовый (майкопский) и среднемиоценово-антропогеновый (неогеновый). Все они входят в состав альпийского тектоно-седиментационного цикла (см. рис. 6.7).

Кроме того, учитывая структурное положение, формационную характеристику, литолого-фациальные особенности пород, наличие нефтегазопроявлений, а также промышленную нефтегазоносность подобных образований в смежных территориях (Западное Предкавказье), выделяется **триас-юрский перспективный комплекс**. Степень его перспективности пока оценить трудно в связи с резкой литолого-фациальной изменчивостью пород, их дислоцированностью, а также слабой изученностью ввиду большой глубины залегания. Занимая промежуточное положение между геосинклинальными формациями складчатого основания Скифской плиты и типично платформенным осадочным чехлом, триас-юрский перспективный комплекс сложен парагеосинклинальными и катаплатформенными формациями (молассовой, флишоидной, осадочно-вулканогенной, порфировой, карбонатной и др.).

Вскрытые породы имеют большей частью низкие коллекторские свойства. По данным пго Крымгеология, открытая пористость их колеблется от 0,2 до 3,6 %, в отдельных образцах достигает 5–7, а проницаемость 0,01 – 0,1 мкм^2. Но в связи с наличием трещин предполагается, что емкостные и фильтрационные свойства пород будут выше, чем таковые по лабораторным данным. Об этом свидетельствуют притоки пластовых вод (часто с растворенным углеводородным газом) и нефтегазопроявления при бурении и испытаний скважин на Сакской, Евпаторийской, Гончаровской, Тамбовской, Мошкаревской и других площадях. Кроме того, небольшие притоки легкой нефти с газом получены при испытании скважин на Октябрьской (скв. 1, 4, 5) и Западно-Октябрьской (скв. 29) структурах, где испытывались трещиноватые сланцы и песчаники триас-юры вместе с базальным горизонтом нижнего мела.

Следует отметить, что перспективность триас-юрского комплекса зависит, в первую очередь, от наличия флюидоупоров. Во вскрытом разрезе хороших пород-покрышек пока не выявлено, и вся разнофациальная толща вследствие трещиноватости пород проницаема. Поэтому перспективы открытия залежей углеводородов можно связывать с теми отдельными тектоническими зонами, где трещиноватые коллекторы триас-юрского возраста перекрываются более надежными покрышками.

Такие условия могут существовать на отдельных участках Северо-Крымского прогиба, как это наблюдается на Октябрьской и Западно-Октябрьской структурах, где нефтегазоносными являются верхние части триас-юрского комплекса вместе с базальным горизонтом нижнего мела [190].

В формациях альпийского платформенного тектоно-седиментационного цикла выявлено 38 небольших залежей, из которых 20 газовых, 6 газоконденсатных и 12 нефтяных.

Нижнемеловой нефтегазоносный комплекс представлен платформенными базальной прибрежно-континентальной и трансгрессивно-терригенной формациями нижнего мела. Их формирование происходило в континентальных прибрежно-морских и мелководно-морских условиях. Представлены формации аргиллитами, глинами, алевролитами и песчаниками, содержащими пласты-коллекторы порового и порово-трещинного типов [67, 94]. С ними связаны залежи нефти на Октябрьской и газоконденсата на Татьяновской площадях. На Октябрьской площади продуктивный горизонт приурочен к трещиноватым песчаникам пачки А-21 с открытой пористостью 0,06–3,1 % и проницаемостью 0,1–0,0 мкм^2. Приток легкой нефти составил здесь 45,5 м^3/сут и газа 50 тыс. м^3/сут.

На Татьяновской площади продуктивный горизонт состоит из олигомиктовых песчаников с гравийным материалом, пористость которых изменяется от 7 до 10 %, а проницаемость в среднем составляет 8,4 мкм^2. Приток газа достигал 56,2 тыс. м^3/сут, а конденсата 48 м^3/сут.

Кроме промышленных притоков, при проходке базальной формации отмечены интенсивные газопроявления на Бакальской, Вишняковской, Березовской, Глебовской и других разведочных площадях Северо-Крымского прогиба.

Роль флюидоупора для резервуаров базальной формации играют глины и аргиллиты терригенно-глинистой сидерит-глауконитовой субформации готерив-апта, считающиеся зональной покрышкой [190].

В Индольском прогибе, судя по результатам бурения Мошкаревской параметрической скважины, где вскрыта 130-метровая толща грубозернистых песчаников неокома, также можно предполагать широкое развитие пород-коллекторов в низах мела, для которых региональными покрышками могут служить глинистые образования апт-альбского возраста.

Формирование трансгрессивно-терригенной нижнемеловой формации приурочено к максимуму нижнемеловой трансгрессии. Формация сложена терригенно-глинистой, сидерит-глауконитовой (апт – нижний альб), карбонатно-терригенно-глинистой и вулканогенно-терригенной (средний – верхний альб), мергельно-глинистой (верхний альб) субформациями.

Наиболее нефтегазонасыщенной является вулканогенно-терригенная субформация, залегающая в виде покровов и тел сложного строения среди глинистых и карбонатно-глинистых отложений. Коллекторы здесь поровые и порово-трещинные, представлены алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и эффузивными породами: туфами, туффитами и туфопесчаниками. Трещинно-поровые коллекторы характерны для погруженных частей Северо-Крымского и предположительно Индольского прогибов [67]. Нефтегазоносность субформации установлена на Западно-Октябрьской, Северо-Серебрянской, Серебрянской и других площадях Северо-Крымского прогиба.

На Западно-Октябрьском газоконденсатном месторождении продуктивный горизонт приурочен к эффузивным образованиям (туфы, туффиты, туфопесчаники) пачки А-19 с открытой пористостью 3,6–4,6 % и проницаемостью до 7,4 мкм^2. Дебиты газа с конденсатом составляют соответственно 57,8 тыс. м^3/сут и 34 м^3/сут.

Кроме промышленных притоков из трансгрессивно-терригенной формации, отмечались нефтегазопроявления на Мошкаревской, Тамбовской, Марьевской площадях Индольского прогиба и Новоселовской, Сакской, Зуйской, Усть-Салгирской, Славянской и других площадях Центрально-Крымского поднятия.

Субрегиональными покрышками для залежей вулканогенно-терригенной субформации выступают аргиллиты и глины карбонатно-терригенно-глинистой и мергельно-глинистой субформаций.

Аргиллиты среднего альба имеют плотность в среднем 2,3–2,7 г/см^2, пористость 0,2–3,7 %, проницаемость менее 0,01 мкм^2. Особенно надежным флюидоупором для нижнемеловых залежей в Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции служит аргиллит-глинистая толща верхнего альба, которая прослеживается в разрезах многих скважин Причерноморья [67, 94, 158, 190].

Верхнемеловой – эоценовый нефтегазоносный комплекс сложен глауконит-карбонатной формацией. Преобладающими членами парагенезиса пород являются известняки, мергели с подчиненными прослоями глин, алевролитов и песчаников. В сеномане, а также в дан-палеоцене отмечается увеличение содержания терригенных пород. Формация образовалась при спокойном тектоническом режиме и минимальном привносе обломочного материала, что определило ее преимущественно карбонатный состав.

В нефтегазоносном отношении глауконит-карбонатная формация характеризуется обильными нефтегазопроявлениями, а также промышленными скоплениями газа, газа с конденсатом и нефти. Залежи углеводородов приурочены в основном к палеоценовой части разреза, которая является субрегиональной нефтегазоносной толщей на южном борту Северо-Крымского прогиба.

Залежи газа на Задорненской, Оленевской, Черноморской, Краснополянской площадях, газа с конденсатом на Глебовской, Карловской, Кировской площадях, а также Голицинской структуре северо-западного шельфа Черного моря связаны с песчано-алевритовыми, реже – глинисто-карбонатными породами с поровым и трещинно-поровым типом коллектора. Открытая пористость коллекторов составляет 3÷30 %, проницаемость 0,5–268,8 мкм^2 [190]. Региональной покрышкой служат существенно глинистые образования эоцена. Лучшими среди них являются глины нижнего эоцена, а также верхнеэоценовые мергели – наиболее надежные и распространенные газоупоры [94, 190].

Олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) нефтегазоносный комплекс представлен терригенно-глинистой (майкопской) формацией. Она сложена

преимущественно глинами с незначительной примесью песчаного материала. Ее образование происходило в условиях постепенного обмеления морского бассейна и частых вертикальных подвижек, приводивших к интенсивному перемыванию осадков. Нефтегазоносность комплекса тесно связана с наличием, распространением и мощностями песчано-алевритовых пачек среди глинистых толщ. Промышленная газоносность формации установлена на Джанкойской, Черноморской, Голицинской структурах Северо-Крымского прогиба, Стрелковой, Морской площадях, на склоне Азовского вала, Владиславовской, Мошкаревской, Куйбышевской, Южно-Азовской, Фонтановской и других площадях Индольского прогиба.

Кроме того, почти во всех районах исследуемой территории известны многочисленные нефтегазопроявления из пород майкопской формации.

Коллекторы в формации представлены песчано-алевролитовыми породами. Пористость их составляет 22–38 % и проницаемость 2–450 мкм^2. По изучению фациальных изменений предполагается улучшение коллекторских свойств пород формации в пределах акваторий Черного и Азовского морей [190]. Этот прогноз подтвердился открытием Голицинского и Морского газовых месторождений. Притоки газа из майкопской формации на Голицинском месторождении достигают дебита газа до 294 тыс. м^3/сут.

Экранирующими породами газовых залежей являются глинистые толщи формации, вмещающие терригенные прослои-коллекторы. Плотность глин составляет в среднем 1,7–2,2 г/см^3, пористость 11,8–34,10 %, проницаемость 0,45–0,95 мкм^2.

Среднемиоцен-антропогеновый нефтегазоносный комплекс сложен пестроцветной терригенно-карбонатной формацией, состоящей из чередования терригенных и карбонатных пород различного генезиса. Промышленная нефтегазоносность формации выявлена лишь в Индольском прогибе, где мощность ее составляет более 1000 м. Продуктивные горизонты связаны с песчаными и карбонатными разностями пород чокракского, караганского, конкского горизонтов среднего миоцена и сарматского яруса верхнего миоцена. Коллекторские свойства пород изменчивы; пористость 3÷40 %, проницаемость 1÷240 мкм^2.

Пестроцветная терригенно-карбонатная формация содержит небольшие залежи нефти и газа в северной части Керченского п-ова и в Азовском море: Белокаменское, Мысовое, Малобабчикское, Глазовское, Приозерное, Борзовское, Северо-Керченское месторождения. Покрышками, экранирующими залежи углеводородов формации, являются преимущественно глины раннесарматского возраста с плотностью 1,52÷1,98 г/см^3, пористостью 20,3–40,2 %, проницаемостью не больше 0,01·10 мкм^2 [190].

Перспективы открытия новых месторождений нефти и газа в Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции зависят в значительной мере от степени изученности формаций Равнинного Крыма и прилегающих акваторий. Данные морского бурения последних лет несколько приоткрыли завесу "белых пятен" акваторий Черного и Азовского морей. Подтверди-

лись прогнозы распространения в акваториях отдельных фациальных зон, изученных на суше, что позволило уже открыть два новых месторождения в майкопской формации. Этим, безусловно, не исчерпаны возможности олигоцен-нижнемиоценового комплекса.

Значительные перспективы связываются также с нижнемеловым и верхнемеловым - эоценовым нефтегазоносными комплексами, широко развитыми в прилегающих к Крымскому полуострову акваториях. Именно шельфы Азовского и особенно Черного морей весьма перспективны для поисков газа в этих комплексах [67, 158, 190].

Среднемиоцен-антропогеновая пестроцветная карбонатно-терригенная формация из-за незначительной мощности и глубины залегания перспективна лишь в пределах Индолского прогиба.

Таким образом, более детальное изучение вещественного состава (парагенезисов), фациальных изменений, палеогеографической обстановки, и структурного положения формаций Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции дает в руки геологов-нефтяников новые факты и предпосылки для более уверенного прогнозирования поисков новых месторождений.

Предкарпатская нефтегазоносная провинция связана с предгорным прогибом Украинских Карпат. В структурно-тектоническом и нефтегазоносном отношении в ее пределах выделяются две зоны: Внутренняя, сформировавшаяся на карпатском флишевом основании, и Внешняя, возникшая на юго-восточной части эпикаледонской Среднеевропейской платформы и юго-западной части эпибайкальской Восточно-Европейской платформы. Внутренняя зона является в основном нефтеносной, Внешняя – газоносной.

Залежи нефти Внутренней зоны приурочены в основном к породам мел-палеогенового комплекса, газоносность Внешней зоны связана с верхнеюрскими и верхнемеловыми образованиями фундамента и верхнемиоценовыми (верхний тортон, нижний сармат) отложениями.

В этой провинции, являющейся одной из самых древних в Европе, к настоящему времени выявлено 27 нефтяных, 7 нефте- и газоконденсатных и 26 газовых месторождений.

Распределение залежей нефти в породах палеогенового флиша Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, в которых сосредоточено 99,4 % разведанных начальных запасов, контролируется во многом коллектирующими и экранирующими свойствами пород.

Основной региональной изолирующей покрышкой во Внутренней зоне служит толща миоценовых моласс воротыщенской свиты, повсеместно перекрывающей флишевые отложения палеогена. Представлена она главным образом глинами мягкими, пластичными и уплотненными, в меньшей мере – аргиллитами с редкими, не выдержанными по площади прослоями песчаников и алевролитов. Ее мощность от нескольких сотен метров до 2000 м и более.

Изолирующая способность пород воротыщенской свиты при прочих равных условиях в значительной степени зависит от их мощности; с ее увеличением возрастают размеры и продуктивность залежей, газонасыщенность нефти и т.п. [255 и др.]. В местах выхода олигоценовых отложений на поверхность нефтяные залежи имеют остаточный характер (Рипнянское, Майданское месторождения и другие). При этом сохранению таких залежей способствуют вязко-пластические свойства высокопарафинистых нефтей (содержание парафина 6–13 %), возникающие при низких температурах (вследствие выделения парафина из нефти и образования им твердой решетки).

Нефтеносные породы палеогенового и верхнемелового флиша представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В общей массе они сильно консолидированы, очень прочны и весьма трещиноваты. Основным достоверным материалом для выделения природных резервуаров в толще этих пород служит реальное распределение флюидов во многих нефтяных и газоконденсатных месторождениях данного региона, потому что в месторождениях запечатлен конечный результат воздействия всего комплекса геологических факторов, о которых мы порой даже не догадываемся.

В полосе распространения нефтяных и газоконденсатных месторождений Внутренней зоны наиболее древние и относительно хорошо изучены породы верхнего мела. Они вскрыты глубокими скважинами до 500 м и более почти в трех десятках аллохтонных структур, но нигде не содержат промышленных залежей углеводородов из-за отсутствия коллекторов. Этого вполне достаточно, чтобы обоснованно вывести верхнемеловые отложения из числа перспективных на нефть и газ и не рассматривать их при изучении природных резервуаров.

Нижнемеловые образования, вскрытые скв. Шевченково-1 на больших глубинах в Скибовой зоне Карпат, вероятно, распространены и во Внутренней зоне прогиба. Они содержат горизонты песчаников с хорошими коллекторскими свойствами и в принципе могут образовывать самостоятельный природный резервуар (отдельный поисковый объект), но пока для его обоснованного выделения совершенно нет данных.

Палеогеновая флишевая толща построена очень сложно. Песчано-алевролитовые породы, играющие роль коллекторов, залегают в виде прослоев мощностью от долей метра до 120 м среди аргиллитов. Межзерновая пористость песчаников и алевролитов изменяется в широких пределах – от 0,2 до 23, а для их большей части не превышает 6 % при ничтожной межзерновой проницаемости (данные В.М.Бортницкой). Поэтому, естественно, коллекторами нефти и газа являются не все песчаники, а лишь обладающие значительной мощностью и высокой открытой пористостью и проницаемостью. Нижние пределы пористости пород и мощности горизонтов, при которых их еще можно считать промышленными коллекторами нефти, для песчаников палеогена равны соответственно около 4–5 % и 1 м [189 и др.]. Породы с большей пористостью и мощностью, как раз и являющиеся коллекторами нефти, имеют подчиненное развитие в разрезе и наиболее распространены лишь в выгодской свите (эоцен). Газ же способен проникать в песчано-алевролитовые породы с пористостью 1–3 %.

Результаты изучения керна и материалы разработки месторождений свидетельствуют о неоднородности пород-коллекторов по площади. Это обусловлено резко выраженным фациальным замещением глинистыми разностями и сокращением мощности отдельных песчаных горизонтов. Это подтверждается изменением мощности нефтенасыщенных коллекторов в соседних скважинах практически на каждом месторождении и наличием среди высокодебитных полей низкодебитных скважин, продуктивность которых невозможно повысить техническими методами (повторной перфорацией, торпедированием, гидроразрывом).

Иногда коллекторские свойства настолько ухудшаются, что породы становятся литологическими барьерами, препятствующими продвижению флюидов по пластам. Такой барьер существует на Оров-Уличнянском месторождении, где разделяет в плане олигоценовую залежь на две самостоятельные, не связанные между собой залежи, имеющие различные параметры и свойства нефти и попутного газа.

Для палеогеновых песчаных коллекторов Внутренней зоны прогиба, как и для межзерновых коллекторов вообще, характерна анизотропия проницаемости : по вертикали проницаемость бывает в несколько раз ниже, чем по горизонтали. Это хорошо наблюдалось в массивных выгодских песчаниках эоцена Долинского месторождения, когда из скважин подымались цельные столбики керна длиной до 1,5 м. Попадались такие столбики песчаников, нефтенасыщенность которых в одном конце составляла 70–80 %, уменьшаясь к другому концу почти до нуля вследствие ухудшения коллекторских свойств породы. Подобные нефтенасыщенные пачки прослеживаются на значительных участках месторождения, несмотря на большую изменчивость коллекторов по площади.

Но если бы описанные коллекторы при такой анизотропии свойств были исключительно поровыми, то их отдельные прослои могли бы быть насыщены разными флюидами, ибо как раз анизотропия обусловливает чередование нефтеносных и водоносных пластов. В палеогене Предкарпатья этого нет, так как весь комплекс пород интенсивно трещиноват. В результате здесь, кроме поровых, развиты трещинные коллекторы. Это подтверждают исследования кернового материала и данные эксплуатации скважин (значительные дебиты нефти из практически непроницаемых по порам песчаников). Трещинная емкость невелика – 0,01–1,2 %, зато трещинная проницаемость пород значительно больше поровой – 0,03–0,06 фм^2 [116 и др.].

Трещины (их ширина 10–20 мкм) развиты преимущественно в алевролитах и аргиллитах, ориентированы перпендикулярно, параллельно и под углом к слоистости и заполнены кальцитом или зияющие, со следами нефти на стенках. Эксперименты показывают, что раскрытие трещин уменьшается с увеличением пластового давления до 15–20 МПа, но в дальнейшем остается постоянным (данные В.М.Бортницкой и др.). Зияющие трещины прослежены в палеогеновых породах на глубинах вплоть до 5–6 км (скв. Луги-1 и др.) [116].

Особенность изучаемого палеогенового разреза состоит в том, что отдельные горизонты песчаников с хорошими коллекторскими свойствами не являются самостоятельными природными резервуарами. В момент формирования месторождений они соединялись с другими песчаными горизонтами (по трещинам в разделяющих их аргиллитах) и образовывали с ними единую гидродинамическую систему – многопластовый природный резервуар.

Основным критерием их выделения служит отсутствие перемежаемости в резервуарной толще пластов-коллекторов, насыщенных разными флюидами (водой, нефтью, газом). Углеводороды должны, естественно, собираться (в условиях ловушки) в верхней части единого резервуара, насыщая при этом все песчаные коллекторы этажа нефтегазоносности. Если же под залежью есть водоносные пласты с хорошими коллекторскими свойствами, ниже которых опять залегают продуктивные горизонты с промышленными скоплениями углеводородов, то эти нижние скопления попадают уже в другой резервуар, отделенный от верхнего изолирующей покрышкой. О самостоятельном резервуаре свидетельствуют также промышленные газовые (газоконденсатные) скопления, залегающие под нефтяными. Таков ключ к расшифровке природных резервуаров в стратиграфическом разрезе палеогенового флиша Внутренней зоны прогиба, позволяющий сделать однозначные выводы.

Из анализа известных в исследуемой зоне месторождений нефти и газоконденсата видно, что ниже главной миоценовой региональной изолирующей покрышки в стратиграфическом разрезе палеогена находится лишь еще одна изолирующая покрышка, представленная пачкой аргиллитов с прослоями мергелей быстрицкой свиты (верхний эоцен), залегающая на большей части территории сразу под менилитовой свитой (олигоцен). Мощность пачки изменяется от 10 до 80–100 м и более. Благодаря быстрицкой изолирующей покрышке к эоцен-палеоценовому комплексу пород приурочено подавляющее большинство разведанных во Внутренней зоне промышленных запасов газа и конденсата [257], располагающихся часто под олигоценовыми нефтяными залежами (Бытковское, Иваниковское и другие месторождения). Быстрицкая покрышка в местах ее малой мощности не эффективна. Но на участках, где она "работает", в эоценовых отложениях есть самостоятельные углеводородные залежи, водо- нефтяные и водо-газоконденсатные контакты которых резко отличаются от таковых в породах олигоцена (Струтинское, Стынавское, Северодолинское, Космачское, Бытковское, Росильнянское и другие месторождения).

Там, где быстрицкая покрышка эффективна, между олигоценовым и эоцен-палеоценовыми комплексами пород нет свободной сообщаемости, о чем свидетельствуют различия в составе насыщающих их пластовых вод [261] и в пластовых давлениях: в нижнем комплексе они выше, чем в верхнем, на 1–1,5 МПа (при приведении к единой плоскости сравнения).

На этом основании в палеогеновых породах Внутренней зоны прогиба и были выделены два природных резервуара – олигоценовый и эоцен-палеоценовый [260]. Каждый из них выражен многопластовыми толщами фли-

невых пород. Олигоценовый резервуар мощностью 100–1200 м ограничен региональными изолирующими покрышками: сверху – миоценовых моласс, а снизу – быстрицких аргиллитов верхнего зоцена. Второй резервуар мощностью 200–600 м выделяется по отсутствию изолирующих покрышек внутри слагающей его эоцен-палеоценовой толщи. Нижняя стратиграфическая граница этого резервуара до сих пор точно не установлена, так как верхнемеловые отложения, вскрытые скважинами во многих местах Внутренней зоны на глубинах 100–500 м и более, не содержат коллекторов и трудно определить, являются ли они полупокрышкой (промежуточным комплексом) или изолирующей покрышкой.

Полупокрышки в пределах упомянутых природных резервуаров представлены слоями аргиллитов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров с прослоями алевролитов. В некоторых частях резервуаров (верхнеменилитовая подсвита и др.) песчаные горизонты местами полностью выклиниваются, и мощность единого слоя аргиллитов может достигать 100 м и более. В изучаемом разрезе полупокрышки превалируют над породами-коллекторами, составляя на различных площадях 65–94 % общей мощности олигоценовой толщи и 77–92 – эоценовой.

Все известные во Внутренней зоне залежи углеводородов действительно приурочены лишь к верхним частям выделенных многопластовых резервуаров. Ни на одном месторождении в нефтегазоносной части резервуара под изолирующей покрышкой в начале разработки нет водоносных горизонтов со способными перемещаться водами, что позволяет эксплуатировать залежи в толщах пород мощностью 500–600 м единым фильтром. Соответственно ниже нефтяного или газоконденсатного скопления из водоносной части резервуара не поступают промышленные притоки углеводородов со сколько-нибудь значительными дебитами.

Эти выводы подтверждены огромным количеством данных по десяткам залежей и сотням скважин за их пределами, поэтому их следует считать вполне достоверными. Отдельные же факты, на первый взгляд, отклоняющиеся от указанной закономерности, легко объясняются особенностями строения и нефтегазоносности конкретных участков.

Так, на некоторых месторождениях (Бытковском, Гвиздецком и др.) в продукции отдельных скважин во время эксплуатации появилось небольшое количество пластовой воды. Это следствие близкого расположения скважин от контура залежей (подтягивание воды по хорошо проницаемым пропласткам) или не всегда горизонтального положения водонефтяного контакта (ВНК); отметки его в пределах одного месторождения могут отличаться на несколько десятков метров.

Кроме того, очень редко во флише с его резкой фациальной изменчивостью совершенно естественно могут остаться какие-то небольшие участки типа линз и гнезд, из которых вода полностью не вытеснилась нефтью или газом и может в небольшом количестве поступать в скважины при их опробовании или эксплуатации. Такая картина наблюдалась, например, на Оров-Уличнянском месторождении, в нижнеменилитовых отложениях которого

песчаники настолько резко замещены аргиллитами (эффективная мощность песчаников падает от 60–80 м до нуля), что породы из коллекторов нефти превратились в литологический барьер, разделяющий нефтяную залежь на две самостоятельные части. На участках большой мощности песчаников начальные дебиты безводной нефти в скважинах достигали 150–250 м^3, а на краю поля развития песчаников не превышали 3–5 м^3/сут. Между тем в краевых частях этого поля в пределах этажа нефтеносности находится местами защемленная пластовая вода, в небольшом количестве поступающая в скважины [222]. В границах литологических барьеров скважины либо оказались "сухими", либо также давали крайне низкие притоки пластовых вод, редко достигавшие 2 м^3/сут. Такие незначительные водопроявления, естественно, не могут свидетельствовать о водоносности тех частей резервуара, где залегают песчаники-коллекторы, в которых как раз и могут образовываться промышленные скопления углеводородов.

Что же касается нефтегазопроявлений, наблюдающихся в скважинах (при бурении и испытании) за пределами промышленных залежей практически повсеместно, то они обусловлены региональной нефтегазоносностью и представляют собой остаточную нефть и растворенный в пластовых водах газ – следы миграции углеводородов.

Таким образом, все песчаные горизонты с промышленными коллекторами нефти и газа каждого из выделенных нами [260] олигоценового и эоцен-палеоценового резервуаров повсеместно сообщались между собой во время формирования залежей углеводородов. В результате выравнялись пластовые давления и установились общие для всех песчаных горизонтов контакты залежей с подошвенными водами, что отмечено на многих месторождениях в олигоценовом (Бориславское, Долинское, Стынавское и др.) и на всех без исключения месторождениях в эоцен-палеоценовом резервуарах (Бытковское, Космачское, Росильнянское, Струтинское, Долинское, Северо-Долинское, Стынавское и др.).

В олигоценовом резервуаре местами сообщаемость некоторых горизонтов пород-коллекторов по разрывам и трещинам во время формирования залежей была несколько затруднена и прекращалась до полного выравнивания ВНК в пределах всего участка или блока. Причина этого – наличие в разрезе пачки (20–50 м) так называемых первых серо-зеленых аргиллитов относительно повышенной пластичности.

Различные местами отметки ВНК в верхней и нижней частях олигоценовой толщи, однако, не могут быть основанием для выделения двух самостоятельных природных резервуаров, так как сообщаемость между этими частями все же существовала, многократно возобновляясь, несмотря на затрудненность. Следствием ее явилось сплошное насыщение олигоценовой толщи углеводородами (выше ВНК), без чередования водоносных (с подвижными водами) и продуктивных пластов.

Эоцен-палеоценовый резервуар более совершенен, чем олигоценовый. Трещиноватые аргиллитовые разделы между его песчаными горизонтами обеспечивали свободную сообщаемость последних в момент формирования

месторождений, и поэтому ВНК и ВГК (водо-газовые контакты) в них всегда устанавливались на одинаковых отметках. Нигде на месторождениях с продуктивным эоцен-палеоценовым резервуаром ниже ВНК в песчаных горизонтах нет самостоятельных промышленных скоплений углеводородов.

Олигоценовый и эоцен-палеоценовый резервуары являются стратиграфическими. Их емкость, однако, определяется не площадью распространения соответствующих стратиграфических толщ, а отдельными тектоническими элементами. Это обусловлено исключительно сложной покровно-поддвиговой тектоникой региона, где флишевые складки сорваны с основания, передвинуты на значительное расстояние и сложены в два-три этажа. Каждая такая складка по простиранию разбита поперечными сбросами и сбросо-сдвигами на блоки, отделена от соседней складки (вкрест простирания) взбросо-надвигом, а от нижележащих структур - поверхностью надвига и часто миоценовой изолирующей покрышкой очередного яруса (покрова) складок, сложенных обычно одновозрастными палеогеновыми и верхнемеловыми породами.

Казалось бы, такая сильная разбитость палеогенового комплекса пород должна обеспечить высокую его проницаемость во всех направлениях. Но фактически этого нет, ибо для исследуемых трещиноватых пород (как и для подобных пород вообще) характерна анизотропия фильтрационных свойств в плане. Заключается она в том, что на отдельных, зачастую значительных участках повышенной трещиноватости все горизонты песчаников в определенной толще сообщаются по вертикали, а сообщаемость этих участков по площади нередко затруднена (при наличии резкой фациальной изменчивости пород). Примерами проявления такой анизотропии служат литологические барьеры на Оров-Уличнянском месторождении и экранированные залежи нефти в отдельных блоках на Пневском, Попельском, Иваниковском, Танявском и других месторождениях. И вообще, было показано [256, 261], что поверхности взбросо-надвигов, как и многих поперечных сбросов и сбросо-сдвигов, являются преимущественно экранами при существующих сейчас перепадах пластовых давлений.

Все это обуславливает относительную изолированность природных резервуаров соседних флишевых складок или их частей друг от друга, а также полную изолированность от внешних источников пластовой энергии (чему способствует миоценовая региональная изолирующая покрышка). Последнее подтверждается большим фактическим материалом об отсутствии активных напорных пластовых вод во всей Внутренней зоне прогиба и застойном их характере [261]. Поэтому основная энергия, движущая нефть к забоям скважин в этих резервуарах, как показывает опыт разработки нефтяных залежей описываемого региона, заключена внутри самих резервуаров – это упругость пласта и насыщающей его жидкости, энергия выделившегося из жидкости газа (при понижении пластового давления) и сила гравитации.

Отсюда вытекает важный практический вывод: не только каждая складка, но и каждый ее блок, даже самый глубокопогруженный, должны разведываться самостоятельно, ибо в олигоценовом резервуаре нередко находятся тектонически экранированные залежи нефти.

Герметичность стратиграфических природных резервуаров не абсолютна и неодинакова в разных местах. Их изолирующие покрышки выдерживают наибольший перепад давлений лишь до 5–6 МПа. На таких участках сформировались нефтяные залежи высотой до 1450 м (Долинское месторождение) и газоконденсатные залежи высотой до 600 м (Росильнянское, Космачское, Бытковское месторождения). Обычно же покрышки выдерживают меньшие перепады давлений, и потому высота большинства нефтяных залежей измеряется несколькими сотнями метров. В некоторых местах породы, перекрывающие природные резервуары, во время формирования месторождений не играли изолирующей роли (из-за малой их мощности или проводящих тектонических разрывов). На таких участках природные резервуары не содержат самостоятельных углеводородных скоплений.

Таким образом, выделение в стратиграфическом разрезе Внутренней зоны Предкарпатского прогиба двух природных резервуаров и выяснение их особенностей дали возможность лучше понять процессы миграции флюидов в недрах, которые в конечном итоге обусловили закономерности распределения залежей нефти и газоконденсата. Это позволит выбирать правильные направления поисково-разведочных работ на нефть и газ и применять наиболее рациональную методику этих работ.

Исходя из вышеизложенного, поиски новых залежей нефти и газоконденсата во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба следует вести в основном в олигоценовом и эоцен-палеоценовом природных резервуарах. Эти резервуары должны являться самостоятельными объектами поисков. Основными прогнозными залежами будут пластовые сводовые, реже – тектонически и литологически экранированные. Изучение особенностей геологического строения зоны, закономерностей образования и сохранения в ней углеводородных залежей показало, что основные перспективы открытия здесь новых скоплений сосредоточены в полосе известных месторождений во флишевых складках второго и третьего ярусов (покровов), где и ведется в настоящее время поисковое бурение [257].

Одним из главных факторов, определяющих формирование и размещение залежей нефти и газоконденсата в исследуемом регионе, являются структуры-ловушки. Основные ловушки – это вытянутые вдоль Карпат антиклинальные складки, разбитые поперечными разрывами на блоки. Для менее совершенного олигоценового резервуара каждый блок, даже самый глубокопогруженный, должен являться самостоятельным объектом поисков.

Породы-коллекторы испытывают, как было показано выше, резкие фациальные изменения, чего не всегда удается предсказать. Поэтому при выходе на новую поисковую площадь в первую очередь приходится заботиться о наличии в ее пределах предполагаемых структур-ловушек. Если не будет коллекторов в одном резервуаре, то они будут в другом, не будет их в одном блоке складки – будут в другом. Поэтому главным залогом успе-

ха поискового бурения является качественная подготовка структур сейсморазведкой.

Из сущности единых природных резервуаров вытекает очень важный вывод о том, что если в каком-либо резервуаре конкретной складки в верхнем горизонте с хорошими промышленными коллекторами есть пластовая вода, то в нижележащих пластах-коллекторах этого резервуара в данном месте также будет вода (остаточная непромышленная нефть во внимание приниматься не может). Здесь кроется резерв повышения экономической эффективности поискового бурения на нефть и газ: бурение скважины, вскрывшей проектный эоцен-палеоценовый резервуар (наиболее совершенный) в водоносной его части, следует немедленно прекратить, прежде чем она достигнет проектной глубины, т.е. вскроет подошву резервуара. Характер же флюидоносности резервуара на участке всегда можно определить после вскрытия верхнего горизонта пород-коллекторов на основании результатов промыслово-геофизических исследований и опробования скважины испытателем пластов. При большой мощности природного резервуара только на одной такой скважине можно сэкономить несколько сотен погонных метров (и соответственно средств).

Еще одним перспективным объектом во Внутренней зоне прогиба может быть еще не выявленный здесь нижнемеловой комплекс. Вскрыт он в складчатых Карпатах и скв. Шевченково-1, где под илемкинской свитой (200–300-метровая глинисто-мергельная пестроцветная толща) выявлены образования спасской свиты – чередующиеся пласты аргиллитов и песчаников. Отдельные пачки песчаников мощностью 10–20 м характеризуются довольно большой открытой пористостью – 12 %. Искать их следует в местах развития мощных меловых ядер Бориславско-Покутской и Самборско-Рожнятовской подзон.

Внешняя зона Предкарпатского прогиба. Промышленно газоносными здесь являются миоценовые (тортон, сармат) и мезозойские (юра, мел) образования.

Газовые залежи мезозойских отложений связаны с эрозионно-тектоническими выступами, перекрытыми миоценовой молассовой покрышкой. Многочисленными скважинами установлено, что с удалением от этой покрышки вниз по разрезу скоплений углеводородов в породах мела и юры пока не обнаружено. Это объясняется расчлененностью указанных и нижележащих палеозойских отложений густой сетью проводящих разрывных нарушений, служивших проводниками флюидов [255].

Залежи газа в мезозойских отложениях распространены лишь в северо-западной части Внешней зоны, несмотря на развитие положительных структурных форм по размытой донеогеновой поверхности и на остальной территории прогиба. Отсутствие здесь скоплений углеводородов объясняется частичным или почти полным срезанием миоценовой покрышки конседиментационно развивавшимся Внешнекарпатским покровом.

В отличие от мезозойских неогеновые отложения газоносны по всей территории прогиба. Однако и в них свыше 75 % начальных разведанных и

90 прогнозных запасов газа сконцентрировано на северо-западе прогиба, где ширина Внешней зоны, а также мощность и объем миоценовой толщи самые большие [253]. Здесь же в породах тортона и нижнего сармата сосредоточено максимальное количество песчаного материала.

В центральной части, т.е. между Стрыйским и Покутским поперечными разломами, Внешняя зона имеет наименьшую ширину и на большей части перекрыта надвинутыми образованиями Внутренней зоны, вследствие чего тортонские и нижнесарматские отложения, сложенные преимущественно глинами, сильно срезаны надвигом. Их мощность в прифронтовой части надвига не превышает нескольких сотен метров, резко уменьшаясь до полного выклинивания в юго-западном направлении. Лишь в узкой полосе она увеличивается до 1000–2000 м на погруженном вдоль Калушского разлома крыле Угерско-Косовского блока. Аналогичное изменение мощности отложений неогена в Угерско-Косовском блоке происходит в пределах поперечного Покутско-Буковинского поднятия, достигая вдоль Косовского и Ковалевского разломов 1700 м, в то время как под аллохтоном она не превышает 500. Развитый в пределах этого поперечного поднятия Сторожинецкий блок характеризуется постепенным увеличением мощностей тортонских и нижнесарматских отложений от 200 м в приплатформенной части до 1500 в зоне Косовского разлома, содержание песчаников, в которых не превышает 10 %. Коэффициент песчанистости несколько увеличивается на отдельных локальных поднятиях центральной части Внешней зоны (Гриновском, Богородчанском и др.).

Закономерное увеличение песчаного материала с юго-востока на северо-запад Внешней зоны и, как правило, вверх по разрезу нижнедашавской подсвиты нижнего сармата сопровождается возрастанием плотности запасов газа на единицу объема породы. Погруженные участки, примыкающие к Краковецкому, Калушскому, Косовскому, Ковалевскому и другим разломам, характеризуются увеличением мощностей тортонских и нижнесарматских отложений и ростом в них коэффициента песчанистости. В этих районах газонасыщенность пород опускается вниз по разрезу.

С ростом коэффициента песчанистости улучшаются и коллекторские свойства пород, что четко установлено на юго-восточных переклиналях Ходновичской, Пынянской, Дашавской, Кадобнянской, юго-западных крыльях Новоселковской, Грушевской, Опарской, Ковалевской, северо-восточных крыльях Залужанской, Кадобнянской, Гриновской и других структур. Часто на их сводах содержится до 15–20 % песчаников, а на периклиналях и крыльях 40–60 и даже более. Установлено, что чем резче происходит смена песчаных фаций алевролитами и глинами, тем значительнее разница коллекторских свойств, дебитов и запасов газа. Последние на переходных участках от сводов к периклиналям поднятий составляют 60–80 % общих запасов того или иного горизонта и месторождения в целом [83, 253]. Очень показательными в этом отношении являются Ходновичское, Пынянское, Дашавское месторождения, где дебиты газа, например, по направлению от сводов к периклиналям увеличиваются от первых тысяч до 5 млн. $м^3$/сут.

Площадное литолого-фациальное замещение тортонских и нижнесарматских песчано-глинистых отложений обусловило формирование литологически ограниченных залежей газа.

Анализ геологического строения и газоносности Внешней зоны дает возможность сделать вывод, что флюиды из недр земли поступали по трещиноватым зонам, особенно развитым в местах пересечения разнонаправленных дислокаций. Так, газ газовых залежей в нижнесарматских отложениях, залегающих на глубинах до 1000 м, содержит до 99 % метана, количество которого в залежах мезозойских отложений уменьшается до 95. Это же характерно и для глубокозалегающих неогеновых залежей.

К местам скопления флюиды, очевидно, поступали по пластам песчаников и зонам продольных разломов с длительным развитием и разнонаправленным движением блоков. Главные из них – Городокский, Калушский, Косовский, Ковалевский, Назавизовский, Княжицкий и Краковецкий. Последний контролирует максимальные мощности (5300 м) миоцена в наиболее погруженном Крукеничском блоке, где выявлены наиболее глубокозалегающие во Внешней зоне газовые залежи (Залужанское, Майничское и Грушевское месторождения). Они характеризуются изменением состава газа вплоть до появления в нижних горизонтах конденсата. Изменение состава газа наблюдается и с удалением на северо-запад и юго-восток от места пересечения Краковецкого разлома с Дрогобычско-Щирецкой поперечной дислокацией. В указанных направлениях в газе постепенно увеличивается количество метана и уменьшается удельный вес. Аналогичное явление наблюдается и на юго-востоке Внешней зоны с удалением от Манявско-Покутского поперечного разлома.

Таким образом, проведенными исследованиями выявлена четкая взаимозависимость процессов тектоники и седиментации верхнемолассовой подформации и связанным с ними газонакоплением, заключающаяся в следующем:

распределение мощностей тортонских и нижнесарматских отложений контролируется интенсивностью нисходящих движений блоков фундамента, развивавшихся в это время вместе с ограничивающими их разломами конседиментационно. При этом основное влияние на распределение мощностей тортонских и нижнесарматских отложений оказывала продольная тектоническая зональность, обусловившая формирование Сторожинецкого, Угерско-Косовского, Крукеничского и Добромильского блоков. Мощность миоценовых образований в них составляет 0,2–1,5, 0,3–3, 2,7–6 и 0–0,6 км;

особенности строения и газоносности этих блоков позволяют рассматривать их как самостоятельные зоны газонакопления;

с простиранием продольных блоков (подзон) совпадает направление локальных миоценовых поднятий и газоводяных контактов газовых залежей;

вместе с продольной на особенности развития территории влияла и поперечная тектоническая зональность, проявившаяся в виде поднятых и опущенных участков, которые разделены поперечными сбросо-сдвиговыми нарушениями с амплитудами горизонтального смещения по ним до 2 км;

отложения нижнего сармата, в том числе породы верхне- и нижнедашавской подсвит, широко распространены не только на северо-западе, но также на юго-востоке Внешней зоны;

резкое сокращение под покровом Внутренней зоны Предкарпатского прогиба мощности верхнемиоценовых моласс объясняется одновременным развитием надвига с осадконакоплением. Вследствие гравитационного сползания в миоценовый бассейн, последний постепенно мигрировал к северо-востоку (в сторону платформы), ограничивая развитие под надвигом в зоне шириной до 25 и больше километров тортонских и нижнесарматских отложений;

максимальное количество песчаников обычно сосредоточено в верхней части нижнедашавской подсвиты нижнего сармата и возрастает в ее нижней части, а также в косовской свите одновременно с увеличением коэффициента интенсивности прогибания тех или иных участков.В таких местах, приуроченных, как правило, к зонам разломов, вниз по разрезу опускается и газонасыщенность отложений (Залужанское, Майничское, Новоселковское, Грушевское, Гриновское месторождения);

в ряде случаев песчаники и запасы газа распределены неравномерно и на локальных миоценовых поднятиях, характеризующихся ухудшением коллекторских параметров в направлении от периклиналей, а также от крыльев к их сводам.

Проанализировав степень разведанности Вн шней зоны прогиба, а также данные по подсчету запасов газа, сделан вывод, что основным объектом поисков газовых залежей на этой территории должны быть миоценовые попороды, с которыми связано около 95 % прогнозных запасов углеводородов [253].

Как известно, газовые залежи в мезозойском комплексе выявлены на территории, находящейся за пределами развития Внешнекарпатского покрова. Здесь небольшие литологически ограниченные залежи могут быть открыты главным образом в зоне Краковецкого разлома. Этот разлом контролирует распространение максимальных мощностей юрских образований с возможным развитием в них биогермных рифов. Однако для более целенаправленного ведения поисков газовых залежей необходимо провести тщательные петрографические и литологические исследования, а для выяснения строения рифовых тел здесь следует продолжить геофизические работы.

В центральной и юго-восточной частях Внешней зоны в связи с отсутствием надежной миоценовой покрышки под конседиментационно развивавшимся надвигом Внутренней зоны существовали неблагоприятные условия для сохранения газовых залежей. Некоторый интерес в отношении газоносности пород юры и мела могут представлять поднятые блоки фундамента, которые под надвинутым покровом могли бы контактировать с глинистыми отложениями миоцена.

Значительно выше оцениваются перспективы газоносности неогеновых отложений и в первую очередь недостаточно разведанные участки Крукеничского блока с максимальными мощностями миоценовых моласс.

Ведение в последние годы поисково-разведочных работ во Внешней зоне показало, что эффективность бурения здесь неуклонно снижается. Это обусловлено как высокой степенью разведанности недр зоны, так и исчерпыванием фонда антиклинальных структур (поднятий). В указанном регионе уже ведутся поиски неантиклинальных литологически экранированных и ограниченных со всех сторон ловушек. Такие ловушки широко распространены в породах миоцена вследствие развития фациального замещения песчаников глинами [259]. С ними связаны залежи Садковичского, Пынянского, Дашавского, Залужанского, Гриновского, Кадобнянского и Калушского месторождений.

Объектом исследований должны стать районы Крукеничского блока к северо-востоку и юго-западу от Ходновичско-Залужанской линии газовых месторождений. В Судово-Вишнянском блоке поисковые работы необходимо продолжить в зонах Краковецкого, Городокского, Калушского, Ковалевского и Косовского разломов.

Закарпатский прогиб. Перспективы нефтегазоносности формационных комплексов Закарпатского прогиба большинство исследователей оценивает невысоко. Здесь небольшие притоки газа и незначительные нефтегазопроявления получены из меловых, палеогеновых и неогеновых, главным образом сарматских, образований. Так, в скв. Теребля-1 притоки газа с абсолютно свободным дебитом 10–15 тыс., 3,3 тыс и 5 тыс. $м^3$/сут и пластовыми давлениями 247,3 и 250 атм получены из отложений верхнего мела соответственно в интервалах 2855–2641 м (мергели, известняки, редко прослои песчаников и алевролитов), 2580–2470 и 2175–2125 м. Газопроявления и притоки газа с водой получены в скв. 2–4, 8, 9. Интенсивные газопроявления, начиная с глубины 3222 м, наблюдались в процессе бурения скв. Теребля-10 в породах мергельно-известняковой толщи верхнего мела.

На площади Солотвино из палеогеновых отложений притоки газа с дебитами около 20–30 тыс. $м^3$/сут получены в скв. 4 (3869–3102 м) и 5 (3933–3900 м). Сейчас здесь доказана газоносность новоселицких туфов. Дебит газа в скв. 1 превысил 600 тыс. $м^3$/сут.

Обильные газопроявления из миоценовых моласс наблюдались на площадях Ужгород, Залуж, Иршава. Газовый выброс из нижнесарматских пород произошел в скв. Ужгород-10, пробуренной на юго-восточной периклинали Чопского поднятия. Нефтегазопроявления в ряде скважин зафиксированы на Нанковской структуре.

Несмотря на многочисленные нефтегазопроявления и небольшие притоки газа, полученные из разных стратиграфических комплексов (мелового, палеогенового, неогенового), территория Закарпатского прогиба остается одной из областей с невыясненной нефтегазоносностью. Это объясняется сложностью строения, недостаточной геологической изученностью региона, а также неполнотой проведенных исследований по изучению и испытанию газовмещающих отложений. Такими прежде всего являются породы палеогена на площади Солотвино и неогена на площадях Залуж, Яблунов, Чоп, Ужгород и Виноградов.

По результатам замеров физических параметров нескольких сот образцов пород установлено, что пористость песчаников и алевролитов в разрезе донеогенового комплекса отложений не превышает 4–5 в среднем 1–3 %. Пористость известняков и доломитов Залужской и Сокирницкой площадей 1–7 %. Породы обладают низкой проницаемостью (меньше 0,01 $фм^2$).

Высокая консолидация и интенсивная дизъюнктивная дислоцированность донеогеновых образований Закарпатского прогиба обусловили отсутствие в нем изолирующих покрышек, в связи с чем внутри этих отложений имеются плохие условия для сохранения промышленных залежей углеводородов, которые могут сохраниться в структурных выступах донеогенового фундамента, перекрытого миоценовой покрышкой, и внутри самих неогеновых отложений [254]. Для такого вывода есть достаточно фактического материала как по территории украинской части Закарпатского прогиба, так и по прилегающим территориям Чехословакии, Венгрии и Румынии, где основные промышленные залежи нефти и газа связаны с верхней частью отложений донеогенового фундамента и неогеновыми образованиями. Некоторое исключение составляют менее дислоцированные палеогеновые отложения с повышенным содержанием песчаников, распространенных в основном в северо-восточной и юго-восточной частях прогиба (Ильницко-Колодненский и Иршавско-Терновский блоки), а также площадь Солотвино и сопредельные с ней районы на юго-востоке прогиба [83, 84].

Таким образом, основным объектом для дальнейшего ведения поисково-разведочных работ на газ являются неогеновые отложения с характерными для них структурными, литолого-фациальными, коллекторскими и другими особенностями. По данным многочисленных определений пористость терригенных, карбонатных и туфогенных разновидностей изменяется от 1 до 43 %, а проницаемость от менее 0,1 до 1770 $мкм^2$. Значит, в отложениях чопской свиты, левантинского, паннонского, сарматского и тортонского ярусов есть горизонты песчаников, туфов и туфопесчаников с хорошими коллекторскими свойствами. Следует отметить, что песчанистость, а одновременно и коллекторские свойства тортонских и сарматских отложений улучшаются в направлении крыльевых и периклинальных частей структур. В этих направлениях, а также в низах разреза опущенных блоков появляются новые песчаные горизонты, иногда ограниченные тектоническими разрывами. С такими участками могут быть связаны как пластовые сводовые, так и тектонически экранированные и литологически ограниченные залежи газа.

Максимальные мощности тортонских и сарматских отложений, сопровождаемые ростом коэффициента песчанистости, намечаются в Иршавско-Терновском, Хустско-Дубровском и Мукачевско-Солотвинском продольных блоках, особенно в Иршавском, Залужском, Середнянском, Солотвинском и Хустском пересечениях. Именно в этих районах должны быть в первую очередь возобновлены буровые работы, которым, безусловно, должны предшествовать детальные геофизические исследования [83].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгиревич Л.Ф., Палер Л.М., Савченко Н.А.* Формации каменноугольных отложений Припятского прогиба. – Докл. АН БССР, 1971, 15, № 3, с. 262–265.

2. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* Структурные подразделения и формации чехла территории Белоруссии. – В кн.: Тектоника Белоруссии. Минск : Наука и техника, 1976, с. 36–55.

3. *Баранов И.Г.* Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины и их нефтегазоносность. – М. : Недра, 1965. – 235 с.

4. *Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. – М.: Наука, 1981. – 212 с.

5. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 607 с.

6. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. – М.: Недра, 1975. – 264 с.

7. *Бернадська Л.Г.* Трапова формація УРСР. – В кн.: Стратиграфія УРСР. Т. 2. Рифей–венд. К. : Наук. думка, 1971, с. 212–240.

8. *Билык О.Д., Сухорский Р.Ф.* Роль тектонических движений в формировании литологических толщ дроновской свиты Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев : Наук. думка, 1966, с. 84–94.

9. *Билык О.Д., Сухорский Р.Ф.* Коллекторы верхней перми и триаса Днепровско-Донецкой впадины и их литологические особенности. – Киев : Наук. думка, 1970. – 112 с.

10. *Бланк М.И., Канский Н.Е.* О гипсоносных отложениях верхнего кимериджа Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН СССР, 1960, 130, № 3, с. 596–598.

11. *Бобринский В.М., Букатчук П.Д., Бургеля Н.К. и др.* Палеогеография Молдавии. – Кишенев : Картя Молдовеняскэ, 1965. – 146 с.

12. *Бобровник Д.П., Болдирєва Т.О., Іщенко А.М. і ін.* Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн. – К. : Вид-во АН УРСР, 1962. – 127 с.

13. *Бобылев В.В., Железняк В.Е., Шиманов Ю.В. и др.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. – М.: Недра, 1979. – 184 с.

14. *Богаец А.Т., Павлюк М.И.* О базальной прибрежно-континентальной терригенной формации платформенного чехла Равнинного Крыма и центрального Причерноморья. – Геол. сб., 1973, № 4, с. 53–58.

15. *Богаец А.Т., Проснякова Л.В., Самарская Е.В.* Новые данные о верхнемеловых отложениях центральной и западной частей Равнинного Крыма. – Тр. УкрНИГРИ, 1972, вып. 5, с. 128–139.

16. *Бондарчук В.Г.* Основные вопросы тектоорогении. – Киев : Изд-во АН УССР, 1961. – 382 с.

17. *Бондаренко В.Г., Апостолова М.Я., Шаповалов М.С.* Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 123–127.

18. *Ботнева Т.А.* Цикличность процессов нефтегазообразования. – М.: Недра, 1972. – 255 с. – (Труды / ВНИГНИ; Вып. 126).

19. *Бражникова Н.Е., Вакарчук Г.И., Вдовенко М.В. и др.* Микрофаунистические горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Киев : Наук. думка, 1967. – 384 с.

20. *Бритченко А.Д., Восанчук С.С., Галабуда Н.И. и др.* Условия осадкообразования в франский век в Днепровско-Донецкой впадине. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1974, вып. 39, с. 66–73.

21. *Будай Т., Кодым О., Магель М. и др.* Тектоническое развитие Чехословакии. – М.: Иностр. лит., 1963. – 284 с.

22. *Буров В.С., Вишняков И.Б., Палий А.М., Хныкин В.И.* Перспективы нефтегазоносности юрского комплекса в Предкарпатском прогибе. – Нефт. и газовая пром-сть, 1981, № 3, с. 8–10.

23. *Бызова С.Л., Безр М.А.* Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат. – Геотектоника, 1974, № 6, с. 82–94.

24. *Вакарчук Г.И., Плошко В.В., Карпова М.А.* Средне-, нижнекаменноугольные отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. – Тр. УкрНИГРИ, 1968, вып. 16, с. 110–118.

25. *Вакарчук Г.И., Цыпко Я.И.* Фации и палеография верхнекаменноугольных отложений северо-запада Днепровскс-Донецкой впадины. – Т м же, 1971, вып. 26, с. 45–50.

26. *Варичев С.А., Галабуда Н.И.* Анализ развития некоторых структур Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 19, с. 19–27.

27. *Варичев С.О., Галабуда М.І., Руденко О.І.* Особливості будови та умов розвитку Новотроїцького підняття. – Геологія і геохімія горючих копалин, 1972, вип. 31, с.34–38.

28. *Васильев П.В.* О генетической классификации угольных месторождений. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы отд. геол., 1949, 24, № 4, с. 73–76.

29. *Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. – Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. – 240 с.

30. *Вассоевич Н.Б.* О происхождении нефти. – В кн.: XX междунар. геол. конгр. М.: Гостоптехиздат, 1958, Т. 1, с. 113–127.

31. *Вассоевич Н.Б.* Циклы седиментации, литогенеза и нефтеобразования. – В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность : Тез. докл. Семинар МГУ. М : Изд-во МГУ, 1975, с. 3–13.

32. *Вассоевич Н.Б.* Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования. – В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М. : Наука, 1977, с. 36–58.

33. *Верниковский В.Н., Хижняков А.В.* Платформенный ряд верхнепротерозойских и кембрийских формаций Львовского прогиба. – В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними пс езные ископаемые. Киев : Наук. думка, 1973, с. 13–14.

34. *Витенко В.А., Кабышев Б.П.* История развития и нефтегазоносность структур Днепровско-Донецкой впадины. – М. : Недра, 1977. – 191 с.

35. *Вишняков И.Б.* Особенности геологического строения и развития Волыно-Подолии и Предкарпатья : Автореф. дис. ... канд. геол.- минерал. наук. – Львов, 1978. – 26 с.

36. *Власов В.Г., Воловник Б.Я., Грузман Г.Г.* Особенности строения, принцип расчленения полесской серии и выделение ее стратотипа на Волыни. – Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с. 54–65.

37. *Войтович Г.В., Лебедько Г.И., Кокин А.В.* К вопросу о возрасте докембрийских формаций Азовского выступа. – В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 118–119.

38. *Воловник Б.Я.* Трапповая формация Волыно-Подолии. – Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с. 28–33.

39. *Волошина А.М., Проснякова Л.В., Орлова-Турчина Г.А.* Новые данные о возрасте нижнемеловых отложений Тарханкутского полуострова (Крым). – Палеонтол. сб., 1965, вып. 2, № 2, с. 18–21.

40. *Восанчук С.С.* Обломочные породы Днепровско-Донецкой впадины. Девон. Карбон. – В кн.: Обломочные породы Украины. Киев : Наук. думка, 1981, с. 97–116.

41. *Вялов О.С.* Палеогеновый флиш северного склона Карпат. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 136 с.

42. *Вялов О.С.* Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. – Киев : Наук. думка, 1965. – 208 с.

43. *Вялов О.С.* Некоторые вопросы истории развития Карпат. – Геотектоника, 1967, № 4, с. 91–95.

44. *Вялов О.С.* О палеогеографических и формационных особенностях Карпат и примыкающих прогибов. – Acta. geol. Sei. Hung., 1971, 15, № 1/4, с. 291–307.

45. *Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. и др.* История геологического развития Украинских Карпат. – Киев : Наук. думка, 1981. – 180 с.

46. *Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. – Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1976. – Ч. 1. 200 с.

47. *Гавриш В.К.* Глубинные структуры и методика их изучения. – Киев : Наук. думка, 1969. – 268 с.

48. *Гавриш В.К.* Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. – Киев : Наук. думка, 1974. – 258 с.

49. *Галабуда Н.И.* О структуре фундамента северной части Днепровско-Донецкой впадины и ее отражении в отложениях палеогена. – В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых : (Тез. докл. I Респ. тектон. совещ., Киев, 1971. Киев : Наук. думка, 1971, с. 145–146.

50. *Галабуда Н.И.* Формации карбона Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 12, с. 1062–1065.

51. *Галабуда Н.И.* Использование формационного анализа при оценке перспектив нефтегазоносности. – В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность : Тез. докл. всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 222–223.

52. *Галабуда Н.И.* Геологическое строение франской соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 50, с. 59–68.

53. *Галабуда Н.И.* Цикличность и ее значение для размещения нефтегазовых залежей. – Геол. журн., 1983, № 2, с. 105–113.

54. *Галабуда Н.И., Сухорский Р.Ф., Бритченко А.Д., Фещенко Н.И.* Нижнефаменские отложения Днепровско-Донецкой впадины и условия их накопления. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 43, с. 52–59.

55. *Галабуда Н.И., Фещенко Н.И., Сухорский Р.Ф., Бритченко А.Д.* Среднедевонские отложения Днепровско-Донецкой впадины и условия их образования. – Там же, 1974, вып. 37, с. 27–32.

56. *Галицкий И.В., Киреев Г.Д., Пашкевич Е.И. и др.* Структурно-фациальная зональность нижнепермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, 1972, с. 243–248.

57. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. – М.: Наука, 1972. – 300 с.

58. *Гаркаленко И.А., Никифорук Б.С., Бондаренко В.Г.* К вопросу о стратификации преломляющих горизонтов в Ранинном Крыму. – Геофиз. сб., 1970, № 34, с. 65–75.

59. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. – Буров В.С., Глушко В.В., Гонтовой И.З. и др. – (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 25), 1971.

60. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения Юга европейской части СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 1910 с.

61. *Глушко В.В.* Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. – В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. М.: Гостоптехиздат, 1956, с. 127–136. – (Тр. ВНИИГ; Вып. 22).

62. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М. : Недра, 1968. – 264 с.

63. *Головкинский Н.А.* О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна: Материалы для геологии России. 1869. – 144 с.

64. *Голубцов В.К., Помяновская Г.М., Вишняков И.Б. и др.* Палеогеография юго-западного края Восточно-Европейской платформы в девонский период. – В кн.: Тектоника и палеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск : Наука и техника, 1981, с. 23–43.

65. *Голубцов В.К., Помяновская Г.М., Толстошеев В.И. и др.* Палеогеография юго-западного края Восточно-Европейской платформы в раннекаменноугольную эпоху. – Там же, с. 44–61.

66. *Грачевский М.М., Калик Н.Г.* Особенности строения и нефтегазоносность силурских отложений юго-западных районов Русской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 123–129.

67. *Григорьева В.А., Каменецкий А.Е., Павлюк М.И. и др.* Фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности меловых отложений юга Украины. – Киев : Наук. думка, 1981. – 140 с.

68. *Григорьева В.А., Палинский Р.В.* Формация отложений меловой системы южных районов Украины и перспективы их нефтегазоносности. – Геология нефти и газа, 1978, № 12, с. 31–49.

69. *Григялис А.А., Мертинене Р.А., Ротките Л.М. и др.* Стратиграфия и фации поздней юры и раннего мела в бассейнах седиментации на западе Европейской части СССР. – В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск : Наука и техника, 1981, с. 103–135.

70. *Гуревич К.Я.* Даниловская опорная скважина. – В кн.: Опорные скважины СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960, т. 1, с. 284–338.

71. *Гуржий Д.В.* Литология моласс Предкарпатья. – Киев : Наук. думка, 1969. – 202 с.

72. *Добагян Н.В., Круглов С.С., Смирнов С.Е.* Схема стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Закарпатских утесов. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1966, 51, вып. 2, с. 84–93.

73. *Данилович Л.Г.* Магматизм Карпат и вопросы геодинамики. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 42, с. 3–13.

74. *Данилович Л.Г.* Офиолитовая ассоциация Карпат. – В кн.: Проблемы петрологии : (Материалы V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата : Наука, 1976, т. 1, с. 137–139.

75. *Данилович Л.Г.* Кислый вулканизм Карпат. – Киев : Наук. думка, 1976. – 148 с.

76. *Данилович Л.Г.* Эволюция магматизма и закономерности размещения магматических пород в Советских Карпатах. – В кн.: Материалы XI Конгр. КБГА : Тез. докл. Киев : Наук. думка, 1977, с. 248–249.

77. *Даниленко В.А., Лещух Р.Й., Маковський С.А., Щерба В.М.* Деякі особливості будови і перспективи нафтогазоносності Солотвинської частини Закарпатського прогину. – Геологія і геохімія горюч. копалин, 1972, вип. 32, с. 8–13.

78. *Даныш В.В., Кульчицкий Я.О., Лозыняк П.Ю.* К истории развития флишевого трога Восточных Карпат в мелу. – В кн.: Материалы X Конгр. КБГА. Братислава, 1975, с. 120–125.

79. *Дикенштейн Г.Х.* Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1953, 28, с. 21–32.

80. *Дитрих Ф.Ж.* Эволюция Восточных Альп: рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит. – Геотектоника, 1977, № 6, с. 61–68.

81. *Доленко Г.Н.* Геология нефти и газа Карпат. – Киев : Изд-во АН УССР, 1962. – 367 с.

82. *Доленко Г.Н.* Геологические аспекты времени образования месторождений

нефти и газа. – В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М. : Наука, 1976, с. 26–29.

83. *Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Данилович Л.Г. и др.* Геологическое строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. – Киев : Наук. думка, 1980. – 146 с.

84. *Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Килын И.В. и др.* Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. – Киев: Наук. думка, 1976. – 126 с.

85. *Доленко Г.Н., Варичев С.А., Высочанский И.В. и др.* Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1981. – 228 с.

86. *Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. и др.* Закономерности размещения месторождений нефти и газа в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции. – Киев : Наук. думка, 1968. – 215 с.

87. *Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И.* О палеозойском этапе формирования Днепровско-Донецкой впадины. – Геотектоника, 1970, № 1, с. 53–60.

88. *Доленко Г.Н., Галабуда Н.И.* К проблеме цикличности в нефтегазоносных провинциях. – В кн.: Теоретические вопросы нефтегазовой геологии. Киев : Наук. думка, 1980, с. 58–64.

89. *Доленко Г.Н., Галабуда Н.И., Сухорский Р.Ф., Фещенко Н.И.* О ритмичности и особенностях распространенеия формаций девона Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых : Тез. докл. 2-го респ. литол. совещ. Киев : Наук. думка, 1976, с. 123.

90. *Доленко Г.Н., Галабуда Н.И., Фещенко Н.И., Сухорский Р.Ф.* Формации девона Днепровско-Донецкой впадины. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 1, с. 144–151.

91. *Доленко Г.Н., Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т. и др.* Тектоническое развитие Украинских Карпат. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М. : Наука, 1980, с. 133–145.

92. *Доленко Г.Н., Копач І.П., Павлюк М.І., Париляк О.І.* Формації осадового комплексу Рівнинного Криму. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1970, № 4, с. 310–313.

93. *Доленко Г.Н., Павлюк М.І., Копач І.П., Париляк О.І.* Про типізацію геологічної структури Рівнинного Криму. – Геологія і геохімія горючих копалин, 1971, вип. 27, с. 3–10.

94. *Доленко Г.Н., Парыляк А.И., Копач И.П.* Нефтегазоносность Крыма. – Киев : Наук. думка, 1968. – 140 с.

95. *Доленко Г.Н., Ризун Б.П., Сеньковский Ю.Н. и др.* Геология и нефтегазоносность Волыно-Подольской плиты. – Киев : Наук. думка, 1980. – 106 с.

96. *Доленко Г.Н., Ярош Б.І., Хоменко В.І., Улізло Б.М.* Закономірності нафтогазоносності Передкарпатського і Закарпатського прогинів. – К. : Наук. думка, 1969. – 203 с.

97. *Дрыгант Д.М., Гинда В.А.* К тектоническому развитию Волыно-Подолья в ордовике. – В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Киев : Наук. думка, 1973, ч. 1, с. 62–64.

98. *Дэна Дж., Дэна Э.С., Франдель К.* Система минерологии. – М. : Изд-во иностр. лит., 1950. – Т. 1, 2.

99. *Еременко Н.А., Крылов Н.А., Голубева З.В. и др.* Переходный комплекс платформ – самостоятельный объект поисково-разведочных работ на нефть и газ. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 5–14.

100. *Еременко Н.А., Панкина Р.Г., Ботнева Т.А. и др.* Стабильные изотопы в геохимии нефти. – М. : Недра, 1974. – 199 с.

101. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хантайширский офиолитовый комплекс западной Монголии и проблема офиолитов. – Геотектоника, 1978, № 1, с. 19–42.

102. *Жемчужников Н.А.* Угленосные толщи как формации. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5, с. 14–33.

103. *Зубкова Е.В.* О распространении соленосных толщ нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. – Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1973, вып. 8, с. 17–25.

104. *Иванов Г.А.* Угленосные формации. – Л. : Наука, 1967. – 407 с.

105. *Иванова Р.Г., Колчинцева Л.В., Кузовенко В.В.* К литологии и стратиграфии разреза северо-западной части Закарпатского прогиба по материалам изучения параметрической скважины Невицкое–1. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1977, вып. 49, с. 23–31.

106. *Иващенко З.Ф., Пашова Н.Т.* Зависимость изменчивости литологических пачек верхнего визе от структурно-тектонических особенностей зоны центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины. – Тр. УкрНИИГаз, 1973, вып. 8, с. 31–41.

107. *Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Ю.* Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы. – Сов. геология, 1971, № 3, с. 16–35.

108. *Каменецкий А.Е.* Нижнемеловые отложения Степного Крыма. – Тр. / ВНИГНИ, 1963, вып. 38, с. 62–83.

109. *Канский Н.Е.* Карбонатные образования с текстурой конус-в-конус из верхней юры Донбасса. – Докл. АН СССР, 1956, 107, № 2, с. 313–315.

110. *Канский Н.Е.* Литология юрских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1969. – 218 с.

111. *Кельбас Б.И.* Среднекаменноугольные отложения юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1972. – 23 с.

112. *Китык В.И., Галабуда Н.И.* Соленосные формации девона Днепровско-Донецкой впадины и условия их образования. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 45, с. 14–23.

113. *Клюшников М.Н.* Стратиграфия и фауна нижнетретичных отложений Украины. – Киев : Изд-во АН УССР, 1958, – 549 с. – (Тр. ИГН АН УССР : Вып. 13).

114. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, запад. часть Азии и Куба). – М. : Наука, 1975. – 208 с. – (Тр. / ГИН АН СССР; Вып. 267).

115. *Коган В.Д.* Основные ритмы хемогенной толщи Донецкой перми. – Сов. геология, 1964, № 9, с. 95–103.

116. *Копыстянский Р.С.* Трещиноватость горных пород и ее значение в нефтегазовой геологии. – Киев : Наук. думка, 1978. – 215 с.

117. *Косыгин Ю.А.* Основы тектоники. – М. : Недра, 1974. – 216 с.

118. *Котык В.А., Марковский В.М.* Геологическое строение осадочного чехла Волыно-Подолии и Львовского палеозойского прогиба по данным глубокого бурения. – В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев : Наук. думка, 1972, с. 39–56.

119. *Котык В.А., Юшкевич В.И.* Перспективы нефтегазоносности верхнесилурийских отложений западных областей УССР. – В кн.: Повышение эффективности подготовки ресурсов газа и нефти в связи с перспективами развития газовой и нефтяной промышленности УССР : (Материалы респ. науч.-техн. конф.). Харьков, 1974, с. 165–166.

120 *Крашенинников Г.Ф.* Фации, генетические типы и формации. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 3–13.

121. *Круглов С.С., Бойко А.К., Зайдис Б.Б.* О возможном проявлении в мезозое кислого магматизма во Флишевых Карпатах (по радиологическим данным). – Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1974, вып. 9, с. 54–59.

122. *Круглов С.С., Смирнов С.Е., Совчик Я.В.* Палеоген зоны Подгаля в Советском Закарпатье. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1967, 42, вып. 4, с. 47–50.

123. *Круглов С.С., Смирнов С.Е.* Геологическая история области распространения Закарпатских утесов в конце мела–начале палеогена. – В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1967, с. 46–56.

124. *Кульчицкий Я.О.* Основные черты геологического строения Мармарошской и

Пеннинской зон Украинских Карпат. – В кн.: Вопросы геологии Карпат. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1967, с. 35–45.

125. *Кульчицький Я.О.* Основи вчення про формації (геогенерації). – Львів : Вища школа, 1973. – Ч. 2. 90 с.

126. *Лазаренко Є.К., Воловник Б.Я.* Нові дані про будову вулканогенної товщі волинської серії західної окраїни Руської платформи. – Геол. журн., 1969, 29, вип. 1, с. 11–21.

127. *Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А.* Минералогия Закарпатья. – Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1963. – 614 с.

128. *Лапчик Ф.Е.* О пермских и триасовых отложениях Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточных областей Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 205–220.

129. *Лашманов В.И.* Особенности миграции вещества при метаморфизме юрских пород чехла Мармарошского массива. – Геол. сб., 1976, № 15, с. 43–47.

130. *Левенштейн М.Л., Павленкова Н.И., Баранова Е.П.* Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1971, № 2, с. 77–82.

131. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. – М. : Наука, 1981. – 176 с. – (Тр. / ГИН; Вып. 344).

132. *Лещук Р.И.* Находки аммонитов в нижнемеловых отложениях бассейна р.Белой Тисы. – Палеонтол. сб., 1980, № 17, с. 54–60.

133. *Линецкая Л.В.* Конгломераты мела и палеогена северного склона Карпат и их значение для палеогеографии : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1963. – 19 с.

134. *Линецкая Л.В., Утробин В.Н.* Основные черты тектоники фундамента Закарпатского прогиба и перспективы его нефтегазоносности. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа : Тез. II Респ. совещ. (Львов, окт. 1972). – Львов, 1972, с. 204 – 206.

135. *Лінецька Л.В.* Tintinnidae (infusoria) у мезозої південно-східної частини фундаменту Закарпатського прогину. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 12, с. 1073–1076.

136. *Лінецька Л.В., Маковський С.А., Іванова Р.Т.* Saccocoma Agassiz у мезозої фундаменту Закарпатського прогину. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1970, № 12, с. 1071 № 1073.

137. *Литвин И.И.* Альб-сеноманские отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса. – Докл. АН СССР, 1964, 154, № 4, с. 836–839.

138. *Литвин И.И.* Нижнемеловые отложения Днепровско-Донецкой впадины. – Харьков : Вища школа, 1974. – 166 с.

139. *Ломизе М.Г.* Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. геолог., 1968, № 6, с. 42–58.

140. *Лукин А.Е.* Эпигенез каменноугольных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. – Литология и полез. ископаемые, 1966, № 6, с. 128–130.

141. *Лукин А.Е.* Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. – М. : Недра, 1977. – 102 с.

142. *Лунгерсгаузен Л.Ф.* Некоторые черты палеогеографии Днепровско-Донецкой впадины в верхнепалеозойское и мезозойское время. – В кн.: Материалы Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1941, вып. 1, с. 16–42.

143. *Лычагин Г.А.* Геологическое строение и история развития Равнинной части Крыма. – Тр. / ВНИГНИ, 1958, вып. 12, с. 166–191.

144. *Мазарович О.А.* Геотектонические условия формирования моласс. – Геотектоника, 1972, № 1, с. 3–16.

145. *Максимов С.П., Ботнева Т.А., Еременко Н.А., Панкина Р.Г.* О цикличности процессов нефтегазообразования. – В кн.: Горючие ископаемые : 14-я сессия междунар. геол. конгр. : Докл. сов. геологов. М. : Недра, 1972, с. 19–36.

146. *Максимов С.П., Еременко Н.А., Ботнева Т.А., Панкина Р.Г.* Цикличность процессов нефтегазообразования, нефтегазоносные провинции, бассейны и области. – Геология нефти и газа, 1976, № 2, с. 30–43.

147. *Максимов С.П., Кунин Н.Я., Сардонников Н.М.* Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. – М. : Недра, 1977. – 280 с.

148. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М. : Наука, 1974, с. 92–104.

149. *Маслакова Н.И.* Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Крыма. – Вестн. Моск. ун-та, 1959, № 1, с. 109–113.

150. *Маслакова Н.И., Каменецкий А.Е.* Новые данные о верхнемеловых отложениях степного Крыма. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 10, с. 44–49.

151. *Матвеева А.А., Дмитриева Р.Г., Павлик И.Л.* О юрских отложениях фундамента Солотвинской зоны Закарпатского прогиба. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1968, вып. 14, с. 54–56.

152. *Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е.* Рифей и венд Белоруссии. – Минск : Наука и техника, 1976. – 360 с.

153. *Махнач А.С., Урьев И.И., Бордон В.Е.* Литолого-геохимические особенности и условия накопления герцинских формаций дорифтовой стадии развития северо-западной части Днепровско-Донецко-Припятского авлакогена. – В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Киев : Наук. думка, 1976, вып. 3, с. 19–34.

154. *Медвєдев А.П.* Про доальпійську структуру західних областей України та суміжних районів Польщі. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 12, с. 1076–1079.

155. *Медведев А.П.* Природа доальпийской структуры Волыно-Подолии и смежных районов. – Киев: Наук. думка. – 78 с.

156. *Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. – Геотектоника, 1969, № 2, с. 3–21.

157. *Муратов М.В.* Общие сведения и основные структурные элементы Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Тектоника Европы и смежных областей : Древние платформы, байкалиды, каледониды. М. : Наука, 1978, с. 39–42.

158. *Муратов М.В., Бобылев В.В., Железняк В.Е. и др.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. – М.: Недра, 1979. – 185 с.

159. *Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный А.Г. и др.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма. – Геотектоника, 1968, № 4, с. 54–69.

160. *Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы. – Изв. вузов, 1962 № 1, с. 3–35.

161. *Неручев С.Г.* Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 223 с.

162. *Нестеренко Л.П.* Нижнепермские отложения Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого бассейна : (Опыт изуч. по Лутугин. методике). – Киев; Донецк : Изд-во Вища школа, 1978. – 148 с.

163. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. – М. : Мир, 1967. – 302 с.

164. *Орлова-Турчина Г.А., Плахотный Л.Г., Савицина А.А. и др.* О возрасте нижних горизонтов осадочного чехла Присивашья в районе Геническа и Ново-Алексеевки. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1968, № 5, с. 52–57.

165. *Павловский Е.В.* Происхождение и развитие древних платформ. – В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ : (Материалы совещ. по пробл. тектоники). М.: Наука, 1964, с. 40–48.

166. *Павлюк М.І.* Про характер зчленування Східно-Європейської і Скіфської платформи в межах Криму. – Геологія і геохімія горюч. копалин, 1971, вип. 25, с. 29–31.

167. *Павлюк М.И.* Формационный анализ и проблема границы Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. – В кн.: Региональная тектоника Украины и за

кономерности размещения полезных ископаемых : Тез. докл. I-го респ. совещ. Киев : Наук. думка, 1971, с. 196–197.

168. *Павлюк М.И.* Генезис и перспективы нефтегазоносности платформенных формаций Равнинного Крыма и Центрального Причерноморья. – В кн.: Стратиграфия, условия формирования, состав и свойства осадочных пород УССР. Киев: Наук. думка, 1973, с. 114–116.

169. *Павлюк М.І., Богаєць О.Т.* Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. – К. : Наук. думка, 1978. – 148 с.

170. *Павлюк М.И., Богаец А.Т.* Геологические формации Южно-Сарматской краевой системы и их связь с развитием структуры Причерноморья. – В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность : Те. докл. всесоюз. совещ. М. : Наука, 1978, с. 31–33.

171. *Павлюк М.И., Копач И.П., Парыляк А.И.* Формационный анализ и геологическая структура Равнинного Крыма. – В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые : Тез. докл. I Укр. литол. совещ. Киев : Наук. думка, 1973, с. 84–86.

172. *Панов Г.М.* Вертикальный ряд геоформаций в Советских Карпатах. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982, № 7, с. 21–23.

173. *Пащенко Я.Ю.* Палеографія майкопського бассейну Криму. – К.: Вид-во АН УРСР, 1960. – 112 с.

174. *Петрашкевич М.И.* К вопросу стратиграфии нижнего и среднего миоцена Закарпатского прогиба. – Геол. журн., 1965, вып. 4, с. 66–72.

175. *Петрашкевич М.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. – Тр. УкрНИГРИ, 1968, вып. 21, с. 94–119.

176. *Петрашкевич М.И.* Донеогеновые образования Закарпатского внутреннего прогиба. – Там же, 1968, вып. 25, с. 216–226.

177. *Петрашкевич М.И.* Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. Стратиграфия. Донеогеновые образования. – В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. – (Тр. / УкрНИГРИ ; Вып. 25). М.: Недра, 1971, с. 219–225.

178. *Пилипчук А.С.* Литология и условия образования палеоценовых и эоценовых отложений северного склона Украинских Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1973. – 21 с.

179. *Пишванова Л.С., Грузман А.Д.* Планктонные фораминиферы поляницкой свиты Предкарпатского прогиба. – Палеонтол. сб., 1980, № 17, с. 27–33.

180. *Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г. и др.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, 17, вып. 4, с. 102–112.

181. *Плахотный Л.Г., Богаец А.Т., Керусов Н.В. и др.* Особенности строения тарханкутской свиты в Равнинном Крыму и перспективы ее нефтегазоносности. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1975, с. 298–302.

182. *Пожарыский В., Томчик Г.* Структурно-фациальные зоны в палеозое северной и восточной Польши. – Вестн. Моск. ун-та, 1968, № 2, с. 44–69.

183. *Помяновська Г.М., Хижняков А.В.* Палеогеографія та історія геологічного розвитку Волино-Поділля: Ордовицький період. – В кн.: Стратиграфія УРСР. К.: Наук. думка, 1972, т. 3, с. 209–215.

184. *Помяновська Г.М., Хижняков А.В.* Основні риси закономірностей осадконагромадження та палеогеографія території Волино-Поділля в девонському періоді. – Там же, Т. 4, с. 99–120.

185. *Попов В.И.* Очерки литологии (учение о геологических формациях). – Изв. АН УзССР, 1947, № 2, с. 34–39.

186. *Порфирьев В.Б., Галабуда Н.И., Клочко В.П., Чебаненко И.И.* Тектоника – основа нефтегеологического районирования Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1981, 41, № 4, с. 69–79.

187. *Порфирьев В.Б., Доленко Г.Н., Соллогуб В.Б. и др.* Геологическое строение и история развития платформенных областей Украины и Северо-западной Африки в связи с проблемой нефтегазоносности фундамента. – Киев : Наук. думка, 1975. – 193 с.

188. *Потушанский А.А.* Классификация нефтегазоносных горизонтов Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техніка, 1973, с. 88–97.

189. *Предтеченська Н.С.* Зв'язок між колекторськими властивостями порід та потужністю для відкладів палеогену Передкарпаття. – Геологія і геохімія горючих копалин, 1971, вип. 26, с. 60–64.

190. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях. / Под ред. В.В.Глушко, С.П.Максимова. – М. : Недра, 1981. – 240 с.

191. *Ризун Б.П.* Формации каледонского тектонического цикла Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 3, с. 217–220.

192. *Ризун Б.П.* Формации варисцийского тектонического цикла Волыно-Подолья. – В кн.: Тектоника провинций горючих ископаемых. Киев : Наук. думка, 1977, с. 58–60.

193. *Ризун Б.П., Медведев А.П., Чиж Е.И.* Формации осадочного чехла Волыно-Подолья. – Литология и полез. ископаемые, 1976, № 3, с. 85–92.

194. *Ризун Б.П., Сеньковский Ю.Н.* О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины. – Геотектоника, 1973, № 4, с. 43–49.

195. *Ризун Б.П., Чиж Е.И.* Байкальский этап развития Волыно-Подолья. – В кн.: Тектоника провинций горючих ископаемых. Киев : Наук. думка, 1977, с. 58–60.

196. *Різун Б.П.* Давня строкатоколірна лагунно-континентальна формація України. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 6, с. 504–507.

197. *Різун Б.П., Сеньковський Ю.М.* До вивчення формацій осадочного чохла південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи. – Доп. АН УРСР, Сер. Б, 1971, № 1, с. 20–23.

198. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. – Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. – 671 с.

199. *Савицына А.А.* Вулканогенные обломочные породы из альбских отложений Равнинного Крыма. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 21, с. 16–20.

200. *Салун С.А.* Порфировая формация складчатых областей. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 49–63.

201. *Сандлер Я.М.* Стартиграфия юрских отложений УССР. Предкарпатье и другие прилегающие части Русской платформы. – В кн.: Стратиграфия УССР. Киев: Наук. думка, 1969, т. 7, с. 144–163.

202. *Сандлер Я.М.* Осадочные формации юры. – В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев : Наук. думка, 1974, с. 56–57.

203. *Свириденко В.Г.* Геологическое строение донеогенового фундамнта Закарпатского прогиба : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерол. наук. – Львов, 1973. – 23 с.

204. *Свиточ А.А.* К вопросу о неполноте геологической летописи (по материалам изучения кайнозойских отложений). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1974, 49, № 3, с. 58–67.

205. *Сеньковский Ю.Н.* Осадочные формации мела. – В кн.: Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук. думка, 1974, с. 57–68.

206. *Сеньковский Ю.Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. – Киев : Наук. думка, 1977. – 128 с.

207. *Сеньковский Ю.Н.* Палеогеография Карпатского мелового апвеллинга. – Геол. журн., 1978, 38, № 6, с. 54–63.

208. *Сеньковский Ю.Н.* Связь морей Европы с динамической системой Тетиса в мелу и некоторые проблемы осадконакопления. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 50, с. 93–98.

209. *Сеньковский Ю.М., Різун Б.П.* Про тектонічну приналежність території, розташованої між Рава-Руським і Городоцьким розломами на заході України. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1969, № 12, с. 1079–1081.

210. *Сеньковский Ю.Н., Ризун Б.П.* Предполагаемые зоны нефтегазонакопления юго-западной окраины Русской платформы. – Геология нефти и газа, 1970, № 1, с. 14–16.

211. *Соболев Д.Н.* Земля и жизнь : Геол. циклы. – Киев : Изд-во Укр. Геолкома, 1926. – 59 с.

212. *Соболевская В.Н.* Тектоника и общие закономерности строения и развития эпипалеозойских плит. – М. : Наука, 1973. – 257 с.

213. *Совчик Я.В.* Материалы к палеогеографии палеогенового бассейна Карпат. – Геол. журн., 1979, 39, № 3, с. 36–48.

214. *Соллогуб В.Б.* Соотношение между геологическими структурами и структурами земной коры на территории Сарматского щита и обрамляющих его районов. – В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 39–52.

215. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Чирвинская М.В.* Строение земной коры юга Европейской платформы и сопредельной части Средиземноморского складчатого пояса. – В кн.: Геологическое строение и история развития платформенных областей Украины и Северо-западной Африки в связи с проблемой нефтегазоносности фундамента. Киев: Наук. думка, 1975, с. 7–24.

216. *Спитковская С.М., Кузовенко В.В. , Иванова Р.Г.* К литологии и петрографии разрезов западной части Закарпатского прогиба. – Вопр. литологии и петрографии, 1969, № 1, с. 141–155.

217. *Страхов Н.М.* Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 5, с. 18–25.

218. *Страхов Н.М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема. – В кн.: Геохимия кремнезема. М. : Наука, 1966. – 211 с.

219. *Сухорский Р.Ф.* Обломочные породы Днепровско-Донецкой впадины. Верхняя пермь. Триас. – В кн.: Обломочные породы Украины. Киев : Наук. думка, 1981, с. 123–135.

220. *Сухорский Р.Ф., Галабуда Н.И., Варичев С.А. и др.* Особенности размещения коллекторов в девонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. Киев : Наук. думка, 1975, с. 220–224.

221. Тектоника Северной Евразии : (Объясн. зап. к Тектон. карте Сев. Евразии масштаба 1:5 000 000) / А.В.Пейве, Л.П.Зоненшайн, А.Л.Книппер и др. – М.: Наука, 1980. – 223 с.

222. *Ткаченко Э.В.* Литологически ограниченные залежи нефти в нижнеменилитовой подсвите олигоцена. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1976, вып. 47, с. 58–63.

223. *Ткачук Л.Г., Жовинский Э.Я., Литовченко Е.И.* Домезозойские осадочные и осадочно-вулканогенные формации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1973, с. 5–6.

224. *Туезов И.К.* О некоторых особенностях периодов, переходных от геосинклинальных режимов развития к платформенным, на примере центральной части Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. – Изв. АН СССР, 1967, № 3, с. 14–21.

225. *Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н.* Общетеоретические и методологические вопросы основных направлений и задач исследования геоцикличности. – В сб.: Геоцикличность. – Новосибирск, 1976, с. 9–15.

226. *Улизло Б.М.* Изучение особенностей строения нефтегазоносных толщ Предкарпатского прогиба по данным геофизических исследований скважин : Автореф. дис. ... кан. геол.-минерал. наук. – Львов, 1970. – 18 с.

227. *Усов М.А.* Фации и формации горных пород. – В кн.: Вопросы геологии Сибири. М. : Изд-во АН СССР, 1945, с. 89–112.

228. *Утробин В.Н.* О взаимоотношениях геосинклинальных и платформенных динамических комплексов и формаций на примере изучения их в Карпатах, Предкарпатьи, Закарпатьи и Волыно-Подолии. – Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадоч. пород и руд, 1976, вып. 3, с. 3–19.

229. *Фаворская М.А.* На подступах к глобальной металлогении. – Природа, 1973, № 3, с. 2–9.

230. *Федущак М.Ю.* Умови утворення екзотичних конгломератів воротищенсткої серії Передкарпаття. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – 112 с.

231. *Федущак М.Ю., Буров В.С.* Угленосные формации западных областей Украины. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 18, с. 14–21.

232. *Федущак М.Ю.* Особенности фациального состава волынской угленосной формации. – Там же, 1977, вып. 43, с. 51–56.

233. *Фещенко Н.И.* Литология и фации девонских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины в связи с перспективами их нефтегазоносности : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Львов, 1974, – 22 с.

234. *Хаин В.Е.* О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1950, 25, № 6, с. 41–49.

235. *Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. – Баку : Азнефтеиздат, 1954. – 692 с.

236. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973. – 510 с.

237. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальп. Европа и Зап. Азия. – М.: Недра, 1977. – 343 с.

238. *Хаин В.Е.* Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 7, с. 3–23.

239. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. – М. : Наука, 1967. – 404 с.

240. *Хижняков А.В.* Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. – Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1972, с. 119–128.

241. *Хоменко В.А.* Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: Наук. думка, 1977. – 145 с.

242. *Цейслер В.М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. – М. : Наука, 1977. – 152 с.

243. *Цейслер В.М.* Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа : (Материалы к совещ.). – М.: Наука, 1979. – 80 с.

244. *Чернов В.Г.* Строение Северо-Пеннинской Кордильеры в Карпатской геосинклинальной системе. – Геотектоника, 1977, № 2, с. 93–104.

245. *Чиж Е.И.* Изучение ископаемых органогенных построек силура Волыно-Подолии. – Геол. журн., 1977, № 4, с. 101–106.

246. *Чирвинская М.В.* Особенности формирования локальных структур Днепровско-Донецкой впадины. – Труды ВНИИГаза, 1962, вып. 14, с. 62–67.

247. *Чирвинская М.В., Гуревич Б.Л.* Днестровский прогиб. – В кн.: Тектоника Европы и смежных областей : Древ. платформы, байкалиды, каледониды. М. : Наука, 1978, с. 207–208.

248. *Шатский Н.С.* Избранные труды. В 4-х т. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. – М. : Наука, 1965. – 348 с.

249. *Штилле Г.* К экологии киммерийской складчатости : Избр. тр. – М.: Мир, 1964. – 887 с.

250. *Шульга П.Л.* Міжвідомча нарада по стратиграфії рифею, венду, кембрію та ордовику УРСР. – Геол. журн., 1969, 29, № 4, с. 154–156.

251. *Шульга П.Л., Асеева Е.А.* Об уточнении стратиграфии могилевской свиты Подолии. – Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с. 35–43.

252. *Черняк Н.И., Богаец А.Т., Волошина А.М. и др.* Южно-Украинская нефтегазоносная область. – Тр. / УкрНИГРИ, 1968, вып. 21, с. 181–206.

253. *Щерба В.М., Щерба А.С.* Оценка прогнозных ресурсов газа Внешней зоны Предкарпатского прогиба. – В кн.: Геология и геохимия нефтегазоносных провинций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 26–34.

254. *Щерба В.М., Ярош Б.И., Щерба А.С.* О перспективах нефтегазоносности Закарпатского прогиба. – В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа: Тез. 2-го респ. совещ. (Львов, окт. 1972 г.). Львов, 1972, с. 207–208.

255. *Ярош Б.И.* Об условиях сохранения и закономерностях размещения нефтяных и газовых месторождений на территории Предкарпатского прогиба. – В кн.: Теоретические вопросы нефтяной геологии. Киев: Изд-во АН УССР, 1962, с. 133–143.

256. *Ярош Б.И.* Тектонические разрывы и их роль в формировании и разрушении месторождений нефти и газа : (На примере Укр. Предкарпатья). – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1976, вып. 46, с. 11–21.

257. *Ярош Б.И.* Основы подсчета прогнозных запасов нефти и газа Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. – В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1977, с. 99–105.

258. *Ярош Б.І., Савченко М.А., Зайдіс Б.Б.* Абсолютний вік порід донеогенового фундаменту Закарпатського прогину в районі Ужгорода. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1971, № 6, с. 538–540.

259. *Ярош Б.І ., Щерба В.М.* Перспективи пошуків літологічних покладів газу в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину. – Там же, № 7, с. 611–615.

260. *Ярош Б.И., Ярош Е.Н.* Природные резервуары флюидов Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и их особенности. – Геология нефти и газа, 1973, № 9, с. 62–68.

261. *Ярош Е.Н.* Гидрогеологические условия размещения залежей нефти и газоконденсата в Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского прогиба : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 1981. – 19 с.

262. *Bertrand M.* La chaine des Alpes et la formation du continent Europeen. – Bull. Soc. Geol. Fr., 3 se. 1886 / 1887, 15, p. 423–447.

263. *Herz N., Savu H.* Plate tectonic history of Romania. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, 85, N 9, p. 1429–1440.

264. *Pozaryski W., Brochwicz–Lewinski W.* Rola aulakogenow w tektonice platform. – Prz. Geol., 1980, N 3, s. 133–139.

265. *Pozaryski W., Kotanski Z.* Baikalian, Caledonian and Variscian events in the forefield of the East – European platform. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1978, **129**, N 2, S. 391–402.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава 1. **Современное учение о геологических формациях и его применение в нефтегазовой геологии** *(Г.Н.Доленко)* 4

Глава 2. **Геологические формации нефтегазоносных провинций древних платформ** 34

Днепровско-Донецкая нефтегазоносная провинция *(Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский, П.М.Лагола)* 34

Волыно-Подольская перспективная нефтегазоносная провинция *(Б.П.Ризун, Е.И.Чиж)* 70

Глава 3. **Геологические формации нефтегазоносных провинций молодых платформ** 85

Причерноморско-Крымская нефтегазоносная провинция *(М.И.Павлюк, И.П.Копач)* 85

Глава 4. **Геологические формации нефтегазоносных провинций геосинклинальных областей** 97

Формации альпийской складчатой области Украинских Карпат *(Л.Т.Бойчевская)* . 99

Геологические формации Предкарпатской нефтегазоносной провинции *(Л.Т.Бойчевская, В.М.Щерба)* 121

Геологические формации Закарпатской газоносной провинции *(В.М.Щерба)* 129

Глава 5. **Основные этапы геотектонического развития и палеогеографические связи осадочных бассейнов** *(Г.Н.Доленко, Б.П.Ризун, Е.И.Чиж, Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский, П.М.Лагола, М.И.Павлюк, Л.Т.Бойчевская, В.М.Щерба)* 142

Глава 6. **Основные закономерности размещения и перспективы поисков новых месторождений нефти и газа по результатам изучения геологических формаций** *(Г.Н.Доленко, Н.И.Галабуда, Р.Ф.Сухорский, Б.П.Ризун, Е.И.Чиж, М.И.Павлюк, И.П.Копач, Б.И.Ярош, В.М.Щерба)* 169

Список литературы 218

Григорий Назарович Доленко
Любовь Тимофеевна Бойчевская
Николай Иванович Галабуда
Игорь Петрович Копач
Петр Михайлович Лагола
Мирослав Иванович Павлюк
Богдан Петрович Ризун
Роман Филлиппович Сухорский
Евгений Иванович Чиж
Владимир Михайлович Щерба
Борис Иванович Ярош

Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины

Утверждено к печати ученым советом
Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР

Редактор Л.К.Медникова
Оформление художника С.В.Назарова
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Л.Н.Муравцева
Операторы В.Н.Курган, Н.Г.Калинникова
Корректоры Т.А.Обора, А.Ф.Коровниченко

Информ. бланк 6251.

Подп. в печ. 03.10.84. БФ 33723. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Офс. печ. Усл. печ. л. 13,72. Усл. кр.-отт. 14,07. Уч.-изд. л. 17,34. Тираж 500 экз. Заказ 4-814. Цена 2 р. 10 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина,3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул.Репина, 4.