

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СТРУКТУРНЫЕ
И ФОРМАЦИОННЫЕ
ОСОБЕННОСТИ
КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ
И
ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

СТРУКТУРНЫЕ
И ФОРМАЦИОННЫЕ
ОСОБЕННОСТИ
КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ
И
ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

3940



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983

Структурные и формационные особенности краевых прогибов и их нефтегазоносность / И.К. Корольюк, Н.А. Крылов, Н.Т. Куренков, Е.Л. Меламуд. М.: Наука, 1983. 208 с.

В монографии даны краткий обзор изученности и характеристика тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов различных складчатых поясов. Обобщение данных по их структурным и формационным особенностям позволило сделать вывод о наличии трех структурных моделей, различающихся в основном строением внутреннего борта и амплитудой перекрытия орогенных и плитных комплексов. Приведены общая характеристика формаций краевых прогибов и формационных рядов и классификация краевых прогибов по формационным показателям. Рассмотрены особенности размещения потенциальных запасов нефти и газа в краевых прогибах разного типа.

Табл. 1. Ил. 36. Библиогр.: с. 197–207 (293 назв.).

Ответственный редактор

Л.И. ЛЕБЕДЕВ

СТРУКТУРНЫЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Утверждено к печати Институтом геологии и разработки горючих ископаемых

Редактор *Н.И. Мартыянов*. Редактор издательства *А.В. Копп*
Художник *Н.Н. Румянцев*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*. Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 27492

Подписано к печати 03.05.83. Т – 09325. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ. л. 13,0 + 2,8 вкл. Усл. кр.-отт. 16,1
Уч.-изд. л. 18,1. Тираж 600 экз. Тип. зак. 265. Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

*Светлой памяти Михаила Ивановича Варенцова
посвящают авторы труд, начатый под его
руководством*

ВВЕДЕНИЕ

Открытие в пределах ряда краевых прогибов месторождений нефти и газа, в том числе и гигантских, выдвинуло эти обширные геоструктурные элементы в число важнейших нефтегазоносных провинций мира.

В связи с большими потенциальными возможностями краевых прогибов лабораторией тектоники нефтегазоносных областей ИГиРГИ под руководством чл.-кор. АН СССР М.И. Варенцова ряд лет проводились сбор и обобщение геолого-геофизических материалов и данных глубокого бурения по ряду краевых прогибов СССР и некоторых зарубежных стран. Первый этап этих исследований был обобщен в книге "Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов" [1973], в которой наиболее четко сформулированы общие закономерности нефтегазоносности краевых прогибов, несколько уточненные впоследствии в статьях М.И. Варенцова, С.М. Дорошко, Н.Т. Куренкова, И.К. Корольюк, П.А. Туманова.

За прошедшие годы накоплен огромный фактический материал по тектонике и нефтегазоносности краевых прогибов, хотя геологическое строение многих из них, а также перспективных их нефтегазоносности изучены еще недостаточно. Это положение хорошо продемонстрировало Всесоюзное совещание по геологии и нефтегазоносности краевых прогибов (г. Львов, 1977 г.), созванное по инициативе М.И. Варенцова, но прошедшее уже без него. Труды совещания, вышедшие под редакцией Н.А. Еременко [Геологическое..., 1980], отражают состояние проблемы, показывают большой объем проводимых работ и резкое расширение их тематики, связанной с выяснением проблем нефтегазоносности краевых прогибов. В решении совещания, в частности, отмечена недостаточность в теоретических обобщениях и необходимость усиления комплексных исследований по сравнительному анализу краевых прогибов СССР и зарубежных стран с целью выявления наиболее важных закономерностей размещения месторождений нефти и газа как основы для оценки перспектив нефтегазоносности краевых прогибов.

Изданные труды совещания, конечно, не могли вместить весь имеющийся фактический материал, необходимый для общего анализа геологии и нефтегазоносности краевых прогибов. По-прежнему наиболее полным справочником по этому вопросу остается монография Ю.М. Пушаровского [1959]. Вполне понятно, что к настоящему времени накопился новый интересный материал, поэтому появилась необходимость в сводной работе по краевым прогибам, которая включала бы сведения, разбросанные по многим частным работам. Далеко не по всем краевым прогибам имеются специальные обобщающие сводки, хотя, конечно, данные о большинстве из них можно найти в работах по тектонике крупных регионов. Тем не менее попытка дать бо-

лее или менее однотипное и полное описание всех краевых прогибов мира, предпринятая сотрудниками лаборатории региональной тектоники (З.И. Алешина, О.А. Блукет, Э.В. Волков, С.М. Дорошко, И.К. Королюк, Н.Т. Куренков, Е.Л. Меламуд, А.Ю. Мессинев, А.Д. Сидоров, И.А. Щекотова, В.Г. Чичмарев, З.И. Юшинская), выплилась в большую трудоемкую работу, результаты которой использованы в настоящей монографии. Не имея возможности поместить в книгу весь фактический материал, авторы решили ограничиться более полным описанием отдельных краевых прогибов, наиболее богатых залежами нефти и газа и принадлежащих к разным структурным поясам, а именно: Предпиренейского, Месопотамского, Новогвинейского, Предапалачского, Предандийского, а для остальных дать краткие справки и новые данные. Из книги, по существу, исключено описание наиболее типичных краевых прогибов Советского Союза – Предуральского, Предкарпатского, Предверхожанского, так как они неоднократно детально описывались. Однако материал по этим прогибам используется во второй части книги, посвященной общим вопросам. Сведения о нефтегазоносности взяты, если не оговорены источники, из "Справочника по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран" [1976], а также из книги К. Бека и И.В. Высоцкого [1976].

Основная цель монографии – выявление общих особенностей тектоники, формационных рядов, истории формирования зон сочленения в участках развития краевых прогибов и закономерностей размещения нефти и газа в их пределах на основе обобщения материалов по прогибам, изученным авторами ранее (Предуральскому, Предверхожанскому, Предбайкальскому), и опубликованных материалов по основным зарубежным прогибам. Свою задачу авторы не ограничивают рассмотрением орогенных краевых прогибов, а расширяют ее, исследуя доорогенные и последующие этапы развития зон сочленения платформ и геосинклинальных областей, а также нефтегазоносность всего комплекса этих зон.

В тексте приняты следующие сокращения: КП – краевой прогиб; СО – складчатая область; ГС (МГС, ЭВГС) – геосинклиналь (мио- и эв-); ПЛ – платформа; Ф – формации; УВ – углеводороды; ОВ – органическое вещество; НПР – начальные потенциальные ресурсы; НРЗ – начальные разведанные запасы (ресурсы и запасы геологические); ВНК – водонефтяной контакт.

ЧАСТЬ I

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ РАЗЛИЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Глава I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ ИХ ИЗУЧЕННОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Краевые прогибы — широко распространенные структуры зон сочленения ПЛ и геосинклинальных СО. Они входят в категорию резонансно-тектонических структур, индуцированных геосинклинальными процессами [Пушаровский, 1969].

Краевые прогибы — лишь одна из форм структурной связи ПЛ и СО. КП являются составной частью сложных продольных или поперечных краевых структур и систем [Шатский, 1964а; Пушаровский, 1959, 1969; Зоненшайн и др., 1966]. По простиранию КП иногда переходят в периклинальные прогибы [Херасков, 1967] — своеобразные самостоятельные орогенные структуры.

Понятие "краевой прогиб" в настоящее время имеет двойную трактовку.

1. При узком понимании термина за КП принимаются "линейно вытянутые глубокие синклинальные структуры, располагающиеся в зоне сочленения платформенных и складчатых областей, возникающие и развивающиеся в эпоху замыкания и общего поднятия геосинклинальных систем, т. е. структуры с коротким периодом развития" [Пушаровский, 1959, с. 6]. Это определение КП принимается и нами.

2. При расширенном понимании термина "краевой прогиб" им обозначают как орогенные прогибы, так и все породы, лежащие под ними. Ряд геологов, например И.А. Резанов и В.И. Шевченко [1973], считают, что заложение КП происходит раньше орогенной стадии, и соответственно относят к ним не только орогенные впадины, но и те отрицательные структуры, которые возникли в зоне сочленения на доорогенных стадиях.

Частое употребление термина "краевой прогиб" во втором смысле определяется только нечеткостью терминологии, т. е. авторы придерживаются первого определения, но одновременно используют термин для описания всей толщи Ф ? ны сочленения.

Нами за КП принимаются собственно орогенные структуры, согласно определению Ю.М. Пушаровского, однако в зонах сочленения нефтегазоносны обычно отложения, перекрытые КП, поэтому в работе рассматриваются и другие структурные этажи. В зонах сочленения и последующего развития КП различаются структуры и формации МГС (флишевых трогов, краевых

поднятий и др.), плитных комплексов ПЛ (перикратонных опусканий, синеклиз, сводов), переходных (тафрогенных) комплексов и фундамента, т. е. в разной степени уплотненные, метаморфизованные и дислоцированные отложения предшествующих тектонических циклов. Все эти структуры и Ф обычно входят в состав земной коры переходного и континентального типов. Как исключение в КП имеются реликты Ф коры океанического типа, надвинутые на КП в результате крупномасштабных дислокаций.

Приведенное выше общее определение КП не содержит в себе никаких количественных характеристик, поэтому вопрос принадлежности разрозненных впадин, расположенных вдоль сложно построенных складчатых зон, к одному или к различным КП решается исследователями по-разному. По существу, в настоящее время в ряде регионов геолог волен выделять или один сложный прогиб, или серию прогибов, например единый Западно-Пакистанский или два самостоятельных КП — Предкиртарский и Предсулейманский; единый Предкавказский или два равноправных — Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский и т. д. Последний пример большинство исследователей решают однозначно в пользу двух КП. Основанием для решения служит то, что впадины разделены выступом, сравнимым по размерам с каждым прогибом. Однако такое решение является чисто формальным. Более оправдано, вероятно, объединение всех впадин, расположенных вдоль фронта крупной геосинклинальной системы, в единый КП. Но при этом возникает нередко трудно разрешимый вопрос о границах геосинклинальной системы, что, кроме того, иногда осложняется развитием единого орогенного прогиба вдоль стыка двух складчатых систем. Например, восточная редуцированная часть Предальпийского КП обычно проводится и вдоль западного окончания Карпатской складчатой системы [Тектоника..., 1964].

Размеры КП колеблются широко — наименьшие имеют длину 500–600 км при ширине 20–30 км, наибольшие — до 9000 км (Предандийский КП). Однако для оценки перспектив нефтегазоносности КП более важны размеры отдельных впадин, на которые распадаются крупные КП, так как именно обособленные впадины крупных КП совместно с прилежащими склонами ПЛ и СО образуют особые нефтегазоносные бассейны. Впадины КП по своим размерам различаются гораздо меньше, чем сами КП, и представляют собой сравнимые объекты.

Границы краевых прогибов в основном по формационному признаку, т. е. в зоне сочленения СО и ПЛ выделяется орогенная впадина, заполненная определенным набором Ф. Но в современной структуре эти впадины нередко оказываются частично перекрыты доорогенными отложениями, что дает основание для принципиально различного толкования границ КП. По представлениям одних геологов к КП принадлежат только синклинальные структуры, выполненные орогенным комплексом Ф, другие к КП относят и прилежащую часть складчатой области, в синклиналиях которой сохраняются орогенные отложения [Богданов, 1947]. Эту зону принято называть "зоной передовых складок", или "зоной надвигов", так как она нередко превращена в серию чешуй и перекрывает по надвигу орогенные Ф. В настоящее время большинство исследователей придерживаются второй точки зрения и включают в КП зону передовых складок, надвигов, т. е. представляют КП как сложную структуру, а не только как синклиналь-

ную впадину. На таких позициях стоят и авторы. Границы зоны передовых складок всегда несколько условны, потому что они определяются сохранностью орогенного комплекса. В большинстве случаев эти границы проводятся по крупным разломам, разграничивающим чешуи (блоки) с разным набором Ф. Иногда трудности определения пригеосинклинальных границ КП определяются локальным развитием мощных орогенных Ф в поперечных впадинах, вдающихся далеко в глубь геосинклинальных областей.

Для выяснения общих закономерностей формирования зон сочленения и решения ряда практических задач (например, для поисков залежей нефти и газа) чрезвычайно важно выяснение амплитуды надвига зоны передовых складок на внутренний борт прогиба. Эта величина резко различна у конкретных КП, что более подробно будет рассмотрено в гл. 4.

Внешние границы КП проводятся иногда по контуру распространения моласс (Предальпийский КП), но чаще по предполагаемому структурному уступу на склоне ПЛ, проявляющемуся или в резком изменении мощностей моласс, или в смене моласс телеорогенными Ф, или в резком фациальном изменении орогенного комплекса (например, появление полос рифовых фаций в Предуральском КП). Нередко изменения мощностей и общего характера отложений орогенного комплекса происходят так постепенно, что граница КП проводится весьма условно.

Основные структурно-формационные зоны краевых прогибов — внешняя и внутренняя [Богданов, 1955], иногда между ними выделяется центральная [Проблемы..., 1973]. Некоторые исследователи считают, что эти регионально-морфологические зоны одновременно являются и структурно-формационными, т. е. каждая зона обладает своим набором Ф (или их градаций) и структур. Действительно, последнее имеет место в ряде КП, однако во многих из них регионально-морфологические, структурные и формационные зоны не совпадают, что хорошо установлено, например, для Предуральского КП. Поэтому ниже в термины "внешняя", "внутренняя" и "центральная" зоны вкладывается только общая пространственная характеристика (склон, прилежащий к КП, ГС, и уплощенное днище между ними); как независимые от них выделяются структурные зоны — зоны напряженных линейных и куполовидных складок, а также различные формационные зоны.

ИЗУЧЕННОСТЬ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Изучение КП проводилось и проводится в основном геологами-нефтяниками и направлено главным образом на выяснение закономерностей нефтегазоносности КП.

Степень достоверности обобщающих работ по тектонике и нефтегазоносности КП определяется изученностью конкретных КП. Основные представления о КП формировались преимущественно под влиянием общегеологических данных о Предальпийском, Предкарпатском и Предуральском КП; меньше учитывались сведения по Субгерцинскому, Предверхоаянскому и Предаппалачскому КП. Уже давно, несмотря на ограниченный объем бурения в КП, Н.С. Шатский [1947 г.] и А.А. Богданов [1955] дали общую характеристику КП, подчеркнули их особенности, значение КП в становлении структуры земной коры, практическую важность их изучения, что при-

влекло к КП внимание широкого круга геологов. В 1951 г. общую характеристику КП дал Д.В. Наливкин.

В появившейся вскоре первой обобщающей работе Ю.М. Пушаровский [1959] описал 15 КП, привел их первую классификацию, рассмотрел некоторые закономерности строения и развития КП. Все исследователи КП в последующие годы отталкивались от книги Ю.М. Пушаровского и главным образом дополняли ее конкретными сведениями о различных КП, не меняя ее основных выводов. Возвращаясь в последующие годы к теме краевых прогибов, Ю.М. Пушаровский дополнил эту монографию своими работами 1960, 1969, 1972 гг. и др.

За прошедшие 20 лет во многих КП проведены большие объемы геофизических работ и бурения, что существенно уточнило представления о строении ряда КП (см. гл. 2). Особенно большое влияние на общие представления о КП имели бурение профиля через Предапалачский КП [Роджерс, 1968] и результаты глубинного зондирования в Предуралье и Предкарпатье, которые привели к созданию принципиально новой схемы строения КП, так как бурение в Аппалачах показало значительно большую амплитуду перекрытия КП надвигами, чем представлялось ранее, а глубоким сейсмическим зондированием в Предуралье [Огарин, Хатъянов, 1962] было установлено, что фундамент платформы не обрывается глубинным швом под КП, как предполагалось, а простирается далеко под складчатые зоны.

В 1969 г. Ю.М. Пушаровский ввел понятие "резонансно-тектонические структуры", объединив в нем КП, краевые системы, окраинные синеклизы ПЛ, перикратонные опускания, глыбовые и глыбово-складчатые зоны, т.е. все структуры, возникающие в зонах, смежных с геосинклинальными, в результате воздействия процессов, происходящих в ГС на разных стадиях их развития. Эти понятия были уточнены им на примере структур Тихоокеанского сегмента [Пушаровский, 1972].

В 60–70-х годах вопросы общих закономерностей формирования КП и их нефтегазоносности рассматривались Н.А. Еременко и С.П. Максимовым [1960], Ю.А. Косыгиным и И.В. Лучицким [1961], П.К. Куликовым [1963], И.П. Косминской и Ю.М. Шейнманном [1965], Г.А. Кузнецовым [1966], Л.П. Зоненшайном, В.П. Поникаровым и А.К. Уфляндом [1966], Н.А. Сягаевым [1966], А.А. Богдановым, М.В. Муратовым и В.Е. Хаиным [1963], С. П. Вальбе [1969], И.В. Кирилловой и Б.А. Петрушевским [1972], коллективом авторов под общим руководством М.И. Варенцова [Проблемы..., 1973]. В эти годы стало ясно, что КП тесно связаны с другими структурами зон сочленения и что нефтегазоносность КП в значительной степени определена характером нижележащих толщ, обычно содержащих основные запасы УВ. Поэтому внимание исследователей сместилось с орогенных Ф, бывших главным объектом изучения в предшествующие годы, на доорогенные, чему способствовали увеличение глубины бурения и развитие методики геофизических исследований (методы ОГТ, цифровой обработки на ЭВМ и др.), позволившие успешно расшифровывать строение глубоко погруженных толщ. В частности, стало возможным изучение подсоленных отложений, что не удавалось в предшествующие годы. В результате в доорогенных отложениях многих КП установлены наличие густой сети продольных и поперечных дизъюнктивных нарушений, контролирующих распреде-

ление залежей нефти и газа; большое разнообразие типов нефтегазоносных структур, а также существенное по амплитуде перекрытие орогенных и доорогенных отложений смятыми пластинами, перемещенными из складчатых зон. Помимо этого, была обнаружена нефтегазоносность внутренних бортов КП и зон передовых складок.

Большинство отмеченных выше выводов и заключений основано на конкретном материале и не зависит от общих представлений об истории формирования земной коры. Расположение КП в пределах консолидированных блоков земной коры делает представление об этих орогенных структурах мало зависимым от общих представлений о возможных путях замыкания ГС. Однако связь орогенных структур с доорогенными заставляет задуматься о возможных вариантах моделей развития зон сочленения в зависимости от принятых общих положений классической теории ГС, теории мобилизма, тектоники плит, модернизированной теории ГС. Принятие той или иной общей концепции оказывает прямое влияние на оценку перспектив нефтегазоносности зон сочленения.

Сторонники гипотезы движения литосферных плит очень высоко оценивают перспективы нефтегазоносности зон сочленения. Например, В. Элам (1973 г.) считает, что принятие гипотезы тектоники плит объясняет проблему происхождения и богатства углеводородами Пермского бассейна Америки: расположение бассейна вдоль зоны поглощения (субдукции) привело его к обогащению углеводородами. В нашей стране ряд исследователей (О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, В.В. Федьинский) высокий потенциал многих нефтегазоносных бассейнов объясняют близостью этих регионов к областям "захлопывания" океанических впадин и столкновения континентальных плит.

Проведенное в 1977 г. во Львове совещание по тектонике и нефтегазоносности КП показало резкое возрастание количества работ по КП в последние годы. При этом не только увеличилось число изучаемых КП, но и резко расширился круг вопросов, а также методических приемов исследования КП: стали изучаться не только орогенные и доорогенные отложения, но и вся толща земной коры, ее геодинамика; связь КП с глобальной тектоникой; место КП в общей системе структур зон сочленения; морские КП; закономерности распределения коллекторов в КП; гидрогеологические особенности КП и их влияние на нефтегазоносность; палеотемпературный режим КП; возможности использования космических снимков. Многие из этих вопросов еще только поставлены, но даже их постановка уже оказывает влияние на решение проблемы нефтегазоносности КП. Общая степень изучения КП ко времени Львовского совещания подытожена В.А. Клубовым и Н.А. Еременко в вводной статье к сборнику трудов совещания [Геологическое..., 1980].

Таким образом, предшествующими работами установлены общие особенности КП:

1. Заложение КП в зоне сочленения геосинклинальной СО с плитой ПЛ.
2. КП формировались в орогенный этап; заполнение морфологической впадины и деформации выполняющих ее пород происходили в короткий срок.
3. Частое (но не обязательное) возникновение КП в зоне стыка перикратонных опусканий и МГС, т.е. в зонах с унаследованной тенденцией к

длительному прогибанию; выклинивание (отсутствие) КП на контактах складчатых зон и щитов ПЛ (исключение — Предгималайский КП).

4. Мощность осадочного чехла в зоне КП складывается из мощностей следующих комплексов: орогенного, выполняющего КП, плитного, миогеосинклинального, развитого на ограниченной части некоторых КП, и переходного. Мощности орогенных Ф, как правило, намного больше глубины залегания их подошвы ввиду клиноформного накопления моласс. Мощность моласс колеблется в среднем между 3–5, иногда достигая 10–12 км. Мощность плитного комплекса определяется в основном по геофизическим данным, только в отдельных КП на внешних бортах или на поперечных поднятиях бурением пройдена вся толща осадочных пород и вскрыт фундамент. Можно предполагать, что мощность плитного комплекса колеблется между 2000–5000 м и в ряде КП значительную часть доорогенных отложений составляет переходный комплекс. Как исключение (Предгималайский КП) орогенный комплекс ложится прямо на фундамент.

5. Развитие основной части площади прогиба на платформенном основании и меньшей — на геосинклинальном.

6. Миграция зоны максимального прогибания в орогенный период от ГС в сторону ПЛ.

7. Расчленение по простиранию на отдельные крупные впадины и поднятия.

8. Асимметрия: м о р ф о л о г и ч е с к а я — крутой внутренний борт и более пологий внешний, смещение зоны максимального прогибания фундамента к пригеосинклинальному борту; с т р у к т у р н а я — сложные напряженные структуры в пригеосинклинальной зоне и более простые ("платформенные") на приплатформенном склоне; ф о р м а ц и о н н а я — быстрое изменение общей литологической характеристики и мощностей орогенных отложений вкрест простирания прогиба.

9. Как следствие асимметрии — четкая продольная структурная и формационная зональность.

10. Наложение друг на друга сеток разномасштабных и разновременных разрывных нарушений, что определяет расчлененность КП разрывными нарушениями (продольными и поперечными к простиранию прогиба) на блоки разных размеров от крупных (в десятки километров) до мелких (километровых).

11. Разнообразие локальных структур — встречаются куполовидные структуры (сквозные, погребенные, навешенные, дисгармоничные), приразломные антиклинали и купола, соляные и глиняные диапиры, грязевые вулканы, мульды проседания, складки нагнетания.

12. Преимущественное развитие определенных типов локальных структур в конкретных зонах: куполовидных — на внешнем борту, линейных — на внутреннем.

13. Широкое развитие надвигов на пригеосинклинальном борту. Различная амплитуда перекрытия орогенных и доорогенных слабо дислоцированных толщ надвинутыми, интенсивно нарушенными комплексами.

14. Большинство КП нефтегазоносно. Залежи нефти и газа отмечаются главным образом в доорогенных и меньше в орогенных отложениях и в разных структурных зонах. Зоны максимального нефтенакпления

обычно приурочены к резко выраженным приразломным валам, антиклинальным зонам или к полосам развития рифогенных фаций. Распределение нефти и газа в КП контролируется тектоническим, седиментационным, гидродинамическим, палеотемпературным и другими факторами.

15. Закономерности нефтегазоносности альпийских и герцинских КП различны.

16. Изменение структуры и формаций КП во времени.

17. Возможность классифицировать КП по ряду показателей – возрасту складчатости, возрасту прилегающей ПЛ, типам формационных рядов и их полноте, типам структурных моделей.

Очередными задачами в проблеме нефтегазоносности КП являются:

1. Уточнение намечающихся закономерностей нефтегазоносности КП.

2. Выяснение связи КП с прочими структурами зон сочленения, т. е. "предопределенность" появления КП и, в частности, их связь с перикратонными опусканиями, что важно для оконтуривания нефтегазоносных бассейнов.

3. Классификация КП. Вероятно, наиболее рациональной должна быть классификация по Φ , однако это требует в свою очередь разработки классификаций ряда классов Φ . В настоящее время возможны только некоторые шаги в этом направлении.

4. Уточнение формационных критериев начальной стадии формирования КП, в частности определения принадлежности эпохи образования глубоко-водных впадин с некомпенсированным осадконакоплением геосинклинальному или орогенному этапу.

5. Выяснение критериев для прогнозирования формационных рядов зон сочленения.

6. Определение роли процессов сжатия и растяжения в образовании КП.

7. Выявление своеобразия моделей КП в зонах возможной субдукции, или обдукции, в зонах столкновения литосферных плит, в пределах консолидированных блоков.

8. Комплексное изучение КП геофизическими методами, бурением, детальным картированием и методами фашиально-формационного анализа ряда мало изученных КП, что может внести поправки в наши представления о КП, основанные далеко не на полном материале.

9. Выяснение природы ряда прогибов, принадлежность которых к краевым спорная: Предобруджинского – погребенный КП мезозойд, по Л.В. Романову и В.И. Славину [1970], платформенная структура, по Р.Г. Гарецкому и др., краевая система, по А.Г. Богаец и др. [1974]; Предгималайского – КП, по М.В. Муратову [1978], орогенная впадина ПЛ, по Б.А. Петрушевскому [1970]; Львовско-Люблинского – КП, по М.А. Камалетдинову и Ю.В. Казанскому [1977], платформенная впадина, по О.С. Вялову и А.П. Медведеву [1979]; Предапеннинского, Преддинарского, Нижнекамчатского, Предэльбурского и ряда других, относимых как к КП, так и к межгорным впадинам; Предатласского, который имеет ряд общих черт с КП, хотя и отличается от них по ряду показателей.

Ниже, в гл. 2, будут рассмотрены только те структуры, которые имеют относительно больше оснований быть отнесенными к КП.

В заключение отметим, что изученность конкретных КП чрезвычайно разная, а степень изученности прямо определяет сложность тектонических

схем конкретных КП. На примере Предуральского прогиба хорошо видно, как после возрастания объема буровых работ представления о просто построенной синклинальной структуре сменились выводом о сложной чешуйчато-надвиговой структуре значительной части прогиба.

КЛАССИФИКАЦИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Несмотря на большое число общих черт строения и развития КП, все же намечаются и существенные различия между ними, что позволяет поставить задачу их классификации.

К настоящему времени опубликовано несколько принципиально различных классификаций КП. Первую из них предложил Ю.М. Пушаровский [1959], который выделил две группы КП:

- 1) КП, прилежащие к древним ПЛ;
- 2) КП, расположенные на относительно более молодых ПЛ (эпикаледонских и эпигерцинских).

Принципиальные признаки первых: 1) резко выраженная линейность; 2) отчетливое выделение внутренних и внешних зон; 3) отсутствие вулканических отложений; 4) наличие поперечных поднятий, разделяющих прогибы на отдельные ванны; 5) наличие выступов складчатого основания в пригеосинклинальной зоне; 6) отделение от склонов ПЛ системой флексур или сбросов; 7) разная степень уплотнения пород на внешнем и внутреннем бортах.

Особенности вторых: 1) КП входят в состав сложных краевых систем; 2) менее четко выражена линейность; 3) более резко проявлена асимметричность; 4) узкая полоса смята в складки, а остальная почти лишена структур, т. е. нельзя выделить внутренний и внешний борт по структурной характеристике; 5) одинаковая степень уплотнения пород; 6) не характерны выступы складчатого основания.

Если сравнивать КП, принадлежащие к первой и второй группам по указанным признакам, то бросается в глаза, что большинство различий выделенных категорий только количественные, а не качественные. Действительно, среди первых КП многие сильно вытянуты, но есть и широкие, соответственно с невысоким соотношением длины и ширины (например, Месопотамский), а среди вторых есть узкие длинные (Предкопетдагский и др.); поперечные поднятия наблюдаются в тех и других, а вулканогенные породы всюду редки.

Среди КП первой группы, т. е. прилежащих к древним ПЛ, Ю.М. Пушаровский выделил по структурным показателям, т. е. по внутреннему строению КП и по соотношению КП со складчатой зоной, два типа – Уральский и Карпатский. Эта структурная классификация, по нашим представлениям, может быть дополнена третьим типом – Месопотамским – и распространена на все КП, а не только на те, что прилежат к древним ПЛ. Более подробно остановимся на вопросе о структурных типах КП в гл. 3 при описании моделей КП.

Вторая классификация – по возрасту складчатых зон – произвольно уже давно и широко употребляется, т. е. КП герцинид, альпид и т. д. к настоящему времени выделяются как при региональных работах, так и на сводных тектонических картах. Принципиальные отличия этих прогибов и возможность классификации КП по этому показателю рассматривались

Г.А. Кузнецовым [1966], М.И. Варенцовым и др. [1978]. Разделение КП на герцинские и молодые прогибы по существу не является их классификацией, а отражает общую эволюцию структуры земной коры. Но подчеркиваемые рядом исследователей бесспорно существующие различия герцинских и альпийских прогибов говорят о том, что это деление может рассматриваться и как классификация КП. Важно, что герцинские и альпийские КП характеризуются различными особенностями размещения залежей нефти и газа [Проблемы.... 1973; Варенцов и др., 1979]. Различия молодых и древних КП по фазовому состоянию преобладающих в них УВ подчеркивается Н.А. Калининым, Ю.Я. Кузнецовым, В.И. Высоцким и В.Ф. Раабеном [1980]. Подробнее этот вопрос рассмотрен ниже в гл. 6.

Вопросы классификации КП затронул в ряде своих статей С.П. Вальбе [1980], выделивший истинные, редуцированные, КП и структуры смешанного развития, состоящие из структур, унаследованных от доорогенного этапа развития, и новообразованных (орогенных). Примером такого КП С.П. Вальбе считал Предкопетдагский КП. А.Л. Яншин ввел понятие о "зачаточных" КП [1962], а А.Е. Шлезингер (не ставя перед собой задачи классификации КП) выделял особые их подразделения – рудиментарные КП, к которым он относил Астурийский и Южно-Португальский КП западноевропейских герцинид и Кузбасс [Шлезингер, 1974].

Наиболее обоснованным нам представляется формационный принцип классификации КП, отражающий генетические особенности КП. Именно методом формационного анализа выделяются КП, и разделение их на типы должно производиться также по комплексу вещественно-структурных признаков, свойственных им как особым геологическим телам. Принципиальная возможность использования этого показателя была показана ранее И.К. Корольюк [1980]. По формационной характеристике, т. е. по набору Φ в формационном ряду, выделяются три группы КП: 1) со сложными формационными рядами, в которые, помимо Φ молассового класса, входят Φ иных классов; 2) с молассовым выполнением; 3) в которых существенную роль играют угленосные Φ .

Первую группу составляют КП, для которых характерно развитие, помимо моласс, карбонатных Φ в основании орогенного цикла; наличие самостоятельной соленосной Φ , имеющей краткий срок образования, но огромную мощность, высокий коэффициент соленакопления и большое количество карбонатных прослоев; существование разнообразных органогенных построек (рифов) в разных Φ и в разных структурно-формационных зонах на различных этапах. Подобные формационные ряды имеются у КП, возникающих вдоль СО, сложенных в значительной степени карбонатными породами. Типичные КП первой группы: Предуральский, Месопотамский, а также Северо-Кубинский, Сицилийский и Предель-Атласский.

Вторую группу составляют КП, наследующие крупные флишевые трюги, т. е. Предальпийский, Предпиренейский, Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Предбетско-Рифский КП. Для орогенных Φ этих КП характерно развитие чрезвычайно разнообразных, быстро изменчивых моласс; мощных олистостромовых пачек; отсутствие карбонатной Φ и крайне ограниченное развитие карбонатных пачек в других Φ ; наличие шлира, нередко Φ типа менилитовой; отсутствие эвапоритовых Φ при широком развитии засоленных моласс.

Третью группу составляют широко распространенные КП, прилежащие к миогеосинклинальным впадинам, выполненным мощными терригенными и терригенно-карбонатными осадками. Все эти КП сформированы мощными, относительно однообразными терригенными толщами, трудно расчленяющимися на отдельные Ф. В очень многих КП вся орогенная толща относится к первым—вторым Ф, причем очень часто в них широко развиты различные угленосные Ф. Помимо угленосных Ф, встречаются красочетные, иногда ледниковые Ф, серочетные молассы, изредка терригенные, но не молассовые Ф. В этих КП полностью отсутствуют Ф карбонатного, эвапоритового и кремнистого классов. КП этого типа наиболее многочисленны. Подобные наборы Ф имеют Предверхоанский, Субгерцинский, Преаппалачский, Предкопетдагский, Боуэн-Сиднейский, Предандийский, Предараканский, Предколлвилский и ряд других КП. Необходимо подчеркнуть, что в первой и третьей формационных группах КП есть разновозрастные КП, что разрешает считать, что время образования КП не определяет их формационных особенностей.

Условно, как особые систематические категории КП, могут быть выделены погребенные и активизированные КП, так как нередко в процессе своего развития КП могут оказаться или перекрытыми мощными толщами платформенных отложений и стать погребенными КП, или испытать настолько резко выраженное влияние позднейшей активизации, что полностью или на каком-то участке превратиться в своеобразную петельчатую структуру типа Предневадийского отрезка Предкордильерской зоны сочленения (см. гл. 5). И погребенные, и активизированные КП приобретают дополнительные качества, однако эти преобразования, характеризующие посторогенную историю зоны сочленения, могут быть наложены на КП разных типов и, скорее всего, не должны рассматриваться как основание для классификации КП.

Глава 2

СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ, ИХ СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Двойственная природа КП — развитие их на границе ПЛ и геосинклинальных СО и наличие в их основании мощных платформенных отложений — приводит к тому, что КП нередко описываются как составные части ПЛ. Однако возникновением своим КП обязаны развитию ГС, поэтому более логично считать их особыми структурами СО, хоты и возникают КП в значительной своей части на ПЛ. Связь КП с геосинклинальными СО подчеркивается тем, что вдоль складчатых зон другого происхождения — эпилатформенных, орогенических — они не образуются, хотя вдоль некоторых платформенных орогенических зон формируются крупные прогибы, чрезвычайно близкие к КП (например, Предвичитский, Предатласский). Также можно отметить, что КП возникают только вдоль внешних контуров геосинклинальных СО, а на границах со срединными массивами они не образуются, хотя и там имеются близкие структуры, относимые отдельными исследователями к КП [Громов, 1963].

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Средиземноморский складчатый пояс — крупнейший широтный пояс Земли — состоит из трех обособленных частей [Муратов, 1978]: 1) Альпийской неогеновой СО (Альпийский складчатый пояс); 2) Западно-Европейской герцинской СО; 3) Скифско-Южно-Туранской палеозойской СО.

Не исключено, что особую СО в пределах Средиземноморского пояса слагают киммериды.

Все альпийские КП объединяет орогенное развитие во фронте чрезвычайно сложного миоценового складчатого пояса, характеризующегося резкой раздробленностью, значительными амплитудами горизонтальных перемещений крупных пакетов земной коры, большим размахом новейших движений и соответственно альпийским рельефом. Особенность Альпийского (миоценового) пояса складчатости, по мнению А.В. Пейве, в том, что его формирование связано главным образом с крупными горизонтальными перемещениями огромных плит, сложенных корой континентального типа и образовавшихся в домезозойское время [Тектоника..., 1980]. Границы Альпийского пояса спорны в отдельных местах. Наиболее существенным является вопрос о Пиренеях и Гималаях, геосинклиальная природа которых признается одними исследователями и отрицается другими. К этому вопросу мы вернемся ниже при описании соответствующих КП. Также недостаточно ясны границы СО и ПЛ вдоль берегов Адриатики на границе с Адриатической ПЛ. Возможно, что адриатические впадины скорее межгорные, чем красвые.

Альпийская складчатая зона расчленена на ряд более или менее обособленных геосинклиальных областей, ограниченных по внешнему контуру почти непрерывным кольцом КП. Вдоль северного фронта вытянуты Предпиренейский, Предальпийский, Предкарпатский, Предкавказский, Предкопетагский, Предпамирский КП, а по южному фронту (с запада на восток) — Эбро и впадина Морелла (предполагаемый КП), Предбетско-Рифский, Предтельский, Предапеннинский, Преддинарский, Месопотамский (Предзагросский), Предоманский КП.

Западно-Европейская СО включает и герциниды Северной Африки. Соотношение ее с альпидами рассмотрено А.А. Беловым [1980]. Большинство выявленных КП этой СО весьма специфичны — они угленосны, частично погребены и только единицы их (например, Предбалканский) имеют формационное сходство с типичным герцинским Предуральским КП [Белов, 1970].

Скифско-Туранская СО перекрыта мощным осадочным чехлом, ее КП пока не выявлены, так же как и КП киммерид.

Краевые прогибы северного фронта Альпийского складчатого пояса

Предпиренейский краевой прогиб

Предпиренейский КП — структура субширотного простирания, расположенная в зоне сочленения Пиренейской СО альпийского возраста и Западно-Европейской молодой ПЛ и включающая в себя северные предгорья Пиренеев и юг Аквитанского бассейна. Строение Предпиренейского прогиба описано в сводной работе, посвященной геологии Франции [Geologie..., 1974], а также в многочисленных статьях.

Главной особенностью Пиренейской СО, в противоположность соседней геосинклинальной области Альп, является то, что она — структура внутрикратонная. Она образовалась между континентальными устойчивыми блоками — Центральным Французским массивом на севере и древним массивом Эбро на юге. В строении ее как по разрезу, так и по площади значительную роль играет герцинский фундамент, что дает основание Ж. Дебельма и Ф. Элленбергеру [1974] назвать ее, вслед за Е. Арганом, цокольной горной цепью. Герциниды слагают широкую осевую зону Пиренеев, основание и массивы-сателлиты Северо-Пиренейской складчатой зоны, основание и массив Мутуме в Предпиренейском КП. При этом полоса распространения мезозойско-кайнозойских отложений Пиренейской СО отличается своей узостью.

Пиренейская СО обладает структурной симметрией — к северу от осевой палеозойской зоны находится Северо-Пиренейская складчатая зона, сложенная мезозойскими, преимущественно меловыми флишевыми отложениями и герцинскими массивами и ограниченная с юга фронтальным нарушением осевой зоны, а с севера — Предпиренейским КП по Северо-Пиренейскому фронтальному надвигу. Южнее осевой палеозойской зоны расположены Южно-Пиренейская зона, или зона Басков, и прогиб Эбро.

Отсутствие эвгеосинклинальной зоны альпийского возраста и значительная роль герцинид в строении Пиренеев нередко вызывают сомнения в принадлежности последних к альпийским ГС [Руттен, 1972; *Geologie...*, 1974]. Более того, было высказано мнение, что КП Предпиренейский и Эбро — не альпийские, а герцинские, пережившие очень длительный, затянувшийся этап орогенного развития [Павловский, 1965].

Однако Пиренейская СО, скорее всего, не является омоложенной герцинской структурой. Наглядно это демонстрируется в несовпадении герцинских и пиренейских направлений — по последним данным герцинские складки ориентированы с запада на восток, т. е. диагонально общему запад-северо-запад — восток-юго-восточному направлению пиренейских тектонических линий. По-видимому, Пиренейскую СО следует рассматривать как парагеосинклиналь альпийского цикла [Белоусов, 1962].

Южное ограничение Предпиренейского прогиба — фронтальный Северо-Пиренейский надвиг — представлен серией кулисообразных нарушений; по ним на молассы КП (или на флиш) надвинуты флишевые отложения Северо-Пиренейской складчатой зоны. Северная граница КП проходит в запад-северо-западном направлении по субширотному уступу палеозойских и мезозойских пород. КП резко сужается к востоку и прерывается герцинским массивом Мутуме в зоне Каркассонского порога. Протяженность прогиба 330 км, ширина от 25 на востоке до 75 км на западе (рис. 1, вкл.). На западе Предпиренейский КП открывается в Бискайский залив Атлантического океана, где до меридиана мыса Ортегаль продолжают собственно КП, флишевые зоны Пиренеев и, по-видимому, осевая зона, сложенная метаморфизованными отложениями палеозоя и мезозойским триасово-юрским чехлом [Hanisch, 1978].

Предпиренейский КП и Северо-Пиренейская складчатая зона сложены породами мезозоя, палеогена и неогена. Палеозой представлен мощной толщей пород от кардаока до нижней перми включительно, причем в позднем карбоне и ранней перми накапливались сероцветные молассы. По мнению

М. Кастераса [1964], герциниды были разбиты на блоки, подвижки вдоль границ которых возобновлялись и в альпийском цикле.

Альпийский цикл осадконакопления начинается в триасе, тогда же происходит заложение Аквитанского бассейна. На протяжении мезозоя-кайнозоя чередовались направления основных структур, контролировавших альпийское осадконакопление. Так, для триаса и мела главными были субширотные, пиренейские направления, для юры и в какой-то мере для олигоцена—неогена — субмеридиональные.

Северная граница области триасового прогибания, так называемая Северо-Аквитанская флексура, проходит в запад-северо-западном направлении по линии Аркашон—Тулуза. Нижний триас, лежащий несогласно на палеозое, представлен континентальными пестрыми песчаниками мощностью 500 м, средний триас — соленосными глинами с пачкой известняковых доломитов мощностью более 360 м. Выше залегает верхнетриасовая сложно построенная эвапоритовая соленосная Ф мощностью более 500 м, в которой намечается несколько градаций (раковинного известняка, глин, каменной соли), но на долю соленосных отложений все-таки приходится значительная часть мощности. Площадь распространения эвапоритовой Ф и соответственно соляной тектоники, развивавшейся с конца юры, ограничена на севере Северо-Аквитанской флексурой, а на юге захватывает Пиренеи. Эвапоритовая Ф перекрыта эффузивами (офитами), характеризующимися четкой стратиграфической приуроченностью к верхнему триасу, мощность которых возрастает к югу, до более 100 м. Окончательного решения проблемы офитов — являются ли они завершением позднегерцинского вулканизма или образовались в результате первых фаз альпийского растяжения — пока нет, но отмечается, что объем верхнетриасовых вулканических пород очень мал.

Офиты перекрываются толщей чередующихся глин и соли, выше которой залегает многосотметровая толща черных или красных глин с прослоями ангидрита и доломита. По новым сейсмическим данным отложения триаса образовались в Южно-Аквитанском бассейне, представлявшем собой в то время серию впадин и разделяющих их горстов [Geologie..., 1974].

Юрская трансгрессия распространилась еще дальше на север, дойдя до современного течения р. Гаронны; в среднем лейасе установилась прямая связь между Аквитанским и Парижским бассейнами.

В основании юры может быть выделена терригенно-карбонатная Ф максимальной мощностью более 1000 м, выше которой лежит средне-верхнеюрская карбонатная толща мощностью 1000—1500 м, вмещающая залежи газа и нефти на южном борту прогиба. Известная нам литолого-экологическая характеристика карбонатных толщ недостаточна для определения типа этой Ф. Скорее всего, это или Ф известняков и доломитизированных известняков, или доломитистая Ф, что подтверждается наличием в ней пачек гипсов и мелких биогермов.

С юрского времени простираение основных формационных зон изменяется — оно становится поперечным направлению Пиренеев. На востоке юрские (и нижнемеловые) отложения ограничены разломом Вильфранш—Рург, проходящим в пределах Предпиренейского КП вдоль меридионального отрезка р. Гаронны. Вдоль субмеридиональной линии Ангулем—По в ранней юре отлагались породы сокращенной мощности, а в средней—поздней

юре происходили рост рифогенных тел и образование оолитовых и биодетритовых известняков. Западнее этой линии распространены нормально-морские и относительно глубоководные (но шельфовые) осадки — преимущественно мергели и мергелистые известняки, а восточнее — эвапоритовые, лагунно-континентальные или мелководно-карбонатные. Открытый или относительно более глубоководный бассейн в это время, вероятно, был в зоне современного Бискайского залива. К тому же, по данным Ж. Кабри [Kabrit, 1969], юрские отложения отличаются степенью доломитизация в западной и восточной областях их развития. На западе доломитизация характерна для портландских и нижнелейасовых отложений. В этой области расположена нефтегазоносная структура Лак. К востоку доломитизация юрских отложений постепенно охватывает все большие интервалы. Так, в районе По—Мейон доломитизация затрагивает, кроме вышеназванных интервалов, серии между нижним киммериджем и кровлей тоара. В Северных Пиренеях, где юра обнажена, граница двух областей различной степени доломитизации проходит западнее, в районе Олорона.

В конце юры намечается разделение западной, наиболее интенсивно погружающейся части Аквитанского бассейна на два широтных прогиба — Паранти (северный) и Адур (южный), разграниченных Ландским сводом. Адурский прогиб впоследствии является единым целым с Предпиренейским КП, тогда как прогиб Паранти остается за пределами КП, на его северо-западном платформенном обрамлении.

На границе юры и мела происходит общее осушение региона. Эрозия захватывает юрские отложения вне прогибов и в бассейне Адур на локальных поднятиях Одиньон, Гарлен, Антен, Жансак, а также на территории Южнее По, в результате чего верхняя часть юрских отложений выпадает из разреза — отсутствуют пурбекские, а местами и потландские, и верхнекиммериджские отложения. Между юрскими и перекрывающими их меловыми отложениями наблюдается главное стратиграфическое несогласие — контакт стратиграфически неполного нижнего мела и несколько неполной юры.

В меловое время четко обособились флишевые прогибы и платформенные впадины. В раннем мелу продолжали существовать впадины Адур и Паранти и разделяющий их Ландский свод. На остальной территории на неоком приходится перерыв, с которым по времени совпадает образование бокситов и накопление континентальной толщи в отдельных впадинах. Величина перерыва различна: так, если в полосе По—Мейон в сводах структур выпадают из разреза отложения верхов портланда, пурбека, нижнего мела, включая нижнеаптские, то северо-западнее, на структуре Лак, все эти отложения присутствуют. Максимальный объем нижнемеловой лакуны (отсутствие неокома, апта и альба) наблюдается южнее г. По, в полосе вблизи Северо-Пиренейского надвига. По-видимому, в это время здесь произошло зарождение поднятия — кордильеры, разделявшей впоследствии позднемеловой флишевый прогиб на две субширотные впадины.

В осевой и южной частях впадины Адур образуются максимальные по мощности (до 5000 м) мергельные толщи нижнего мела, а на ее внешних поднятиях и южном борту в альбе — мощные органогенные массивы, описываемые как рифы (например, на поднятии Лак мощность "рифа" более 1000 м).

На Ландском своде на юрских отложениях трансгрессивно лежат сеноманские образования; нижнемеловые отложения теоретически могут существовать в межкупольных пространствах, но пока не известны.

В Северо-Пиренейской складчатой зоне раннемеловое время характеризуется многочисленными поднятиями и практическим отсутствием отложений неокома, за исключением бокситов чоры. Аптские отложения образовывались в нескольких бассейнах, выполненных мергелями и разделенных порогами, в пределах которых до раннего альба развивались рифовые известняки в ургонской фации. С альба этот район прямо связан с Атлантикой. Нижнеальбские отложения представлены мощной толщей мергелей со спикулами губок. В конце альба вблизи осевой зоны Пиренеев происходит интенсивное прогибание существовавших до этого времени впадин и образуется верхнеальбский, так называемый черный сланцевый, флиш мощностью в несколько тысяч метров, содержащий базальные полигенные конгломераты и внутрiformационные брекчии. Вблизи фронта осевой зоны альбский флиш переходит в слоистые конгломераты (пудинги Мендибелза) мощностью местами до 1000 м, залегающие на палеозойских породах. Судя по приведенным данным [Souquet, Lanau, 1972; Geologie..., 1974], черный сланцевый флиш можно отнести к аспидной Ф.

В позднем мелу площадь осадконакопления расширилась, позднемеловой бассейн распространился на всю территорию до Северо-Аквитанской флексуры, а на востоке перешагнул через разлом Вильфранш-Пург. На преобладающей части Аквитанского бассейна между прогибом Паранти на севере и флишевым трогом на юге образовывались однообразные осадки: в нижней части — массивная карбонатная толща максимальной мощностью до 600 м (в западных и южных районах КП), в верхней части — многосотметровые мергелистые известняки. На юге они переходят в флиш, на севере — в мощные кремнистые известняки прогиба Паранти.

Флишевый субширотный трог на западе открыт в Атлантический океан, а на востоке его продолжение может быть прослежено до Прованса [Wiplok, 1974]. Он расположен в пограничной зоне между Пиренеями и Аквитанией, в так называемой шарнирной зоне, и представлен узкой протяженной впадиной шириной более 20 км, отделенной от ПЛ склоном крутизной в 10° , лишенным осадков. Склон выявлен сейсмическими исследованиями и бурением от Собрига на западе и далее через Лак, По, Морлаа к востоку.

Флишевый трог распадается на две широтные борозды, разделявшиеся кордильерой, которая фиксируется скоплением сеноманских осадочных брекчий и на большем протяжении, восточнее месторождения Лак, превратилась впоследствии в Северо-Пиренейский фронтальный надвиг. Это привело к тому, что флишевые отложения восточнее Лака развиты и в Северо-Пиренейской складчатой зоне, и на внутреннем крыле КП (в субпиренейской борозде). Лишь на западе региона (между Бискайским заливом и меридианом месторождения Лак) обе борозды флишевого трога расположены в Северо-Пиренейской складчатой зоне — к югу от Северо-Пиренейского фронтального надвига, основой которого послужил склон между ПЛ и трогом.

Флишевые отложения представлены мощной (3000—5000 м) верхнемеловой толщей; в нижней, турон-сантонской, части это карбонатный флиш с

кремнистыми включениями, в верхней, кампан-маастрихтской, – терригенный флиш.

К востоку, в субпиренейской борозде Малых Пиренеев, сокращаются мощность (до 1500 м) и стратиграфическая полнота (за счет маастрихтских отложений) флишевой Ф. Развитые здесь мощные нижнесеноманские брекчии в основании флиша (конгломераты Камарад) служат коллектором газового месторождения Сен-Марсе. Южнее Малых Пиренеев верхнемеловой флиш развит в мелких изолированных впадинах, разделенных выходами древних пород.

В восточной части флишевого трога (между р. Арьеж и массивом Мутуме) в позднем мелу происходит воздымание Северо-Пиренейской флишевой борозды, в разрезах выше сеномана появляются грубообломочные породы, учащаются прослои рифовых известняков в верхнем туроне и кампане, а на южной границе массива Мутуме мел представлен верхнесантонскими известняками с рифовой фауной гиппуритов. Продолжение трога далее к востоку в Провансальский залив маскируется покровом Корьбер.

В конце мела флишевый трог начинает постепенно воздыматься с востока на запад. Различия в мощности, стратиграфической полноте и структурном положении позволяют разделять флишевый трог на три отрезка: западный (между Бискайским заливом и Лаком), центральный (между Лаком и Малыми Пиренеями) и восточный (между Малыми Пиренеями и массивом Мутуме).

По мнению П. Суке и П. Пейберна [Souquet, Peybernes, 1970], флишевая зона разделена палеозойским и триасовым палеорельефом на два принципиально различных бассейна: южный – со сланцевым (средний альб–нижний сеноман) флишем и северный – с карбонатным и терригенным (верхний сеноман–сенон) флишем; омоложение флиша к северу названные авторы рассматривают как миграцию прогибания Северо-Пиренейской флишевой борозды в направлении к Аквитанской ПЛ, где севернее линии Лак–По–Мейон распространена одновозрастная платформенная Ф слоистых известняков. К концу мела практически весь флишевый трог, кроме его западного окончания, до краев заполнился осадками; поэтому датские отложения характеризуются одинаковым составом и условиями залегания во всем прогибе, а относительно однообразная карбонатная толща перекрывает флишевый трог и ПЛ. В датских отложениях впервые отмечается появление конгломератов.

Однако в палеогене опять восстановилась тектоническая расчлененность региона; в западной половине субпиренейской борозды до конца среднего эоцена (лютет) накапливались мощные терригенные флишоидные толщи. На остальной территории КП образовывались мощные толщи, которые рассматриваются французскими геологами как субмолассовая серия, а нами относятся к шпировой Ф молассового комплекса (она включает в себя палеоценовые и нижнеэоценовые отложения: известняки водорослевые субрифовые, выше – глины, песчаники с прослоями нуммулитовых известняков, мергелей). По мощности этой субмолассовой толщи на северо-западе КП четко обособливается крупная впадина (синклиналь Хабас), где мощность комплекса достигает 2600 м. В остальной части прогиба ее мощности колеблются между 100–1900 м, резко сокращаясь до 100 м на отдельных крупных поднятиях [Schoeffler, 1973]. На платформенном борту

КП мощность ее быстро уменьшается, толща теряет свой флишеидный характер и ей соответствует терригенно-карбонатная Ф общей мощностью 500–700 м.

Собственно молассовый комплекс, называемый постскладчатой молассой, начал отлагаться в позднем эоцене. Нижняя его граница – скользящая по времени: по мере ее прослеживания из восточных районов КП в западные она становится все более молодой (от среднего эоцена до раннего миоцена), так как воздымание Пиренеев, замыкание флишевого трога, образование молассы начиналось на востоке и распространялось на запад.

Молассовый комплекс сложен песчаниками, глинами, мергелями с большим количеством конгломератов, с прослоями детритовых известняков, ракушечников. Чередование пород незакономерное. На западе внутреннего крыла прогиба существенная часть моласс имеет морское происхождение, на востоке и на севере – континентальное. Молассы подразделяются на две части – эоцен-олигоценую и миоценовую. Распределение мощностей нижней части моласс очень сложное – четко обособливается глубокая впадина вблизи Каркассонского поперечного поднятия. Максимальная мощность (2700 м) наблюдается в наиболее восточной части этой впадины. В западной части прогиба мощность нижней части моласс колеблется между 400–1200 м, сокращаясь на отдельных участках до 100 м. Изменение мощностей контролируется структурным планом нижележащего комплекса, который в свою очередь с небольшими отклонениями повторяется поверхностью молассовых отложений. По обеим опорным поверхностям четко вырисовывается общая расчлененность прогиба на отдельные участки северо-западного простирания, разделенные крутыми флексурами и распадающиеся на овальные поднятия и впадины размером 5–15 км в поперечнике. На крайнем юге КП поле моласс перекрыто пластинами флиша по фронту Северо-Пиренейского надвига.

Предпиренейский КП во французской геологической литературе часто рассматривается не как самостоятельная структура, а как крайняя южная часть Аквитанского бассейна, что определяется единством истории развития и ряда структурных черт (триасовой соляной тектоники) во всем Аквитанском бассейне на доорогеном этапе. Соляные структуры и в КП, и на платформенном его обрамлении имеют пиренейские простирания.

Предпиренейский КП состоит из морской и наземной частей (см. рис. 1), последняя представлена узкой протяженной синклинальной структурой размером 330 x (25–75) км, вытянутой в субширотном направлении вдоль северного склона Пиренейских гор. Северное крыло его пологое, южное – крутое. Так, кровля палеозойского дотриасового основания в пределах южного крыла прогиба погружается от –3500 до –10 000 км на расстоянии в 25 км, тогда как погружение фундамента аналогичной амплитуды с ПЛ в КП (на северном крыле) происходит на расстоянии, вдвое большем, – в 50 км (см. рис. 1). Северная граница Предпиренейского КП определяется быстрым погружением фундамента и проходит по субширотному уступу, разделяющему собственно север Аквитанского бассейна и Предпиренейский КП. Кровля дотриасовых отложений в пределах уступа воздымается до отметок –2000 м.

Южной границей Предпиренейского КП служит фронтальный Северо-Пиренейский надвиг.

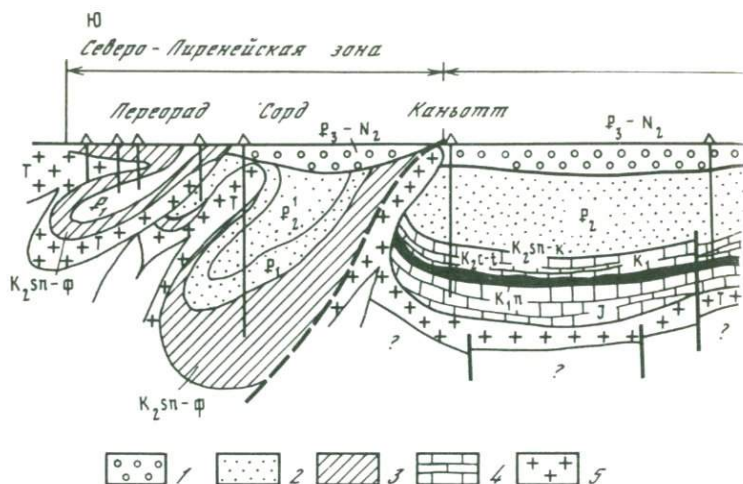


Рис. 2. Геологический профиль через Предпиренейский прогиб по линии I-I (см. рис. 1) [Руттен, 1972]

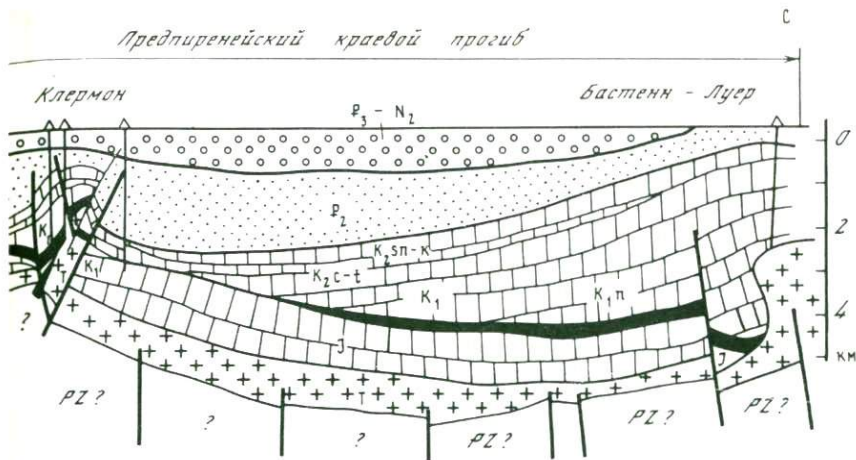
1-2 — моласса: 1 — верхняя, 2 — нижняя; 3 — флиш; 4-5 — формации: 4 — карбонатные, 5 — эвапоритовая

Северо-Пиренейский фронтальный надвиг — не непрерывное нарушение, а серия кулисообразных надвигов южного падения, разделенных промежуточными впадинами. На восточном окончании Пиренеев этот надвиг приобретает наибольший размах, образуя покров восточных Корбьер, являющийся единственным покровом фронтального надвига.

За покровом Корбьер на запад следует надвиг пика Бюгара, проходящий южнее массива Мутуме; надвиг Пей дю Соль; надвиги Пеш де Фуа, Камарад и Сали дю Сала, проходящие южнее Малых Пиренеев; надвиг Капверн. Западнее Адуря выделяют два фестонобразных надвига — Монгайар-Оссун и пика Ребенак. От широты Лака к западу весь флиш расположен в пределах Северо-Пиренейской зоны, и основой фронтального надвига, называемого здесь фронтом надвига Страны Басков, является флексура между флишевым трогом и ПЛ. Фронт надвига Страны Басков установлен по результатам сейсморазведки и бурения на месторождении Лак (на площади Ортез), где сеноманский флиш надвинут на эоценовые молассы и прослежен севернее Перерада в направлении к Атлантике (рис. 1, 2). В Беарне надвиг вскрыт на глубине —3700 м, где по нему триасовые отложения и кампанский флиш надвинуты на погребенную синклинали с эоценовым ядром. В Аспаррене скважина на глубине —5115 м вышла из соляных пород триаса и вошла в нижнесенонский-сеноманский интенсивно тектонизированный флиш.

Предпиренейский прогиб разделяется на три продольные зоны — южную (или внутреннюю), северную (или внешнюю) и центральную.

Внутренняя (южная) зона сложена соленосной толщей триаса, карбонатами юры и нижнего мела, флишевыми или платформенными отложениями верхнего мела, нижней молассой (средний эоцен), смятыми в складки и перекрытыми с несогласием нескладчатой верхней молассой олигоцен-плиоценового возраста.



Внутренняя зона обладает особой структурной характеристикой, что, по мнению Э. Виннока [Winok, 1974], связано, с одной стороны, с наличием в разрезе компетентных пород флиша, а с другой – соседством фронта Пиренеев. Строение и образование структур внутренней зоны обусловлено как триасовой соляной тектоникой, так и тангенциальными напряжениями со стороны Пиренеев. Эти структуры представлены серией узких линейных антиклиналей, осложненных надвигами и соляными ядрами, запрокинутых к северу (с пологими южными и крутыми северными крыльями) и вытянутых в протяженные гребни пиренейского простирания. С запада на восток это антиклинальные линии Собриг–Сен–Лон, По–Мейон (структуры Русс, Пон-д' А, Сен-Фо, Мейон, Мазер), Жанса-Брондиан, Сен-Марсе-Ориньяк, а восточнее разлома Вильфранш – антиклинали Плань, Ришу, Ма д'Ази, Дрей, Пуивер, Трезье, Монтань Нуар.

На западе внутренней зоны, где в разрезе отсутствует флиш, локальные структуры представлены серией антиклинальных гребней с триасовыми диапирами, к северу постепенно сменяющимися соляными куполами. Это гребни Терси, Сен-Панделон, Бенесс, Дакс, Клермон.

Центральная зона представляет собой наиболее погруженную, смещенную к Пиренеям осевую часть прогиба, в которой кровля фундамента расположена предположительно на глубине –10 000 м. Она сложена платформенными отложениями мезозоя и третичной молассой, участвующими в строении цепи синклиналей пиренейского простирания. С запада на восток это синклинали Хинкс, Хабас, Арзак, Каньотт, Тарб, представленные огромными остаточными структурами, возникшими в результате оттока соли, происходившего с сеномана до миоцена.

Внешняя зона прогиба, сложенная платформенным мезозоем и третичной молассой, характеризуется быстрым воздыманием кровли фундамента к северу до отметок –3000 м. В ее пределах развиты крупные антиклинали на юге, более мелкие – на севере, все пиренейского простирания. К крупным относятся антиклинали Одиньон, Гарлен-Мобурге, Антэн. Вблизи северной границы протягиваются одна на продолжении другой антиклинали Мон-де-

Марсан, Поластрон-Мюре, Сен-Медар, Сен-Андре. Все они осложнены соляными триасовыми ядрами.

Платформенное обрамление прогиба характеризуется развитием мало-мощных соляных отложений. Здесь образовались антиклинали, параллельные северной границе прогиба, вытянутые на 50–100 км. Это структуры Рокфор, Креон (Сезан-Лаварден) с верхнемеловыми породами в сводах, расположенные на одной линии. Фундамент на обрамлении прогиба погружен на глубины от 2 до 3 км. На северо-западе платформенного обрамления находится прогиб Паранти с крупными локальными структурами длительного формирования и с фундаментом, погруженным на глубину более 5000 м. Прогиб Паранти продолжается на западе в Бискайском заливе.

В Предпиренейском КП выделяются четыре поперечных участка – восточный (между массивом Мутуме и поднятием Малых Пиренеев), наиболее приподнятый; центральный (между Лаком и поднятием Малых Пиренеев); западный – прибрежный, испытавший самое позднее поднятие (между Лаком и Бискайским заливом); морской, погруженный под воды Бискайского залива и отделенный от западного прямой меридиональной линией берега, с которой совпадает, по-видимому, тектоническое нарушение. Каждый из них отличается составом, стратиграфической полнотой и мощностью отложений, набором Ф, некоторыми чертами истории развития и структурной характеристикой.

Морская и наземная части Предпиренейского КП разделены поперечным платформенным поднятием Ланды, расположенным в крайней восточной части Бискайского залива и ограниченным с востока субмеридиональным разломом, совпадающим с береговым уступом, а с запада – депрессией Сантандер, также по субмеридиональному разлому. Оно сложено триасовыми эвапоритами, нарушенными диапировыми структурами, юрско-нижнемеловыми образованиями, маломощными платформенными ($K_2 - P_2$) и орогенными постэоценовыми отложениями. Непосредственно южнее поднятия Ланды расположен каньон Кап Бретон, где мощность молассы превышает 2500 м.

Морская часть Предпиренейского КП иногда фигурирует в литературе под названием Северо-Испанской котловины [Монтадер и др., 1978]. Геофизическими и буровыми морскими работами, драгированием было установлено, что на акватории выделяются практически все зоны, что и на суше (см. рис. 1): Северо-Пиренейская складчатая зона, прослеженная на Северо-Пиренейском континентальном шельфе до широты мыса Ортегал, включающая Бискайский флишевый бассейн; Северо-Пиренейский фронтальный надвиг, протягивающийся от Прованса до Астурии; внутренняя зона КП, выполненная мощной (3500 м) постэоценовой молассой, интенсивно дислоцированной, осложненной надвигами и перекрывающей западнее широты Сантандера флиш Северо-Астурийского бассейна – аналог субпиренейской борозды. Флиш Северо-Астурийского и Бискайского бассейнов – позднемелового-раннеэоценового возраста. Внутренняя зона ограничена с севера предполагаемым Бискайским надвигом, внешняя – платформенным субширотным Южно-Гасконским выступом фундамента. Ложе морской части прогиба образовано доорогенными триасово-эоценовыми породами. На западе морское звено Предпиренейского КП выклинивается

на широте мыса Ортегаль северо-западной оконечности Пиренейского полуострова.

В настоящее время в Предпиренейском прогибе известны следующие газовые месторождения: Лак, Сен-Марсе, По-Мейон, Русс с запасами 200 млрд. м³. Они расположены на внутреннем крыле прогиба в непосредственной близости от Северо-Пиренейского фронтального надвига и приурочены к широтным принадлежностям структурам. Газоносны доорогенные карбонатные мезозойские отложения, слагающие ложе прогиба, главным образом верхнемеловые и средне-верхнеюрские. Что касается вышележащей третичной терригенной толщи, то интересно отметить, что во французской геологической литературе при рассмотрении нефтегазоносных отложений прямо пишется о том, что молассы не интересуют нефтяников в принципе.

Известны также нефтяные месторождения на северном обрамлении КП, приуроченные к прогибу Паранти и его периферии. Это месторождения Паранти, Казо, Люго, Ла Вернь и другие, содержащие 80% запасов нефти Франции. Коллекторами в них служат известняки и доломиты юры или нижнего мела, редко – песчаники. Интересно отметить, что, характеризуя в целом нефтегазоносность Аквитанского бассейна, т. е. КП и его платформенного обрамления, Э. Виннок [Winnok, 1974] подчеркивает, что все месторождения углеводородов этой провинции расположены внутри нижнемеловых бассейнов.

Предальпийский краевой прогиб

Предальпийский КП имеет длину более 750 м и ширину 20–120 км. Серией поперечных разломов, являющихся продолжением крупной Рейнской зоны дробления, в районе озер Баденского и Цюрих КП делится на две различные части – восточную, основную, и западную, в значительной степени редуцированную и сложно построенную. Восточная часть наложена на Баварскую синеклизу и склон Чешского массива и без структурной границы переходит в Моравский КП. Именно эта часть КП обычно описывается как Предальпийский КП [Клар, 1976; Оксбург, 1977; Lammerer, 1976; Shafer, Schowbari-Daryan, 1978].

Фундамент впадины КП – герцинские складчатые сооружения, выходящие на поверхность в Чешском и Шварцвальдском массивах, – в прогибе полого погружается и залегают на глубине до 6 км у внутреннего борта КП. Осадочный чехол (верхнекаменноугольно-меловые отложения) имеет мощность около 2 км. Платформенный чехол и фундамент вскрыты скважинами под надвигами альпийских пластин в 30–40 км южнее фронта альпид [Оксбург, 1977; Бернулли, Лаубшерг и др., 1977] (рис. 3).

Прогиб имеет асимметричное и неоднородное строение. Внешний платформенный борт прогиба широкий, пологий и отличается в общем пологим моноклинальным падением слоев к югу. Границей внешнего борта прогиба и Баварской впадины ПЛ служит флексора по миоценовым отложениям. В пределах платформенного борта прогиба, называемого немецкими геологами молассовым бассейном, развиты в основном наиболее молодые отложения – тортонские и более поздние. Мощность верхних молассовых отложений изменяется от нескольких сотен метров на севере до 3000–4000 м на юге (на границе со складчатой молассой). Эти отложения почти не за-

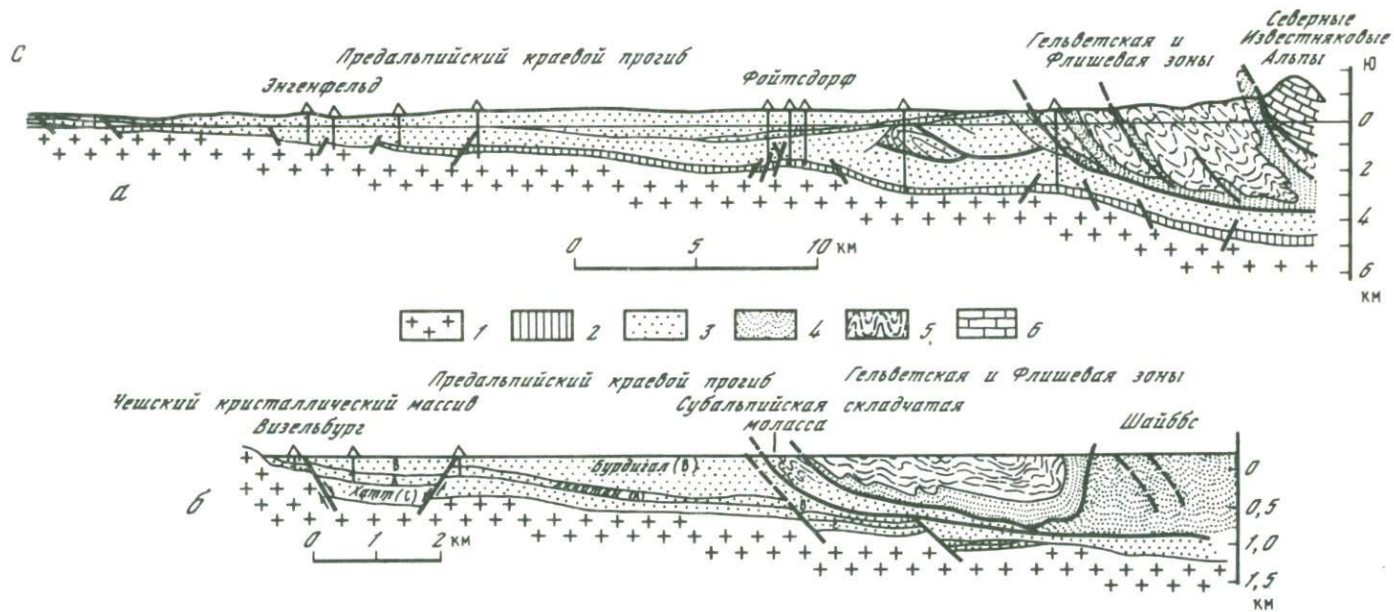


Рис. 3. Геологические профили восточной части Предальпийского КП между Зальцбургом и Линцем [Клар, 1976] (а) и западнее Вены [Рутген, 1972] (б)

1 – кристаллический фундамент; 2 – мезозойский чехол ПЛ; 3 – моласса; 4 – гельветиды; 5 – флиш; 6 – известняки

тронуты складчатостью и тем более "альпинотипной" тектоникой. Для внешнего борта характерно развитие структур платформенного типа, обычно имеющих блоковое строение и местами нарушенных разрывными дислокациями. Строение платформенного борта впадины осложнено системой разрывных нарушений, из которых наиболее выдержаны сбросы, простирающиеся с запада-юго-запада на восток-северо-восток.

Южный борт впадины, называемый субальпийской складчатой молассой, имеет ширину от 3 до 16 км и характеризуется значительной дислоцированностью отложений преимущественно палеогенового возраста мощностью до 1500 м. Эти молассы принимают участие в строении надвинутых пластин. Наиболее характерной чертой строения внутренней зоны является развитие узких длинных синклиналей (длина до 40 при ширине 3—4 км), разделенных узкими приразломными антиклиналями.

Снимки, сделанные с помощью спутников в районе между р. Инн и оз. Боден, разрешают предполагать зависимость структур складок молассы от систем альпийского покрова: число синклиналей, ширина молассовых складок, их глубина связаны с размахом надвига отдельных участков Северных Известняковых Альп [Lammerer, 1976]. Структуры внутреннего борта сложены аквитанскими и олигоценowymi породами. Складчатый борт прогиба (складчатая моласса) надвинут на недислоцированные отложения внешнего платформенного борта прогиба. Величина перемещения наиболее велика в восточной, самой узкой, части прогиба, где напротив южного угла Чешского кристаллического массива складчатая моласса перекрывает почти весь прогиб [Руттен, 1972].

Впадина КП перекрывает платформенный чехол, сложенный терригенными и соленосными Ф триаса, терригенно-карбонатной толщей нижней юры, карбонатными толщами юры и мела. Между доорогенным и орогенным комплексами — крупный перерыв (маастрихт—лютет). В надвинутых альпийских чешуях формационный ряд совсем иной — рифогенные триас и верхняя юра—нижний мел, карбонатная нижняя и средняя юра и мощный флиш мела—палеогена (см. рис. 24).

Заложение Предальпийского КП относится к самому концу эоцена—началу олигоцена [Оксбург, 1977]. В течение третичного времени зона максимального прогибания перемещалась к северу, т. е. происходила миграция прогиба в сторону ПЛ. Основной этап развития Альп относится к олигоцен-миоценовому времени; между ранним и поздним миоценом происходит надвигание и перекрытие молассы пластинами Гельветид, а также пластинами более внутренних зон Альп. Начало шарьирования фиксируется олистостромами конца эоцена.

Западная часть КП обрамляет Швейцарские Альпы, для которых характерны не покровы, как в Центральных Альпах, а крупные лежачие складки. Особенностью западной части КП является строение его внешнего обрамления, представленного платформенным складчатым сооружением гор Юра. Французские геологи [Geologie..., 1974] подчеркивают, что меловые и палеогеновые отложения гор Юра принципиально отличны от Альпийских. Это снимает вопрос о возможности перемещения всего массива Юра из Альпийской зоны, что иногда допускается. Внутренний борт прогиба перекрыт надвигами Гельветид. КП в этой зоне сужен, но молассовые отложения дислоцированы более интенсивно, чем на востоке. Выделяются две полосы склад-

чатых форм: одна вдоль Центральных Альп — Субальпийская складчатая моласса, а другая на внешнем борту прогиба, по краю Юрских гор, несколько менее интенсивно дислоцированная. Между этими полосами моласса лежит относительно спокойно, хотя и здесь устанавливаются отдельные антиклинали.

Восточная узкая часть Предальпийского КП выделяется как Моравский краевой прогиб только единичными исследователями (например, М.В. Муратовым в работе [Тектоника..., 1964]). Под этим названием понимается узкая орогенная впадина вдоль флишевого поднятия, соединяющего Альпийскую и Карпатскую ГС. Узкое флишевое поднятие отделяет Моравскую впадину от Венской межгорной. Моравская орогенная впадина наложена на юго-восточный склон Чешского массива. Впадина не нефтегазоносна.

Предальпийский прогиб беден залежами углеводородов. Нефтегазоносность в его пределах выявлена только в восточной части. Месторождения имеются в разных структурных зонах: в зоне слабодислоцированных моласс, во фронте надвига складчатой молассы на слабодислоцированную молассу и только одно месторождение — в зоне складчатой молассы. Большинство месторождений заключено в молассовом комплексе, меньшая часть — в терригенных пачках доорогенных платформенных толщ триаса, нижней юры и верхнего мела и только единичные — в литотамниевых известняках основания орогенного комплекса. Месторождения нефти и газа приурочены к горстообразным поднятиям и сопровождающим их пологим брахиантиклиналям, обычно нарушенным различно ориентированными разрывами.

Месторождения группируются в три зоны [Бека, Высоцкий, 1976]: Западно-Баварскую, Восточно-Баварскую и Верхнеавстрийскую. В Западно-Баварской зоне открыто свыше 10 нефтяных и газовых месторождений. Залежи газа обычно пластовые, сводовые, а залежи нефти — тектонически экранированные. Особенность Западно-Баварской зоны нефтегазонакопления — в выявленной нефтегазоносности триасовых, юрских и меловых отложений.

Восточно-Баварская зона — основная по числу открытых нефтегазовых месторождений. В зоне обнаружено более 25 месторождений. Для этой зоны характерна повышенная газоносность, причем газовые залежи концентрируются преимущественно в миоценовых и олигоценых песчаниках, а нефтяные с глубин 2500 м, — в эоценовых и мезозойских. На складчатом борту прогиба, т. е. в зоне складчатой молассы, открыты небольшие нефтяные месторождения в миоценовых песчаниках.

В Верхнеавстрийской зоне выявлены несколько нефтяных и одно газовое месторождение. Нефтегазоносны песчаники бурдигальского и аквитанского ярусов миоцена, олигоцена, а также песчаники и литотамниевые известняки приабонского яруса эоцена.

Все месторождения Предальпийского краевого бассейна отличаются небольшими запасами. В настоящее время начинаются поиски нефти и газа в зоне Альпийских покровов, где предполагается, что нефтегазоносной может быть моласса, перекрытая надвигами Северных Известняковых Альп.

Предкарпатский КП – один из наиболее детально изученных КП мира. Первую сводную тектоническую схему советской части прогиба дал А.А. Богданов [1949]. Детализация и существенные уточнения представлений о тектонике прогиба сделаны О.С. Вяловым, Н.Р. Ладыженским, В.В. Глушко, Г.Н. Доленко, В.С. Бутовым, В.И. Ярошем, А.Е. Михайловым и многими другими исследователями, обзор работ которых имеется в книге "Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат" [1971].

В последнее десятилетие опубликована масса работ, обобщенных в ряде статей [Чекунов, 1972; Ушаков и др., 1974; Щерба, Килын, 1980; Бойчук, 1980; Бутов и др., 1980; Доленко и Бойчевская, 1980; Ярош, 1980; и др.]. Румынская часть КП подробно освещена в сводной работе К. Бека и И. Высоцкого [1976], а также в книге "Тектоника Европы и смежных областей" [1978].

Предкарпатский КП оконтуривает Карпатскую складчатую зону по всему ее фронту, имеет соответственно резкую изогнутую форму и протягивается более чем на 2000 при ширине 25–75 км. Впадина прогиба наложена на гетерогенное основание – герцинскую Западно-Европейскую ПЛ, древнюю Восточно-Европейскую ПЛ и Мизийскую плиту Скифской ПЛ. Гетерогенность основания, возможно, влияет на строение КП, однако границы между разными участками КП не совпадают с границами блоков фундамента, хотя и несколько приближаются к ним.

По простиранию КП в нем выделяются три участка – северный, центральный и южный (румынский) – резко различающиеся по структуре и ширине, но не разделенные какими-либо четко выраженными структурными элементами. Это отсутствие крупных поперечных поднятий и соответственно расчлененность на нечетко проявленные впадины (Угерско-Мелецкую, Косовскую, Плоештинско-Фокшанскую, и, вероятно, Ломскую) на фоне чрезвычайно густой сети разрывных поперечных нарушений (см. рис. 31) – одна из особенностей Предкарпатского КП. В Предкарпатском КП наблюдается четкое разделение на внешнюю и внутреннюю зоны, различающиеся набором Ф, временем заложения и структурными особенностями (рис. 4 вкл., 31), а также отмечается значительная амплитуда надвига Карпат на КП и, что более редко в КП, внутренней зоны на внешнюю.

Наиболее широкая румынская часть прогиба (Плоештинско-Фокшанская и Ломская впадины) и наиболее сложно построена. В ней резко выражено обособление внешней и внутренней зон, которые отличаются друг от друга возрастом моласс и интенсивностью надвиговых перемещений. Вдоль фронта Карпат, между внешней и внутренней зоной, а иногда и по границе с ПЛ фиксируются пологие надвиги. Надвиг флишевых толщ местами значителен. В отличие от более северных участков пологие надвиги на юге рассекают и внешнюю зону. Только в южной части отмечаются соляной диапиризм, отсутствующий севернее, а также значительно большая мощность моласс – в Фокшанской впадине она достигает 10 при 2–3 км севернее.

Предкарпатский КП нефтегазоносен (см. рис. 31). В центральном участке (в Косовской впадине) нефтяные залежи сосредоточены на внутреннем борту прогиба, в песчаных прослоях флишевой (верхний мел–палеоген), менилитовой (олигоцен) и флишоидной формаций неогена. Газовые скоп-

ления имеются на внешнем борту прогиба в известняках юрского возраста, в прослоях песчаников меловой формации и верхней морской молассы. Промышленные скопления имеются в чрезвычайно разнообразных структурах — в сложных многоэтажных складках срывов, в антиклиналях, куполовидных поднятиях и в карбонатных массивах неясного генезиса (в рифогенных или эрозийных останцах).

Иное размещение нефти и газа в северном и южном окончаниях прогиба. На севере, в Угерской впадине, на всей площади КП известны почти одни газовые месторождения, что, возможно, объясняется тем, что внутренняя зона КП здесь полностью перекрыта складками Карпат. Южная, Фокшанская, часть очень богата нефтью; нефтяные залежи имеются как во внутренней, так и во внешней зонах. Не исключено, что распределение здесь газа и нефти контролируется крупными поперечными структурами. Особенностью этой части КП является значительная нефтегазонасыщенность зоны передовых складок.

Предкавказский краевой прогиб

Геология зоны сочленения Крымско-Кавказской СО и молодой Скифской ПЛ освещена во многих широко известных работах А.К. Богдановича, Н.Б. Вассоевича, В.А. Гроссгейма, И.М. Губкина, М.В. Муратова, а также в более поздних работах А.Г. Алексина и др. [1970, 1973], И.К. Байрак, Ю.А. Романова [1980], М.С. Бурштара [1960], А.И. Дьконова и др. [1972], И.П. Жабрева [1959], В.А. Кондратьева и др. [1980], А.И. Летавина [1959], А.Н. Шарданова [1959, 1967], А.Л. Яншина и др. [1977] и др.

Предкавказский КП по широко распространенным представлениям состоит из двух крупных впадин — Индоло-Кубанской и Терско-Каспийской, разделенных Минераловодским выступом Кавказа и Ставропольским поднятием ПЛ протяженностью более 400 км. Ввиду значительной разобщенности обеих впадин каждой принято давать наименование "краевой прогиб". Несмотря на то, что оба КП связаны с одной ГС, они существенно отличаются друг от друга [Байрак, 1978], что, возможно, определяется различным строением Кавказской ГС на западе и востоке. В последнее время высказаны сомнения в единстве ГС Крыма и Кавказа и соответственно оспаривается существование единого крупного Индоло-Кубанского КП [Бобылев и др., 1981]. Ввиду спорности вопроса нами Индоло-Кубанский КП условно рассматривается в традиционных границах.

И н д о л о - К у б а н с к и й КП в принятых границах имеет длину около 400, ширину от 60 до 120 км, обрамлен по флангам погребенным Новоцарицынским выступом фундамента на западе и Адыгейским поднятием на востоке (рис. 5, вкл.). Граница с ПЛ обычно проводится условно по Северо-Керченскому и Новотитаровскому разломам, несмотря на то, что севернее этих разломов имеются еще относительно мощные отложения орогенного комплекса (рис. 6).

Индоло-Кубанский КП — гетерогенная структура и состоит из Западно-Кубанской и Индольской впадин, разделенных на юге Керченско-Таманским блоком.

З а п а д н о - К у б а н с к а я в п а д и н а ограничена на западе Джигинским разломом. За пригеосинклинальную границу впадины принимается обычно Ахтырская шовная зона шириной до 10 км, которая, скорее всего,

является границей впадины КП и зоны передовых складок. Зона передовых складок не имеет четкой структурной границы с собственно Кавказскими структурами, представленными доорогенными отложениями.

Западно-Кубанская впадина наложена на склон ПЛ, палеозойский фундамент которой, по мнению ряда геофизиков, находится на глубине около 8 км на северном борту, 13 км в центральной зоне и поднимается до 9 км под внутренней зоной КП. Если предположение геофизиков не ошибочно, то Западно-Кубанский КП – редкий пример КП, у которого фундамент не “ныряет” под СО. Глубина молассовой впадины 7 км. Контуры молассовой впадины в значительной степени определены структурой доорогенного комплекса, т. е. наличием крупной зоны интенсивного прогибания в доорогенное время, о чем, по данным Г.А. Масляева [1980], говорит суммарная мощность доорогенных отложений (см. рис. 27,28). Другая особенность структуры Западно-Кубанской впадины – в развитии высокоамплитудных протяженных бескорневых поднятий Анастасьевско-Краснодарской антиклинальной зоны, осложненных глиняным диапиризмом майкопской свиты и грязевым вулканизмом. Анастасьевско-Краснодарская зона от внутреннего борта отделена Адагумо-Афипской синклиналью. Другой крупной структурой прогиба является Шапсуго-Апшеронский вал.

Внутренний борт прогиба осложнен серией линейных складок, последовательно погружающихся в прогиб и рассеченных взбросо-надвигами, перемещение по которым оценивается в 1–2 км (см. рис. 6). Складки сложены доорогенными отложениями и с резким размывом перекрыты Майкопской Ф орогенного комплекса. На внутреннем борту прогиба они образуют несколько зон – Азовскую, Калужскую, Левкинскую, Крымско-Варениковскую [Байрак, 1978]. Общее представление о Ф Западного Предкавказья дает рис. 24. В прилегающей ГС имеется типичный ряд флишевых Ф, а в орогенном комплексе основную часть мощности (до 3500 м) составляет Майкопская глинистая Ф. Интересно сочетание большой мощности майкопской свиты и относительно глубоководного ее характера на значительной площади распространения. Для орогенного комплекса характерны большое число межформационных перерывов, глубокие размывы, переотложение материала (например, пород майкопской свиты в чокраке [Борков, 1981]). Орогенный комплекс в зоне передовых складок залегает резко несогласно на отложениях мезозоя и палеогена.

Индольская впадина расположена западнее. Ее единство и границы вызывают наибольшие споры. Нередко к Индольской впадине в пределах Крыма относят только крайнюю северо-восточную часть Керченского полуострова; другие исследователи, учитывая площади развития майкопских отложений, значительно расширяют ее границы. Значительная площадь впадины находится в акватории Азовского и Черного морей. Набор Ф Индольской впадины близок Западно-Кубанской, но в Индольской впадине основную часть мощности майкопской свиты составляет палеогеновая часть, а в Западно-Кубанской – неогеновая. Орогенная толща смята в серию параллельных относительно мелких складок широтного простирания на севере и юго-западного простирания на юге Керченского полуострова (южнее Тамбовского разлома) и на Таманском полуострове. Все структурные линии имеют морское продолжение. Складки вытянуты вдоль системы разрывных нару-

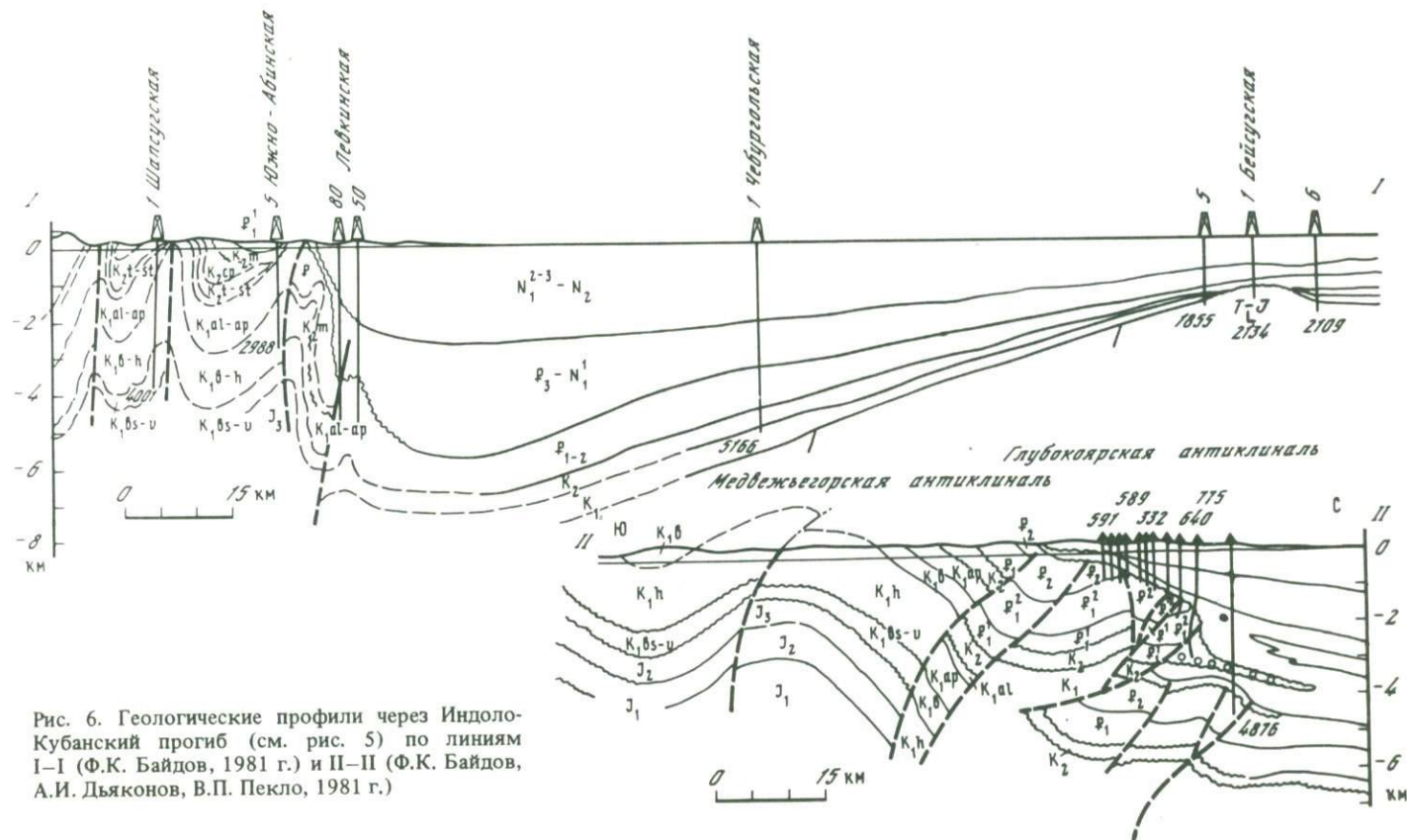


Рис. 6. Геологические профили через Индоло-Кубанский прогиб (см. рис. 5) по линиям I-I (Ф.К. Байдов, 1981 г.) и II-II (Ф.К. Байдов, А.И. Дьяконов, В.П. Пекло, 1981 г.)

шений в доорогенных отложениях, природа которых трактуется как взбросо-сбросы [Бобылев и др., 1981] или взбросо-надвиги [Казанцев, 1979].

Очень своеобразный участок КП – зона Таманского полуострова, Керченского пролива и юга Керченского полуострова, ограниченная Правдинским и Джигинским разломами. Вопрос о природе этого участка долгие годы остается дискуссионным, что отражено в его названиях – периклинальный прогиб [Пекло и др., 1976], межпериклинальный прогиб [Муратов, Цейслер, 1978; Лебедев, 1978], поперечный прогиб [Бобылев и др., 1981]. Предполагается, что в основе его лежит выступ Скифской ПЛ, претерпевший сложные преобразования на орогенном этапе развития. Недокананность наличия южнее этого участка соответствующей ГС дает основание исключить его (так же, как и всю Индольскую впадину) из категории КП [Бобылев и др., 1981]. Но, однако, существует мнение, что Керченско-Таманский прогиб – юго-западная ветвь Индоло-Кубанского КП [Полухтович и др., 1981].

Т е р с к о - К а с п и й с к и й КП имеет длину 680, ширину до 120 км; с юга он обрамлен северной моноклиной Большого Кавказа, граница с которой проводится по Черногорскому разлому и характеризуется погружением доорогенных мел-эоценовых отложений. Северная граница определяется ступенчатым опусканием края ПЛ и условно проводится по Кизлярскому разлому (рис. 7, б; 8). На западе прогиб Нальчикским глубинным разломом отделяется от Минераловодского выступа северной моноклинали Центрального Кавказа. На востоке значительная часть КП находится в пределах Каспийского моря.

По данным сейсморазведки, поверхность палеозойского фундамента погружена в Терско-Каспийском прогибе на 5–11 км и испытывает подъем к северной и южной границам. Рельеф поверхности фундамента прогиба отражается в региональной структуре мезозойских отложений. Особенность Терско-Каспийского КП – в его сложной продольной и поперечной расчлененности на впадины и поднятия. Выделяются три крупные впадины – Терская, Сулакская и Северо-Апшеронская (см. рис. 7, а). В Терской впадине, составляющей основную часть прогиба вне акватории, также выделяются крупные продольные и поперечные впадины и протяженные разломы. Наиболее крупными, своеобразными для краевых прогибов положительными элементами являются Терская и Сунженская антиклинальные зоны, вытянутые вдоль КП в его центральной части, ограниченные крутыми разломами и прослеживающиеся во всей толще осадочного чехла. Формирование этих структур связывают с вертикальными движениями, лишь усиленными подвигами на Кавказе [Коновалов, Яловенко, 1981]. Внутреннее крыло прогиба и зона передовых складок построены очень просто и в геологической литературе известны под названием моноклинали Черных Гор. Эта моноклираль осложнена лишь отдельными небольшими куполовидными поднятиями типа Датых и Беной, с которыми связаны месторождения углеводородов. На ней не наблюдаются надвиги, взбросо-надвиги и сопровождающие их линейные антиклинали, но серия поперечных разломов разграничивает блоки, имевшие различный режим прогибания в мелу [Байков и др., 1980].

Сулакская впадина отличается от Терской большей погруженностью фундамента, простым строением орогенных отложений, невыдержанностью

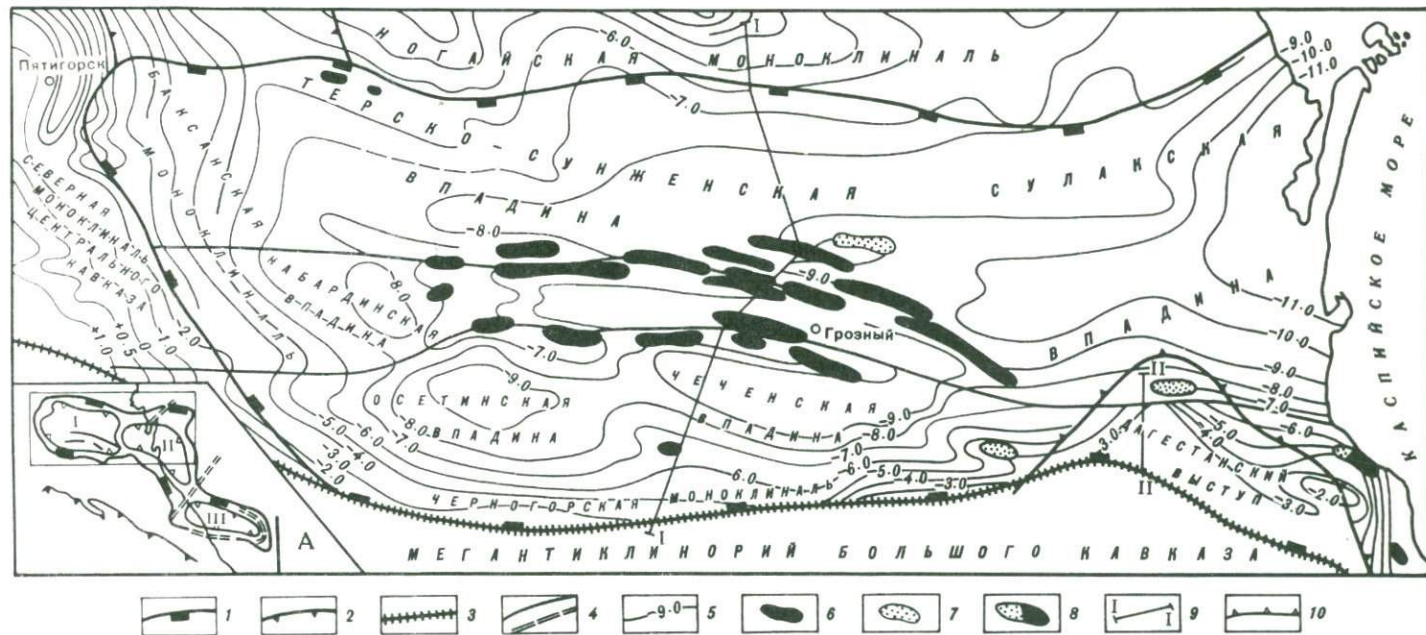


Рис. 7. Схема тектоники и нефтегазоносности северо-западной части Терско-Каспийского КП. На врезке – наземная часть, КП
 1 – граница КП; 2 – границы крупных тектонических элементов; 3 – шовная зона; 4 – разломы; 5 – изогипсы поверхности палеозойских отложений, 8 км; 6–8 – месторождения: 6 – нефтяные, 7 – газовые, 8 – газонефтяные; 9 – линии геологических профилей; 10 – границы впадин (I – Терская, II – Сулакская, III – Северо-Апшеронская); 11 – Восточно-Каспийская флексура

простирается. Ее морская часть ориентирована с северо-запада на юго-восток. Но юг впадины — Дагестанский выступ — построен сложнее. Он разбит серией северо-восточных и субширотных разломов, последние, выявленные сейсморазведочными работами [Геологическое..., 1980], не затрагивают орогенных отложений, спокойно перекрывающих глыбово-складчатую структуру мезозойско-эоценовых пород (см. рис. 8, б).

Орогенные комплексы Терско-Каспийского и Индоло-Кубанского КП близки по составу, что противоречит выводу о прямой связи набора Ф в орогенном комплексе и МГС (см. гл. 3). В восточной части Кавказа широко развиты карбонатные Ф, ограниченно распространенные на западе, однако орогенный комплекс сложен молассами как и в Индоло-Кубанском, так и в Терско-Каспийском КП.

По данным Л.И. Лебедева и др. [1976, 1978], морское звено Терско-Каспийского КП сохраняет структуру, присущую наземной части. Глубина залегания его фундамента превышает 10–12 км. С юго-востока оно ограничено субмеридиональной региональной Восточно-Каспийской флексурой, с севера — Центрально-Каспийской моноклиной Скифской ПЛ. Морское звено КП состоит из двух впадин — субмеридиональной Сулакской и субширотной Северо-Апшеронской, разделенных Дербентским выступом, в основе которого лежит Самурский разлом. Обе впадины асимметричные, с крутым внутренним и пологим внешним бортами. Наиболее прогнутые части впадины прижаты к внутренним бортам. Внутренний борт Сулакской впадины осложнен тремя линиями асимметричных антиклинальных структур, осложненных, в свою очередь, взбросами. Наиболее четко эти структуры выражены в меловых отложениях, в сарматских же они представлены структурными террасами и уступами. В центральных зонах впадин антиклинальные структуры отсутствуют.

В Западно-Кубанском КП промышленная нефтегазоносность отмечается главным образом в палеоген-неогеновом комплексе, но основные перспективы разведки связываются с юрскими и особенно меловыми отложениями внутреннего борта. Старыми районами добычи нефти являются Анастасьевско-Краснодарская антиклинальная и Нефтегорско-Хадьженская зоны и внутренний борт прогиба [Бурштар, 1960, Алексин и др., 1970; Байрак, Романов, 1980]. Запасы нефти и газа связаны в основном с отложениями мезотического яруса и меньше с отложениями плиоцена. На ряде передовых складок Северо-Западного Кавказа месторождения нефти и газа открыты в отложениях верхнего и нижнего мела. В зоне сочленения прогиба с мегантиклинорием Большого Кавказа выявлены залежи газа в барремских и готервских песчаниках на глубинах 2200–2800 м. В зоне передовых складок (антиклиналь Мирная Балка) нефтегазоносная залежь приурочена к выклинивающимся песчаным пластам апта (глубина 810–830 м).

Заслуживают внимания и отложения юры — трещиноватые известняково-доломитовые породы титонского, кимериджского и оксфордского ярусов, частично вскрытые на Шапсуго-Апшеронском валу. Перспективны также юрские отложения и в зоне развития рифовых фаций вдоль южного борта впадины и на склоне Адыгейского выступа; в Ширвано-Безводненском районе в зоне распространения рифовых массивов уже доказана промышленная нефтегазоносность юры.

На платформенном борту Западно-Кубанского прогиба выявлены только

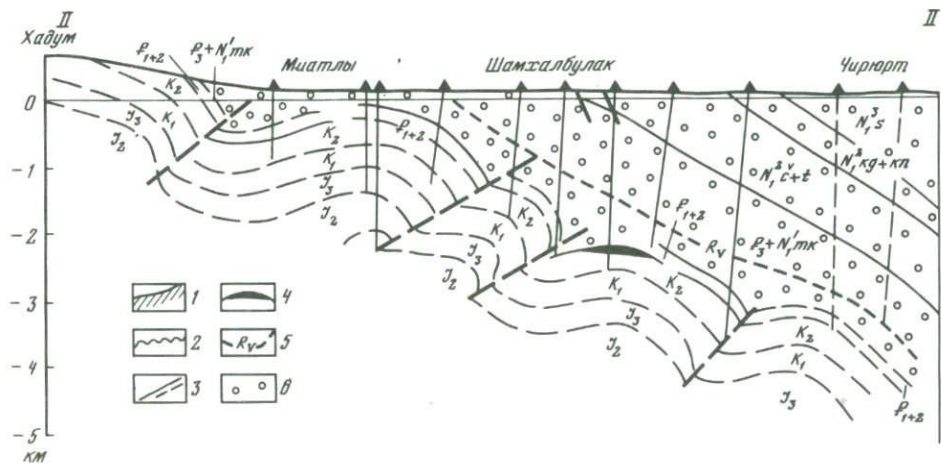
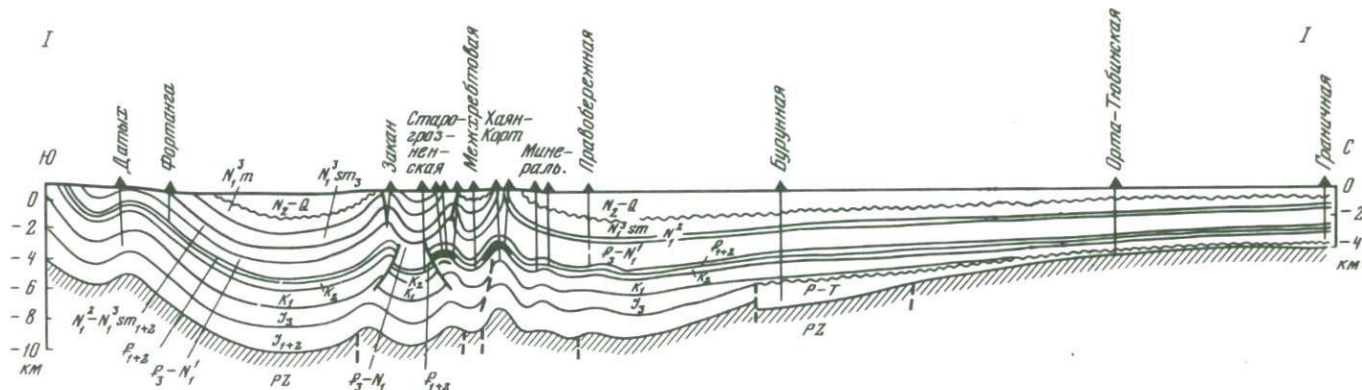


Рис. 8. Геологические профили через Терско-Каспийский прогиб (см. рис. 7) по линиям I-I (И.К. Байрак, с использованием материалов треста Грознефтегеофизика, 1978) и II-II (В.В. Стасенков, Г.Г. Гасангусейнов и др., 1980 г.)

1 - консолидированное основание; 2 - поверхность несогласия; 3 - основные тектонические нарушения; 4 - залежи нефти и газоконденсата; 5 - реперный электрокаротажный горизонт в кровле миатлинского горизонта; 6 - орогенные отложения

газовые месторождения. Газоносны здесь породы неогена (миоцен и плиоцен).

В Терско-Каспийском КП промышленно продуктивны породы доорогенного и орогенного комплексов. С мезозоем связаны основные перспективы нефтегазоносности как в центральной части прогиба (Терско-Сунженская зона), так и на его бортах. Роль кайнозойского нефтегазоносного комплекса гораздо меньшая в этой впадине, чем в Западно-Кубанской. Нефтегазоносность неогеновых и палеогеновых отложений проявляется в центральной части прогиба и на южном борту.

Промышленная нефтегазоносность морской каспийской части Предкавказского КП доказана на поднятии Инчке-море.

Предкопетдагский краевой прогиб¹

Предкопетдагский КП и северный склон Копетдага изучались многими геологами, ссылки на работы которых имеются в работах М.И. Варенцова [1940, 1973], Г.И. Амурского и др. [1980], К.П. Аманниязова [1972], С.П. Вальбе [1967, 1971, 1980], С. Горелова, М. Кулмамедова, М. Курбатова [1979], В.И. Мелихова и др. [1979], К.Н. Кравченко с коллегами [1980], П.И. Калугина [1977] и в ряде других.

Весьма вероятная связь складчатых сооружений Кавказа и Копетдага [Варенцов, 1940; Лебедев, 1978] разрешает предполагать наличие вдоль линии их стыка морской субширотной орогенной впадины; однако это продолжение пока не подтверждено и Предкопетдагский КП выделяется только в Закаспии.

Предкопетдагский КП – вытянутая структура длиной 700 км (если включить в него Предбалханскую впадину), шириной 15–20 на северо-западе и до 90 км на юго-востоке. Юго-восточное окончание КП обрезано Урало-Оманским линеamentом. В пределах Предкопетдагского КП выделяются четыре впадины – Предбалханская, Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская, разделенные погребенными выступами фундамента. Предбалханская впадина отделена от остальной части КП Айдинским выступом фундамента и сдвиговыми нарушениями Малого Балхана. Особенность Казанджикской впадины – развитие ее вдоль зоны периклиналиного погружения структуры Копетдага, наблюдается резкое несоответствие простирания структур Копетдага и Главного Копетдагского разлома, вдоль которого тянется КП.

Предкопетдагский прогиб наложен на склон Туранской плиты. Внешняя граница прогиба проводится по уменьшению мощности орогенных отложений. По данным МОГТ и КМПВ [Мелихов и др., 1979], предполагается, что в этой пограничной зоне (Карабахшинской) имеются продольные и поперечные разрывные нарушения в доюрских, неокомских отложениях и в фундаменте, выклинивание ряда пачек юры и мела, т. е. допускается наличие конседиментационного доорогенного поднятия. В пределах внешней зоны КП палеозойский фундамент находится на глубинах 4–13 км, глубина залегания его на остальной части прогиба не известна. По кровле доорогенных отложений (по подошве пород позднего олигоцена) впадина крайне асимметрична – она имеет пологое, террасированное и широкое внешнее крыло с региональных углом наклона в 3°, переходящее в глубокий же-

¹ Соавтор З.И. Алешина.

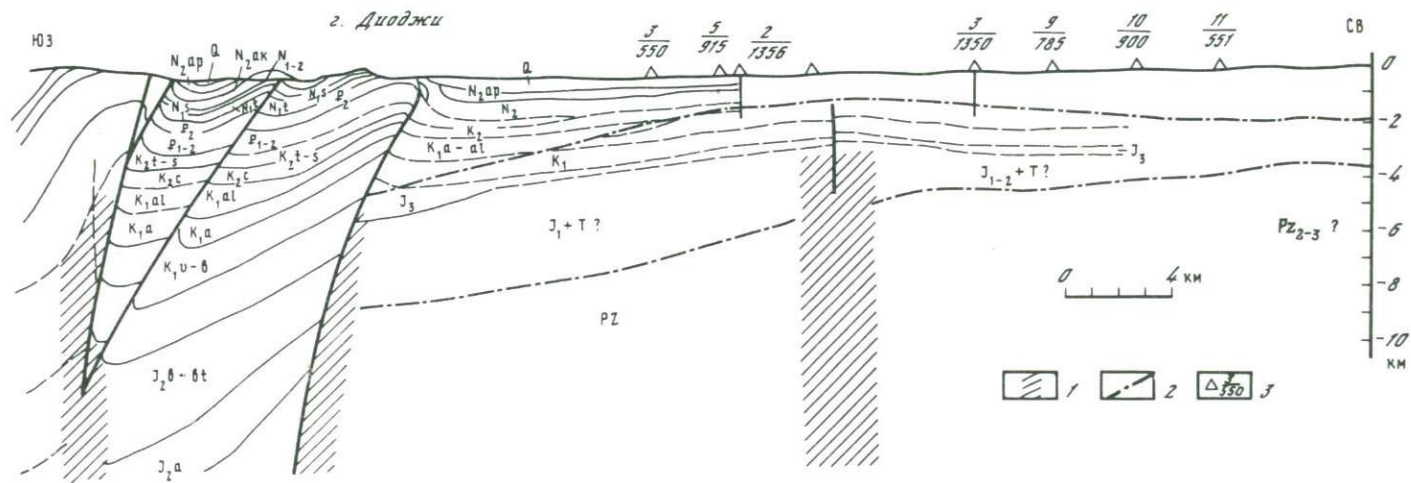


Рис. 9. Сейсмогеологический профиль через Предкопетдагский КП. Составил В.П. Калугин (1979 г.)

1 – разломы; 2 – сейсмические границы стратиграфических комплексов пород; 3 – скважины (в числителе – номер, в знаменателе – глубина забоя)

лоб у гор Копетдаг. Глубина подошвы орогенного комплекса на внешнем крыле менее 1, во внутренней зоне — до 3 км (рис. 9). От СО впадина КП отделена крутым Главным Копетдагским разломом, оперенным серией разломов, сдвигов и иногда — пологих надвигов небольшой амплитуды.

Особенность Предкопетдагского КП — его неполное развитие, проявляющееся в малой мощности молассового комплекса; в редуцированности внутренней зоны и зоны передовых складок, а также в незначительной дислоцированности всего комплекса отложений; в преобладании брахиантиклинальных складок над антиклинальными даже в зоне передовых складок; в общем малом числе локальных структур; в открытости многих структур доорогенного комплекса на внешнем борту КП. Большинство структур доорогенного комплекса — погребенные, т. е. они проявляются только в юрских и меловых отложениях.

Особенности структуры и истории развития Предкопетдагского КП, возможно, частично определяются спецификой Копетдагской ГС, в которой отсутствует ЭВГС, а МГС не типична, как по Ф, так и по структуре.

Нефтегазоносность Предкопетдагского КП незначительна. Установлены притоки нефти на Чирлинской и нефтенасыщенные песчаники на Кумбетской структурах внешнего борта. Перспективны только доорогенные комплексы ввиду маломощности орогенного комплекса и отсутствия в нем покрывок. В мезозойских отложениях могут быть ловушки в зонах выклинивания терригенных пачек юры и неокома на внешнем борту, в поясе возможного развития рифогенных фаций на бортах мезозойских впадин, в участках погруженного залегания неокомской оолитовой (Фирюзинской) Ф зоны передовых складок.

* * *

В пределах северного фронта неогенового Средиземноморского пояса имеются еще три структурных участка, рассматриваемых иногда как КП: Нижнекамчийский [Бобылев и др., 1980], Северо-Эльбурский [Резанов, 1957] и Предпамирский [Тектоника..., 1966]. Однако первые два по своему общему региональному положению ближе к межгорным впадинам, чем к КП.

Предпамирский прогиб — недостаточно изученная впадина вдоль северо-западного фронта Памира, но, судя по общему положению, она является КП.

Краевые прогибы южного фронта Альпийского складчатого пояса

Месопотамский краевой прогиб

Для познания общих закономерностей размещения скоплений углеводородов в недрах КП важное значение имеет выявление особенностей геологического строения, истории развития и размещения залежей нефти и газа на территории Месопотамского КП, содержащего уникальные запасы углеводородов. В его пределах насчитывается свыше 20 гигантских и супергигантских нефтяных и газовых месторождений. При этом важно отметить, что ближневосточный регион вплоть до недавнего времени считался полюсом исключительно только нефтенакпления и противопоставлялся крупным центрам газонакпления земного шара. Однако в 70-х годах в результате разведки карбонатных отложений пермского возраста здесь были выяв-

лены гигантские скопления свободного газа, запасы которого в настоящее время по некоторым оценкам превышают 20 трлн. м³. Среди газовых месторождений выделяются такие гиганты, как Канган, Парс, Северо-Западный Купол и другие, с запасами, исчисляемыми от 1 до 4,5 трлн. м³ в каждом. Сейчас уже можно говорить о региональной газоносности морских пермских карбонатов на территории Месопотамского прогиба и прилегающих районов ПЛ.

Нужно заметить, что изучение и обобщение геолого-геофизических материалов и результатов бурения сильно осложняются тем, что рассматриваемая территория охватывает части нескольких государств и разделена на многочисленные концессионные площади, по которым сведения по геологии и нефтегазоносности зачастую не публикуются. Поэтому крупные обобщающие сводки по этому богатейшему региону отсутствуют, если не считать последней работы [Бейдун, Даннингтон, 1977].

Сведения по отдельным вопросам геологии и нефтегазоносности Месопотамского краевого прогиба и прилегающим районам Аравийской плиты можно найти в трудах Дж. Лиса [Lees, 1950], Ф. Хенсона [Henson, 1950, 1952], Н. Фолкона [Falcon, 1969, 1977], Дж. Штёклина [Stöcklin, 1968], Ф. Илхана [Ilhan, 1967], М. Камен-Кея [Kamen-Keye, 1970], Г. Маккиллана [McQuillan, 1973], М. Кашфи [Kashfi, 1976], Х. Грюно [Grunau, 1977], Р. Морриса [Murriss, 1980] и многих других, а также в сводках советских авторов — Ю.М. Пушаровского [1959], С.Е. Алферова, Н.Т. Куренкова [Проблемы..., 1973] и др.

Месопотамский КП (рис. 10, вкл.) расположен в зоне сочленения Тавро-Загросского горно-складчатого сооружения и Аравийской плиты. Он протягивается в направлении от Омана до Турции на расстояние свыше 2000 при максимальной ширине 400 км. Ось прогиба — зона максимальных мощностей отложений орогенного комплекса — прослеживается примерно вдоль левого берега р. Тигр и иранского побережья Персидского залива. Границы прогиба различными исследователями понимаются неоднозначно. Так, зарубежные авторы [Shtöcklin, 1968; Kamen-Keye, 1970; Falcon, 1974; Бейдун, Даннингтон, 1975; и др.] под Месопотамским КП понимают только зону простой линейной складчатости (включая в нее и полосу предгорий Загроса, т. е. зону передовых складок). Последние, по Н. Фолкону, ограничены с северо-востока зоной надвигов внутреннего Загроса, имеющей очень четкие границы.

В отечественной геологической литературе под Месопотамским КП обычно понимается область распространения миоцен-плиоценовых моласс, фиксирующих синорогенный прогиб. При этом юго-западная граница нередко смещается далеко на ПЛ, в район месторождений-гигантов Бурган и Гхавар.

Указанные представления о границах Месопотамского КП, по нашему мнению, являются крайними, так как в первом случае из состава прогиба исключен почти весь его платформенный борт, а во втором по-прежнему отсутствует внутренний (складчатый) борт. Зона простой складчатости и полоса предгорий Высокого Загроса, несомненно, входят в состав КП, потому что они образуют его внутренний (складчатый) борт и приосевую зону с характерными формациями эоцен—миоцена.

Границу КП с Аравийской плитой, очевидно, следует отождествлять с крупным глубинным разломом, протягивающимся вдоль р. Ефрат и далее

в юго-восточном направлении вдоль аравийского побережья залива. К этому разлому приурочены градиент мощностей и изменение фаций неогеновых и более древних отложений. Правильное определение границ Месопотамского прогиба имеет немаловажное значение для познания тектонических и пространственных закономерностей размещения месторождений нефти и газа и их запасов. Нередко случается, что такие месторождения нефти, как Гхавар и Бурган, расположенные явно на ПЛ, включаются в состав платформенного борта прогиба, а отсюда делается вывод о приуроченности основной массы запасов нефти к внешней зоне прогиба.

В зарубежной геологической литературе существует и другое деление ближневосточного региона – на стабильный и нестабильный (подвижный) шельфы и миогеосинклиналь, что соответственно отвечает ПЛ, платформенному борту и складчатому борту прогиба.

Примыкающая к КП СО Тавро-Загроса имеет дугообразную форму. Наиболее резко выраженные дугообразные выступы горного рельефа, обращенные к юго-западу, наблюдаются в юго-восточном Загросе в районе г. Шираз и на северо-западе в районе г. Керманшах. Предполагается [Taraz, 1969], что эти дугообразные выступы обусловлены явлениями скальвания и надвигания.

Большая часть поверхности Месопотамского КП лежит на уровне моря или ниже, под аллювием или водами Персидского залива, но в полосе предгорий Загроса высотные отметки достигают 2,5 км. Местами отмечаются реликтовые эрозионные поверхности, приуроченные к мягким осадочным породам, что свидетельствует о новейших движениях последнего времени.

Осадочный чехол на территории Месопотамского прогиба, по-видимому, залегает на докембрийском кристаллическом фундаменте Аравийской ПЛ. На описываемой территории он не обнажается на дневной поверхности и не вскрыт скважинами. Фундамент вскрывается лишь в юго-западной части Аравийского полуострова (Нубийский щит) и в предгорьях Тавра, близ турецкого г. Диярбакир. В пределах щита он сложен кристаллическими и метаморфическими породами (граниты, гранитогнейсы, различные сланцы и т. д.), возраст которых оценивается в 550–600 млн. лет. От Нубийского щита фундамент погружается под чехол осадочных образований палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Максимальная глубина его погружения в пределах Месопотамского прогиба, по геофизическим данным, оценивается в 10–15 км. На основании изучения гравимагнитных данных представляется, что докембрийский фундамент в пределах Месопотамского прогиба в отличие от Аравийской ПЛ сложен породами основного состава [Tikrity, Al-Ani, 1972].

Осадочный чехол в Месопотамском прогибе начинается разновозрастными отложениями палеозойского возраста. Наиболее древние породы, по-видимому, кембрийские соли, развитые в южной части акватории Персидского залива и иранского побережья.

Отложения ордовикско-каменноугольного возраста вскрыты одной скважиной в северо-западной части прогиба, на поднятии Хатра, где они представлены континентальными и морскими терригенными осадками. Предполагается, что палеозойские породы развиты на рассматриваемой территории неравномерно, причем в разрезе почти отсутствуют отложения девонского и нижнепермского возраста.

Верхнепермские отложения развиты уже широко и залегают несогласно на различных горизонтах палеозоя. В иранской части прогиба, в Высоком Загросе, базальные терригенные слои пермского возраста с кварцевыми конгломератами в основании перекрывают среднекембрийские, ордовикские или силурийские образования с хорошо выраженным угловым несогласием. Их мощность превышает 300 м.

Выше залегает карбонатная толща с прослоями ангидритов, известная под названием свиты Далан (Dalan), мощностью до 750 м. В этой свите отмечаются прибрежные карбонатные и терригенные фации, шельфовые карбонатные и фации открытого моря. На ПЛ в Саудовской Аравии аналогом данной свиты служат известняки Куфф (Khuff). В последнее время в акватории Персидского залива и Призагросской зоне прогиба установлена богатая газоносность карбонатных отложений.

Отложения мезозойского возраста изучены достаточно хорошо на всей территории прогиба. Для удобства описания и привязки их разрезов удобнее использовать географические и административные названия. В крупном плане можно выделить два типа разреза. Первый характеризует юго-восточную часть прогиба, охватывающую иранскую провинцию Фарс, восточный Хузестан и акваторию Персидского залива. Второй тип разреза характерен для северо-западной части Месопотамского прогиба, занимающей иранские провинции Хузестан и Лурестан, территорию Ирака и Сирии. Описание стратиграфических разрезов мезозойской группы дано с учетом новых данных бурения [Setudehnia, 1978].

Разрез отложений мезозоя начинается с триасовых пород. Как в юго-восточной, так и в северо-западной частях прогиба они состоят главным образом из эвапоритов и доломитов. В направлении к Высокому Загросу вплоть до Главного разлома эвапориты замещаются доломитами. Максимальная мощность триасовых пород, достигающая 1500 м, отмечается в районе гигантских месторождений Ирана (провинция Хузестан) и в юго-восточном Ираке. Изопахиты триасовых отложений в северо-западной части прогиба имеют загросское направление, а в юго-восточной (провинция Фарс) — северо-восточное или субширотное.

Юрские отложения достаточно хорошо изучены в разрезах глубоких скважин и в обнажениях на всей территории Месопотамского прогиба. По своему литологическому составу они неоднородны. В юго-восточной части прогиба, в провинциях Фарс и восточном Хузестане, их разрезы, за исключением нижнелейасовой аргиллитовой пачки, характеризуются мощным развитием шельфовых карбонатов, которые прослеживаются до Главного Загросского разлома. В юго-западном направлении от иранского побережья Персидского залива в самой верхней части разреза юрских отложений появляется хорошо выдержанный ангидритовый горизонт Хит, служащий хорошим флюидоупором для юрского нефтегазоносного комплекса акватории Персидского залива. В северо-западной части Месопотамского прогиба, занимающего территорию Ирана, Ирака и Сирии, разрезы юрских отложений резко отличаются от вышеописанных. Нижнеюрские отложения здесь представлены чередованием эвапоритов с терригенно-карбонатными осадками. Разрезы средней юры сложены глубоководными битуминозными сланцами и глинистыми известняками свиты Саргелу, а в составе верхней юры преобладают эвапориты свиты Готния, которые замещают

ся карбонатными породами в загросском направлении. Для конца юрского периода были характерны воздымание и эрозия, что привело к несогласному залеганию меловых отложений на большей части территории. Максимальные мощности юрских отложений (1300–1500 м) зафиксированы в юго-восточном Ираке и смежных районах иранской провинции Хузестан. Изопахиты юрских отложений имеют тот же характер простирания, как и для триасовых пород.

Отложения меловой системы в Иране и Ираке подразделяются на три отдела: нижний (неоком–апт), средний (альб–турон) и верхний (коньяк–маастрихт). Нижний мел в юго-восточной части прогиба вплоть до Главного разлома представлен в основном карбонатными отложениями шельфовой фации. В северо-западном направлении, вдоль простирания прогиба, карбонатные отложения сменяются более глубоководными черными сланцами и известняками с радиоляриями. Разрезы глубоководных отложений нижнего мела характерны также для иракской части Месопотамского прогиба (для его центральной и внутренней зон), но при движении в сторону платформенной части нижнемеловые отложения становятся все более песчанистыми (например, песчаная свита Зубейр). Отмечающееся региональное несогласие в кровле апта в юго-восточной части прогиба не прослеживается к северо-западу, где непрерывное осадконакопление продолжалось до конца альбского века.

Характер распределения мощностей и направление изопахит отложений нижнего мела в целом сходны с юрскими отложениями, но при этом еще резче проявляется поперечная зональность в распределении мощностей в юго-восточной части прогиба (провинция Фарс и восточный Хузестан). Максимальные мощности нижнемеловых отложений отмечаются в иракской части прогиба и в смежных районах Ирана (провинции Хузестан и Лурестан), где они превышают 1200 м.

Альбский век начался с трансгрессии. В юго-восточной части прогиба в это время накапливались сланцы и известняки свиты Каздуми, а на северо-западе – сланцы, шельфовые и прибрежные известняки и доломиты. В поперечном сечении, в сторону Аравийской зоны прогиба, указанные отложения переходят в песчаники свит Нахр – Умр и Бурган. В этой же зоне в кровле альбских отложений наблюдаются размыв и несогласие.

На большей части территории прогиба, за исключением его крайних северо-западных районов, альбские отложения перекрываются карбонатами мелководного шельфа сеноман-туронского возраста (свиты Мишриф и Сарвак). И только в узкой полосе, примыкающей к Главному разлому, в провинции Лурестан (Иран) и на северо-востоке Ирака отложения указанного возраста имеют глубоководный характер. Это черно-серые и черные сланцы и пелагические известняки свит Гару и Докан.

Характер распределения мощностей и простирание изопахит альб-туронских отложений по-прежнему сходны с таковыми для нижележащих отложений. Максимальные мощности, превышающие 1000 м, наблюдаются в провинции Хузестан и юго-восточном Ираке.

Верхнемеловые отложения залегают трансгрессивно на размытой поверхности сеноман-туронских пород. В юго-восточной части прогиба их разрезы представлены в основном глинистыми породами с пелагическими известняками (свита Гурпи), сменяющимися в сторону ПЛ на карбонатные раз-

резы шельфовых и прибрежных известняков свиты Таяра. Непосредственно к югу от Главного разлома Загроста верхнемеловые отложения представлены рифогенными известняками свиты Тарбур.

В северо-западной части прогиба разрезы отложений верхнего мела более разнообразны по литологическому составу. Здесь в призагростской узкой зоне развиты известковистые флишеподобные отложения свиты Танжеро, которые в юго-западном направлении последовательно сменяются мергелистыми и глинистыми известняками свиты Шираниш и шельфовыми известняками свит Таяра и Харта. Важно отметить, что простирание изопакит и фациальных зон верхнемеловых отложений, особенно маастрихта, резко отличается от нижележащих отложений мезозоя и уже полностью согласуется с загростским направлением, причем в сторону Загроста происходит общее нарастание мощностей. В приразломной зоне в Ираке они достигают 1300, а к северо-западу увеличиваются до 2000 м и более за счет присутствия флиша.

Приведенная общая характеристика мезозойских отложений Месопотамского КП указывает на близкое сходство их разрезов с разрезами Высокого Загроста, но при движении в сторону платформенной области на всем простирании прогиба наблюдается смена карбонатных фаций терригенными. Это изменение фаций наиболее ярко выражено в верхнем триасе и низах нижнего мела до сеномана включительно. Фации верхнемеловых отложений в указанном выше направлении изменяются от глинистых глубоководных, местами флишеподобных, до мелководных карбонатных шельфового и прибрежного типов. Разрезы мезозойских пород, развитых к северо-востоку от Главного Загростского разлома, резко отличаются от вышеописанных [Tagaz, 1969].

В итоге можно отметить, что юго-восточная часть прогиба, расположенная южнее примерно 29° северной широты и восточнее 51° восточной долготы, на протяжении всего мезозоя характеризовалась повторными поднятиями и накоплением осадков сокращенной мощности. Вследствие этого данная область, которая имела связь с типично платформенной структурой — Катарским сводом, именуется иранскими геологами платформой Фарс.

Аналогичные зоны сокращенных мощностей и частичного отсутствия мезозойских отложений отмечаются также в северо-западной части прогиба в районе г. Мосул. В других районах (например, в Лурестане, призагростская зона) сокращение общей мощности мезозойских отложений вызвано либо наличием перерывов в осадконакоплении в триасе и юре, либо глубоководным характером отложений в раннем мелу. Следует также отметить, что существующее до сих пор представление о длительном непрерывном осадконакоплении на территории Месопотамского КП не находит подтверждения по новым данным бурения. Например, в иранской части прогиба наиболее важные региональные несогласия и стратиграфические перерывы в осадконакоплении отмечаются на границах перми и триаса, триаса и юры, юры и мела, альба и сеномана, верхнего мела и третичных отложений [Setudehnia, 1978]. Устойчивое прогибание и относительная непрерывность в осадконакоплении в течение мезозойской эры фиксируются лишь в провинции Хузестан и смежных районах юго-восточного Ирака, т. е. в районах развития основных нефтегазоносных площадей. В целом характер разрезов мезозойских отложений указывает на то, что морской бассейн Тетиса в мезозое

распространился на всю территорию современного Месопотамского прогиба, а также вторгся в прилегающие районы ПЛ. При этом наиболее глубоководная часть этого бассейна располагалась в узкой призагорской зоне, примыкающей к Главному разлому в провинции Лурестан и северо-восточном Ираке. В юго-восточной части прогиба на протяжении мезозоя накапливались преимущественно мелководно-морские карбонатные осадки, которые прослеживаются вплоть до зоны Главного разлома.

Таким образом, в течение мезозоя территория Месопотамского прогиба представляла собой арену мощного карбонатного осадконакопления с подчиненным привнесом глинистого и песчаного материалов. Изменение фаций вдоль простирания прогиба происходит с юго-востока на северо-запад от карбонатов до эвалоритов в нижней юре, от карбонатов до сланцев в средней юре, от мелководных карбонатов до глубоководных сланцев и глинистых известняков в нижнем мелу и от пиритовых известняков до пелагических известняков в верхнем мелу.

Вкрест простирания прогиба на протяжении почти всего мезозоя наблюдается постепенное изменение фаций с юго-запада на северо-восток от песчано-глинистых до карбонатных образований. Только начиная с позднего мела происходит обратная смена фаций от морских карбонатных к морским терригенным.

Литолого-стратиграфические разрезы кайнозойских отложений Месопотамского прогиба существенным образом отличаются от мезозойских и в то же время разнятся между собой. Так, если в иранской юго-восточной части прогиба разрезы палеоценовых и эоценовых отложений представлены в основном терригенными породами с преобладанием глинистых сланцев свиты Падбех, то в северо-западных районах одноэрастные отложения характеризуются глобигериновыми мергелистыми и глинистыми известняками свит аалиджи и джадала. При этом в направлении к Загросу указанные породы, соответственно, переходят во флишеподобные образования свиты Геркус. В районе Киркука в верхах эоцена отмечаются рифогенные отложения, отнесенные к образованиям барьерного рифа.

В сторону ПЛ глинистые карбонаты замещаются мелководными известняками свит Ум-эр-Радума и Дамам, разделенными ангидритами Рус.

Олигоценные отложения в юго-восточной части прогиба состоят преимущественно из мелководных известняков и доломитов свиты асмари, местами содержащих рифогенные образования. Указанные отложения прослеживаются здесь до зоны Главного разлома, но в акватории Персидского залива они замещаются терригенными образованиями и в сторону ПЛ постепенно выклиниваются.

В северо-западных районах прогиба разрезы олигоценных отложений более разнообразны по своей литолого-фациальной характеристике. Здесь в их составе в осевой части прогиба присутствуют глинистые и мергелистые известняки и доломиты, представленные в разнообразных фациях: рифовых, предрифовых и зарифовых, причем разрезы начинаются, как правило, с базального ангидрита. Рифогенные образования в районе Киркука получают наибольшее развитие. Северо-восточнее Киркукского барьерного рифа олигоценные отложения почти не сохранились, но предполагается, что в призагорской зоне в это время происходило накопление терригенных осадков, о чем свидетельствуют реликты отложений этого возраста, сохранившиеся от размыва в наиболее погруженных участках.

Нижне-среднемиоценовые отложения представлены в основном мощными галогенными образованиями (свита Нижний Фарс), однако базальные слои по-прежнему состоят еще из мелководных известняков и доломитов свит Евфрат и Джериб. В остальной части миоцена и плиоцена—плейстоцена преобладают терригенные грубообломочные осадки — песчаники и конгломераты лагунного и континентального происхождения.

Зона накопления максимальных мощностей кайнозойских отложений, достигающая 5 км, протягивается вдоль иранского побережья Персидского залива и далее на иракскую территорию между Киркукской антиклиналью и левым берегом р. Тигр. Их изопахиты простираются строго в загросском направлении [Kamen-Kaue, 1970].

Таким образом, приведенная выше характеристика разрезов мезозойских и кайнозойских отложений свидетельствует о том, что собственно КП наложился на гетерогенную область, отдельные участки которой в мезозое испытывали длительное прогибание или периодические воздымания. Иными словами, рассматриваемая территория по режиму развития имела существенные отличия как от прилегающих районов ПЛ, так и от Загросской ГС. Существующее представление о том, что Месопотамский прогиб — это внутриплатформенная впадина, не согласуется с последними данными о фациальном и формационном составе мезозойско-кайнозойских отложений в различных пересечениях прогиба. Только в юго-восточной части прогиба (в пределах платформы Фарс) практически не наблюдается формационного перехода от платформенной области Аравии к современному Загросу.

В современной структуре ближневосточного региона четко выделяются три крупнейших тектонических элемента: альпийская орогенная зона Загроса—Тавра, Месопотамский КП и северный склон Аравийской плиты. Горные сооружения Загроса и Тавра представляют собой южную ветвь Альпийско-Гималайской складчатой системы. Юго-западная граница этих сооружений обычно проводится по так называемому Главному надвигу, вдоль которого раннемезозойские и палеозойские породы надвинуты на зону передовых складок, образованных позднеэретичными и постплиоценовыми движениями и составляющих вместе с зоной простых складок внутренних (складчатый) борт Месопотамского КП. Структура и история развития Загроса и Тавра от кембрия до каменноугольного времени характеризуются режимом, близким к платформенному. О каледонском и герцинском циклах тектогенеза здесь свидетельствуют лишь стратиграфические перерывы и несогласия [Shtöklin, 1968]. Сравнение разрезов мезозойских пород к юго-западу и к северо-востоку от Главного надвига указывает на довольно резкие различия, особенно с позднего триаса. Именно с этого времени возник геосинклиальный бассейн в Тавро-Загросской области. Наиболее интенсивные фазы тектогенеза, проявившиеся в Тавро-Загросе (особенно в Тавре) и северо-западном Загросе, были поздне меловая (ларамийская) и позднеэоцен-олигоценная, которые обусловили более раннее заложение и замыкание Месопотамского КП на северо-западе, более древний возраст складок внутреннего борта и более сильное перекрытие его надвигами. Например, амплитуда надвига складчатых сооружений на КП в юго-восточной Турции оценивается в 15–20 км [Ilhan, 1967].

Основные фазы орогенеза в Тавре проявились в конце олигоцена, тогда как самые молодые хребты Загроса возникли лишь в плиоцене—плейстоцене. Таким образом, временной сдвиг основных фаз тектогенеза и орогенеза вдоль простирания Тавро-Загроса обусловил существенные различия в олигоцен-неогеновой истории развития прилегающих частей КП. Ось прогиба в период его формирования постепенно мигрировала в сторону ПЛ, что хорошо видно в северо-западной его части. Отсутствие этих признаков в юго-восточной части прогиба может указывать на простирание фациальных зон под косым углом к современному складчатому сооружению Загроса подобно тому, как это наблюдается в Предуральском прогибе.

В строении осадочного чехла Месопотамского прогиба выделяются три основных структурно-тектонических этажа, свидетельствующих о крупных этапах тектонического развития территории. Первый этап (рифей—карбон) — этап становления платформенного режима, когда происходило неравномерное накопление преимущественно континентальных и лагунных осадков на расчлененной поверхности фундамента.

Второй этап (пермь—эоцен, местами пермь—олигоцен) — этап типичного платформенного развития с преобладанием нисходящих движений, сопровождавшихся морским, преимущественно мелководно-карбонатным осадконакоплением, которое в отдельных районах (провинция Хузестан и юго-восточный Ирак) имело практически непрерывный характер. Только в северо-западных районах, в узкой полосе, примыкающей к зоне Главного надвига, появляются признаки геосинклинального режима развития (верхнемеловой-палеоценовый флиш).

Третий этап (на северо-западе — эоцен—плиоцен, на юго-востоке — миоцен—антропоген) — этап инверсионных воздыманий в смежной СО Тавро-Загроса, заложения, развития и замыкания собственно краевого (синорогенного) прогиба. Этот этап характеризуется накоплением соленосных, сероцветных и красноцветных грубообломочных моласс.

О строении первого структурного этажа данных очень мало. Второй структурный этаж (платформенный чехол или доорогенный комплекс отложений) характеризуется увеличением мощности своих отложений приблизительно к современной осевой части Месопотамского прогиба. К юго-западу в сторону Аравийской плиты происходит постепенное сокращение мощности отдельных его подразделений до полного выклинивания.

По доорогенному комплексу отложений в пределах Месопотамского прогиба выделяются следующие крупные тектонических элементы — северо-восточный склон Аравийской плиты, осложненный северо-восточными склонами сводовых поднятий Катар и Рутба и крупными впадинами Басра-Кувейтской (Приевфратской), Руб-эль-Хали и Синджарской, открывающимися в сторону современного Загроса. Кровля нижнего мела во впадинах погружается от 2 на платформенном борту прогиба до 5 км в пределах внутреннего борта.

В сводовых частях вышеназванных поднятий кровля нижнего мела залегает на абсолютных глубинах порядка 1000 м. Интересно отметить, что в пределах внутреннего борта прогиба на продолжении указанных сводовых поднятий расположены выступы складчатого доорогенного комплекса: Фарс, Керманшахский и Мосульский, где кровля нижнего мела в пределах

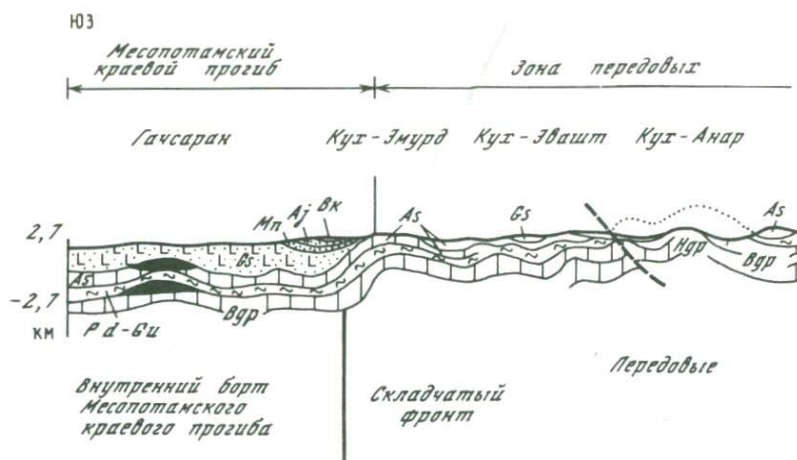


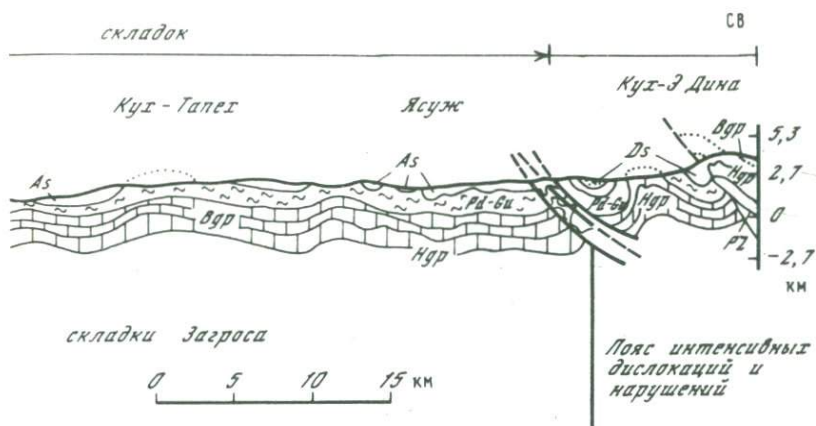
Рис. 11. Геологические профили через передовые складки Загроса и внутренний борт Месопотамского прогиба [McQuillan, 1973]

БК – Бахтиари (плиоцен); Ај – Агаджари (верхний миоцен); Мп – Мишан (средний миоцен); Gs – Гачсаран (нижний миоцен); As – Асмари (верхний, средний олигоцен); Pd-Gu – Пабдех-Гурпи (нижний олигоцен+эоцен+сеноман); Vgr – Бангестан (верхний мел); Hgr – Хами (неоком+юра)

первых двух выступов залегает на отметках от 1 до 3 км выше уровня моря. Таким образом, превышение абсолютных отметок кровли нижнемеловых отложений в сводах над днищами впадин составляет приблизительно 4, а в пределах выступов – 6–8 км.

По орогенному комплексу отложений в пределах прогиба четко выделяются внутренний (складчатый) и внешний (платформенный) борта (рис. 11). Местами в Ираке выделяется центральная сбросо-взбросовая зона. Внутренний борт КП резко отличается от его остальной части. Юго-западная граница прогиба проходит вдоль иранского побережья Персидского залива и далее протягивается вдоль долины р. Тигр в Ираке. Она выражается в смене простирания локальных структур от загросского на субмеридиональное или северо-восточное, которое хорошо наблюдается в акватории залива. В пределах внутреннего борта на поверхность местами (особенно в зонах складчатых выступов) выведены нижнетретичные и даже мезозойские отложения, в то время как на смежных погруженных участках наблюдается развитие мощного (до 3,5–5 км) комплекса орогенных отложений эоцена–плейстоцена. Для внутреннего борта характерно развитие крупных линейных структур, сформировавшихся под влиянием движений в смежной СО. Их длина измеряется десятками километров при ширине 3–6 км. Амплитуда складок достигает 2000 м. Наибольшим развитием они пользуются в пределах глубоких депрессий внутреннего борта (например Ахвазский узел в Иране, провинция Хузестан).

Внешний борт Месопотамского КП наложен на северо-восточный склон Аравийской плиты и характеризуется развитием положительных и отрицательных структур платформенного типа. Отличительная особенность этих структур – их крупные размеры, значительные амплитуды (более 100 м)



и субмеридиональное или северо-восточное простираие. Формирование этих структур связано, по-видимому, с блоковыми подвижками фундамента и носило конседиментационный характер, однако основной их рост все же обусловлен молодыми раннетретичными движениями (структуры Румейла, Нахр-Умр и др.).

По последним данным, на территории Месопотамского КП в осадочном чехле можно выделить шесть нефтегазоносных комплексов: верхнепермский, верхнетриасовый, верхнеюрский, нижнемеловой, верхнемеловой и верхнеэоценовый—нижнемиоценовый. Из шести комплексов практически только в одном (нижнемеловом) коллекторами служат терригенные и карбонатные породы, а в остальных случаях — только карбонатные образования.

Для трех комплексов — верхнепермского, верхнеюрского и верхнеэоцен-раннемиоценового — покрывками служат галогенные породы, а для остальных — глинистые сланцы или глинистые и мергелистые известняки. Все шесть комплексов приурочены к доорогенным отложениям и в большинстве имеют региональное распространение.

Верхнепермский комплекс отмечается на всей территории прогиба. В нем выявлены газовые залежи в пределах Катарского свода, выступов Фарс и Керманшах, отличающиеся своими гигантскими запасами и аномально высокими пластовыми давлениями.

Промышленная нефтегазоносность верхнетриасового комплекса (свита Кура-Чине) установлена только в северо-западных районах прогиба (северо-западный Ирак и юго-восточная Сирия).

Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс (известняки свит Араб, Наджмах и Хами) развит лишь на платформенном борту прогиба. Этот комплекс содержит гигантские скопления нефти главным образом в юго-восточном Ираке и в акватории Персидского залива, в его арабской части.

Нижнемеловой нефтегазоносный комплекс распространен значительно шире. Он развит как на внешнем, так и на внутреннем бортах прогиба

и отличается большим разнообразием пород-коллекторов. Это песчаники свит Зубейр, Нахр Умр и Бурган, оолитовые известняки свиты Ямама и разнообразные шельфовые известняки и доломиты свит Шуэйба, Мадуд и Камчука. Наиболее крупные (гигантские) скопления нефти в нем сосредоточены на платформенном борту прогиба, в юго-восточных районах Ирака и северо-западной части акватории Персидского залива.

Верхнемеловой нефтегазоносный комплекс также широко распространен, причем в этом комплексе залежи нефти установлены в непосредственной близости от зоны Главного разлома Загроса. Среди разнообразных пород-коллекторов в нем важнейшую роль играют сеноман-туронские оолитовые и массивные известняки свит Мишриф и Сарвак, широко развитые в приосевой и внутренней зонах прогиба. Кроме того, в северо-западных районах установлена промышленная нефтегазоносность маастрихтских мергелистых и массивных известняков свит Шираниш и Харта.

Позднеэоценовый—раннемиоценовый нефтегазоносный комплекс широко развит преимущественно на внутреннем складчатом борту и в приосевой зоне Месопотамского прогиба. Он представлен однообразной толщей трещинных известняков, местами рифогенными, иногда мергелистыми или ангидритизированными и доломитизированными. Этот комплекс известняков известен в Иране под названием свиты асмари, а в Ираке именуется как Главный известняк, или Киркукская группа. Покрышкой для него служат галогенные образования свиты нижний фарс (или Гачсаран). С этим комплексом в Месопотамском прогибе связаны многочисленные нефтяные месторождения, среди которых присутствуют всемирно известные гиганты Гачсаран, Агаджари, Пазенун, Киркук и др.

Отмеченное многообразие литологического состава нефтьсодержащих коллекторов — пористые и трещиноватые известняки и доломиты, песчаники, алевролиты, мергели — и их распространение обусловлены особенностями геологического развития территории.

Выше было показано, что почти все стратиграфические подразделения разреза территории Месопотамского прогиба содержат промышленные скопления УВ. Однако их размещение по разрезу и по тектоническим элементам неравномерно. Общей закономерностью распределения залежей УВ можно считать расширение диапазона нефтегазоносности в сторону внутреннего борта прогиба. Здесь по мере увеличения глубин скважин, помимо крупных скоплений нефти и газа, выявленных в известняках асмари, залежи установлены в верхнемеловых, нижнемеловых и пермских отложениях. При движении в сторону платформенного борта основными продуктивными отложениями становятся юрские и меловые, а в последнее время и пермские отложения.

По количественному содержанию углеводородов выделить какой-либо один нефтегазоносный комплекс затруднительно. Все они, за исключением триасового, содержат крупные, местами гигантские скопления нефти. При этом практически все выявленные запасы свободного газа сосредоточены в пермских морских карбонатных образованиях.

В тектоническом отношении месторождения нефти и газа в Месопотамском прогибе можно сгруппировать в несколько крупных зон, характеризующихся не только территориальной близостью, но и общностью условий залегания УВ. Эти общие условия включают формирование коллек-

торов и покрывок, особенности строения и время образования структур-ловушек и залежей УВ.

Наиболее крупная зона как по количеству месторождений, так и по запасам нефти приурочена к внутреннему борту прогиба в его иранской части (провинция Хузестан). Здесь на площади приблизительно 40 тыс. км.² сосредоточены основные месторождения-гиганты, содержащие до 90% разведанных запасов нефти Ирана и обеспечивающие практически всю его добычу. Эта зона в тектоническом отношении представляет глубокую депрессию по поверхности фундамента, вдающуюся далеко в сторону Загроса вплоть до зоны Главного разлома (см. рис. 10). С северо-запада и юго-востока она ограничена двумя складчатыми выступами Высокого Загроса и характеризуется развитием исключительно крупных высокоамплитудных асимметричных антиклиналей, сложенных нижнетретичными и меловыми отложениями и замаскированных дисгармоничной складчатостью позднего миоцена (например, Агаджари, Гачсаран и др.). Формирование этих складок относится к миоцену—плиоцену.

Близкими тектоническими условиями характеризуется также группа месторождений северо-западного Ирака, расположенная на внутреннем борту прогиба (Киркук, Бай-Хасан, Джамбур, Хабаз и др.).

В пределах северо-западного центрисклиналильного замыкания Месопотамский КП сильно редуцирован, общая мощность осадочного чехла не превышает 6 км. Здесь на территории северо-восточной Сирии и в юго-восточной Турции крупных скоплений нефти не выявлено. Можно полагать, что отсутствие крупных скоплений углеводородов в этой зоне связано прежде всего с особенностями тектонического развития территории. В примыкающих к ней складчатых сооружениях наиболее резко проявились движения на границе турона и сенона, которые привели к разрушению возможно существовавших залежей в меловых и юрских отложениях, о чем свидетельствуют тяжелые окисленные нефти этой зоны. В последующую кайнозойскую эру развития этот участок прогиба испытывал преобладающие восходящие движения, особенно в ранне-позднемиоценовую фазу, что также отрицательно сказалось на сохранности скоплений нефти и газа.

В области сочленения внешнего борта Месопотамского прогиба с Аравийской плитой расположена большая группа многопластовых месторождений Южного Ирака и прилегающей акватории Персидского залива вдоль аравийского побережья, условно рассматриваемой в составе КП. В эту группу входят хорошо известные гигантские месторождения Румейла, Зубейр, Сафания, Ферейдун и многие другие, связанные с крупными антиклинальными структурами платформенного типа, обладающими значительной амплитудой и простирающимися в меридиональном или субмеридиональном направлении. Их формирование имеет конседиментационную природу (по крайней мере, с мелового периода). Линейно вытянутый характер структур этой зоны может указывать на их связь с разломами на глубине. Другая часть структур имеет изометричную куполовидную форму и, по-видимому, связана с явлением диапиризма в юрской соленосной толще (Нахр Умр и др.).

В самостоятельную зону выделяется группа месторождений, расположенная в юго-восточной части акватории Персидского залива, на платфор-

менном борту прогиба. Залежи нефти приурочены к нижнемеловым и юрским карбонатным отложениям (свиты Шуэйба, Ямама, Сулайя, Арабдарб и др.), т.е. к тем же комплексам, что и в предыдущей зоне. Однако особенность рассматриваемой зоны в том, что месторождения нефти и газа здесь связаны с пологими, часто куполовидными структурами длительного и неравномерного развития, обусловленными внедрением по разломам кембрийской соли на протяжении турон-раннемиоценового периода.

И, наконец, четко обособляется еще одна новая зона преимущественно газонакопления, связанная с системой поперечных структур (выступ Фарс – свод Катар). Эта зона объединяет группу крупных месторождений свободного газа (Канган, Парс, Северо-Западный Купол и др.), где продуктивны пермские карбонаты.

Анализируя имеющиеся данные о размещении месторождений нефти на территории Месопотамского КП, можно заметить, что наиболее крупные скопления нефти здесь приурочены к зонам длительного и устойчивого прогибания и мощного осадконакопления. На внутреннем борту прогиба эти зоны совпадают с зонами молодых депрессий, а на внешнем – им соответствуют палеовпадины. Например, центром богатейшего нефтенакопления в рассматриваемом КП можно считать Басра-Кувейтскую впадину внешнего борта и примыкающую к ней с северо-востока глубокую Ахваскую депрессию внутреннего борта. В названных двух зонах сосредоточено более 30 млрд. т. начальных (извлекаемых) ресурсов нефти. В противоположность этому огромные запасы свободного газа связаны с крупными положительными структурами, испытавшими на протяжении своей истории тенденцию к устойчивому воздыманию и являющимися неотектонически активными в настоящее время.

Краевой прогиб Эбро

Малоизвестный в русской литературе КП Эбро интересен тем, что совместно с Предпиренейским он служит редким примером "парных" КП и тем, что именно в нем найдены пока единичные месторождения нефти Испании.

Прогиб вытянут вдоль южного поля миогеосинклинальных толщ Пиренеев, имеет протяженность более 500 и ширину до 70 км. Прогиб выклинивается на западе, на склоне Кантабрийских гор, ограничен Каталонской грядой палеозойского (см. рис. 1). Палеозойский складчатый фундамент находится на глубинах до 2000 м, т.е. прогиб относительно мелкий. Мезозойские отложения, вероятно, близки тем, что описаны для Предпиренейского КП – в краевом прогибе Эбро широко развит соленосный триас, карбонатные толщи юры – мела, флишевые толщи верхнего мела-эоцена. Мощности собственно молассовых отложений невелики. Для прогиба характерна интенсивная соляная тектоника.

Нефтеносны в прогибе Эбро по современным данным доломиты верхней юры–нижнего мела, т.е. тот же комплекс, что дает газ в Предпиренейском КП. Одно разведанное месторождение – Айолунго – сильно нарушенная антиклинальная складка криптодиапирового типа. Залежь пластовая, с элементами тектонического экранирования. По запасам месторождение мелкое.

Несколько неясна тектоническая природа впадины Морелла, наложенной на береговую Каталонскую гряду и открывающейся в Средиземное море. Скорее всего, это межгорная впадина, хотя и не исключено, что это часть особого КП. В ней развит мощный неогеновый молассовый комплекс, под которым находится расчлененный на блоки мезозойский, а восточнее — палеозойский комплекс. Во впадине Морелла в морской части открыто среднее по запасам месторождение Ампаста в доломитах верхней юры—нижнего мела.

Предбетско-Рифский краевой прогиб

Под названием Предбетско-Рифского КП нами объединяются две впадины — Гвадалквивирская и Предрифская, обычно считающиеся самостоятельными КП. Однако обе эти впадины обрамляют единую самостоятельную Бетско-Рифскую СО. Расчленение ее молодым Гибралтарским разломом привело к погружению значительных частей КП под воды Атлантического океана.

Бетско-Рифская складчатая зона чрезвычайно узкая, и тем не менее в ней имеются остатки эвгеосинклинальных Ф и отдельные пятна офиолитового пояса. Общая схема тектоники Бетско-Рифской зоны типично альпийская — вокруг ядра палеозоид расположены многочисленные покровы, сложенные комплексом миогеосинклинальных отложений мезозоя-кайнозоя. В обеих частях СО выделяются внутренние и внешние зоны. Внутренние зоны состоят из палеозойских ядер, массивов офиолитов и сложного нагромождения покровов палеозойских и мезозойско-кайнозойских пород. Предполагается, что наименее перемещенными, хотя и раздробленными, являются массивы юрских известняков, а более молодые меловые и третичные отложения, так же как и палеозойские, "переползли" через зоны известняков [Тектоника..., 1973]. В Рифской зоне покровы, слагающие ее внутреннюю часть, залегают на третичных отложениях, поэтому время шарьирования определяется как олигоцен—ранний миоцен. Флишевые трогги были расположены в более внутренних зонах, чем участки накопления известняков, которые трактуются как отложения мелководных банок. В настоящее время флишевые толщи сохранились только в виде покровов.

Внешние зоны рифид сложены в основном мергельными толщами мела и миоцена, на которых отмечаются отдельные надвинутые пластины более древних отложений.

Гвадалквивирская впадина имеет протяженность около 300 км на суше. Ее главными особенностями являются небольшая глубина — суммарная мощность надпалеозойского осадочного чехла 0—3 км (правда, фундамент "прощупан" только под внешней зоной КП); перекрытие значительной части впадины молодыми (тортонскими) покровами; резко секущее соотношение впадины со структурами палеозоя молодой ПЛ; наличие морского продолжения моноклинали палеозойского фундамента. На границе морской и наземной частей впадины не устанавливается [Тектоника..., 1973] существенного по амплитуде нарушения, но наблюдается изменение общего простирания структуры — от параллельного Бетидам к секущему их, широтному, т. е. параллельно Гибралтарскому разлому. Предполагается, что герцинский фундамент вблизи разлома находится на глубине 5500 м.

Предрифская впадина — относительно небольшая, грубоотреугольной формы, резко расширена у океана, зажата между рифидами и герцинидами Марроканской Мессеты. Глубина залегания палеозойского фундамента до 3000 м. По особенностям структуры впадина разделяется на три части — северо-западную, юго-западную и восточную. Границей между северо-западной и юго-западной частями служит крайний южный надвиг субширотного простирания, а восточная часть — Сайская впадина — отделена от западной поперечным поднятием палеозойского фундамента.

Северо-западная часть впадины испытала значительное влияние Рифа и заключает в себе массу останцов предрифских миоценовых покровов, находящихся под чехлом более молодых третичных отложений. Юго-западная часть наиболее просто построена: палеозойский фундамент в ней полого погружен на север, мезозойско-третичный чехол слабо дислоцирован. По существу, эти две части соответствуют внутренней и внешней зонам КП.

В структуре Сайской впадины четко отражаются структуры палеозойского фундамента, что, помимо всего, проявляется в большом числе субмеридиональных нарушений, поперечных простиранию КП. Выделяются два грабена северо-восточного простирания, выполненные триасом, и впадина, выполненная средней юрой в платформенных фациях. Южная часть Сайской впадины рассечена в основном вертикальными разломами, а орогенный чехол северной части смят в крутые гребневидные складки. Кроме того, в орогенной толще находится несколько останцов предрифских покровов, во фронтах которых также прослеживаются гребневидные складки.

Формации Предрифской впадины своеобразны. На фундаменте лежит мощная (до 2000 м) толща триаса, представленная во впадине терригенно-соленосно-гипсоносной толщей, в которую включены многочисленные экзотические глыбы гнейсов изверженных пород. В самом Рифе триас карбонатный, т. е. типично альпийский. Нижняя юра также мощная, особенно в Сайской впадине, где она достигает 1200 м и сложена в основании доломитами, а в кровле — известняками и мергелями. Средняя юра — это комковатые красноцветные известняки с аммонитами (Ф аммонитико-россико?), а верхняя представлена сланцевой песчаной толщей в основании и титонскими известняками в кровле. Маломощные меловые и нижнепалеогеновые мергели имеют только локальное развитие в зоне Предрифских складок. В складчатой системе Рифа к юре относится сложный комплекс типичных геосинклиналиных Ф — радиоляритовая, пелагических известняков, флишевая. Мел развит во внешней зоне и представлен пестрыми мергелями.

В основании третичных отложений отмечается огромный перерыв — повсеместно отсутствуют палеогеновые, нижнемиоценовые, а на значительной площади и меловые отложения. В подошве третичных пород лежит мощная (до 1000 м) и развитая на большой площади тортонская олистострома. Выше залегают песчаники, мергели, аргиллиты, пески, глины, составляющие тонкую молассу (около 2000 м). Вся толща терригенных отложений смята в складки.

Принятая схема единства Предбетской и Предрифской впадин находится в противоречии с представлениями о Гибралтарском разломе как

о крупнейшем шве между двумя литосферными прогибами [Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1980]. Однако чрезвычайное сходство строения Бетских и Рифских Альпид и непосредственное протяжение однотипных структурно-формационных зон из одной области в другую говорят о принадлежности этих областей к единой литосферной плите, границы которой, вероятно, проходят южнее, возможно вдоль южного края Северо-Африканской молодой ПЛ.

Предрифская впадина имеет небольшие запасы нефти и газа. Единичные месторождения газа и нефти отмечаются в западных частях впадины и относительно большое число месторождений — на восточном склоне погребенного выступа, ограничивающего Сайскую впадину. В последней, кроме того, отдельные месторождения имеются на конседиментационных антиклинальных поднятиях, испытывавших активизацию в конце неогена, что привело к прорыву покровов ядрами структур. Антиклинали осложнены многочисленными разрывами. Некоторые месторождения двухъярусные: верхнее — в антиклинали, нижнее — на склоне горста.

Своеобразие нефтегазоносности Предрифской впадины проявляется в наличии многочисленных залежей в кварцитах и хлоритовых сланцах палеозоя на склоне погребенного поднятия, в зоне региональных разломов. Коллекторами служат сильно трещиноватые породы или кора выветривания, перекрытые глинами миоцена. В ряде месторождений нефть содержат доломитизированные известняки нижней юры. Единичные месторождения находятся в песчаниках доггера и миоцена, причем именно в этих горизонтах есть как нефть, так и газ. Все месторождения мелкие.

Гвадалквивирский КП относится к разряду потенциально нефтегазоносных бассейнов, так как имеет многочисленные газопроявления, но не имеет разведанных месторождений.

Предтель-Атласский краевой прогиб

Тель-Атласская ГС, близкая по строению и набору Ф к Бетско-Рифской, отделена от последней выступом структур активизированной молодой ПЛ. На границе между МГС Тель-Атласа и молодой ПЛ существует КП, распадающийся на две впадины, условно называемые нами Западной и Восточная.

Западная впадина имеет протяженность около 250 км при крайне незначительной ширине. Северный борт ее перекрыт чешуями, сложенными тель-атласскими комплексами пород и надвинутыми друг на друга. Вдоль южного борта идет флексура с амплитудой до 500 м по кровле меловых отложений, снивелированная третичными молассами. Кровля доорогенных отложений в Южно-Тельской впадине находится на отметках 250–2000 м в юго-западной части и на значительно большей глубине — в северной. В основании орогенного комплекса лежит олистостромовый покров тортонского возраста. Существенную часть моласс составляет мергельный шпир.

Восточная впадина КП, по данным И.А.Кера [Тектоника..., 1973], протягивается на ~ 600 км и обрывается морем около г. Бизерта. Глубинное строение впадины плохо изучено. Молассы интенсивно дислоцированы в пределах всей впадины, причем большинство складок вытянуто вдоль регионального простираия КП, но некоторые секут КП.

Особенностями Предтеಲ್ಲьского КП являются большая мощность преимущественно карбонатных отложений юры—мела, наличие мощного палеогена в северной части, существенная карбонатность самих моласс. В Предтеಲ್ಲьском КП открыто два мелких месторождения нефти в эоценовых отложениях покровной зоны северного борта. Они приурочены к брахиантиклинали в пределах покровной чешуи. Продуктивны кавернозные известняки лютетского яруса мощностью 120 м и прослой песчаников в ипрском ярусе мощностью 30—35 м.

Как продолжение структур Северной Африки может рассматриваться о. Сицилия, так как на нем и на мелких островах между ним и Африкой прослеживаются основные структурно-формационные зоны Туниса.

В качестве КП выделяется молассовая впадина между Сицилийскими Альпидами и плато Рагуза (провинция Иблео). Протяженность наземной части КП 125, ширина до 100 км. Краткая его характеристика опубликовывалась у нас М. Манфредини [Тектоника..., 1964, 1978].

Соотношение впадины с ГС изучено плохо. Можно предполагать, что она заложена в значительной части на склоне ПЛ, так как в основании орогенных отложений имеется мощный, преимущественно карбонатный разрез триаса—мела, близкий тому, который вскрывается скважинами на плато Рагуза. На мезозой с перерывом и угловым несогласием налегают молассы эоцена—плиоцена. Особенность разреза — в наличии вулканогенных толщ на ряде уровней (в триасе, верхнем мелу, эоцене, миоцене), а также современных излияний. Вулкан Этна находится на периклинальном окончании прогиба. Мощность моласс, по геофизическим данным, до 7000 м.

Сицилийская впадина нефтегазоносна. Все месторождения приурочены к ее внешней зоне. Нефтяное месторождение Джела среднее по размерам, нефть находится в доломитах и известняках триаса и юры. Два газовых, также средних, месторождения (Гальяно и Бронте-Сан-Никола) расположены на склоне и вблизи вулкана Этна. Здесь продуктивны песчаники моласс.

Предапеннинский краевой прогиб

Предапеннинский КП выделяется условно. Не исключено, что в него включается ряд межгорных впадин. По трактовке М. Манфредини [Тектоника..., 1978], к КП относятся прогибы, выполненные верхними плиоцен-плейстоценовыми молассами. В пределах КП выделяются четыре "сектора", примерно соответствующие впадинам — Паданской, Адриатической, Бранданской и Сицилийской. Общая длина системы впадин (без Сицилийской, которую мы связали с Телль-Атласской СО) около 600 при ширине до 30 км. Впадины наложены на склон Адриатической (Апулийской) ПЛ; складчатые сооружения Апеннин местами надвинуты на молассы. Поздний, верхнемолассовый прогиб наследует впадины, обособлявшиеся уже в мезозое и миоцене, когда шло накопление нижних моласс в Паданской впадине (до 10 км) и своеобразных мощных (до 4000 м) битуминозных известняков в Адриатической впадине. Мощность верхней молассы максимальна на севере, в Паданской впадине на стыке Альп и Апеннин — до 7 км и минимальна на юге — 3 км. Молассовый комплекс дислоцирован. Брахиантиклинали группируются в полосы, вытянутые вдоль простирания впадин. Интенсивность дислокаций увеличивается вниз по разрезу.

Предапеннинский КП нефтегазоносен. Во впадинах (Паданской, Адриатической) много мелких, реже средних месторождений преимущественно газа, иногда — нефти. Основные продуктивные горизонты находятся в песчаниках верхней молассы. Ловушки имеются на всей площади впадин. На пригеосинклинальном борту встречаются месторождения в эрозионных выступах меловых известняков. Месторождение Пистиччи в меловых известняках перекрыто мощными (до 1000 м) пакетами геосинклинальных Ф.

Преддинарский краевой прогиб

Этот прогиб также условно выделяется между Динаридами и Адриатической ПЛ. Он представляет собой узкую полосу шириной в десятки и длиной около 800 км. На северо-западе соединяется с Предапеннинским КП. Прогиб в значительной степени покрыт морем в результате новейшей раздробленности и опускания. Сохранилось в основном его пригеосинклинальное крыло, сложенное флишем мела и палеогена. В прогнутых участках известна терригенная толща неогена мощностью примерно 5000 м.

Преддинарский КП нефтегазоносен в южной наземной части, кроме того, имеются единичные месторождения (Дуги-Оток) в пределах акватории Адриатического моря. Залежи преимущественно литологические на моноклиналях, связаны с пологими структурами, разбитыми сбросами. Продуктивны песчаники тортонского и сарматского возраста.

Предоманский краевой прогиб

Между Месопотамским и Предсулейман-Киртарским КП имеются две впадины, относимые иногда также к КП — Предоманская и Мекранская. Предоманская по общему структурному положению близка КП, а Мекранская — является "внутренней геосинклинальной впадиной". Предоманский КП открывается в Индийский океан, орогенные Ф имеются на о. Масира. На прилегающей части Аравийской плиты известны относительно крупные месторождения нефти, газа и газоконденсата (Нати, Фахуд, Джибал и др.) в известняках верхнего мела, достигающих здесь 600 м.

Предкиртарско-Сулейманский краевой прогиб

Предкиртарско-Сулейманский КП развит на стыке восточного окончания Альпийской складчатой зоны и Индостанской ПЛ. Прогиб имеет длину более 1200, ширину до 150, мощность орогенной толщи 6—10 км [Воскресенский и др., 1971]. Прогиб состоит из двух впадин — Предкиртарской на юге и Предсулейманской на севере, вытянутых вдоль фронта соответствующих антиклинорий (рис. 12). Антиклинории очень узкие, имеют протяженные офиолитовые пояса, фиксирующие эвгеосинклинальные зоны. Впадины разделены выступом передовых складок (так называемым Марри-Бугтинским поднятием) и Сакарским выступом ПЛ, почти смыкающимися друг с другом. На юге рассматриваемый КП открывается в Аравийское море, а на севере сливается с Предгималайским КП. Условной границей между ними служит система поперечных поднятий — Пезу-Манглинский складчатый пояс и Саргодийский выступ фундамента ПЛ. Прилегающая часть Предгималайского КП — Кохат-Потварская впадина — по истории развития близка к Предсулейманской и в доорогенный этап

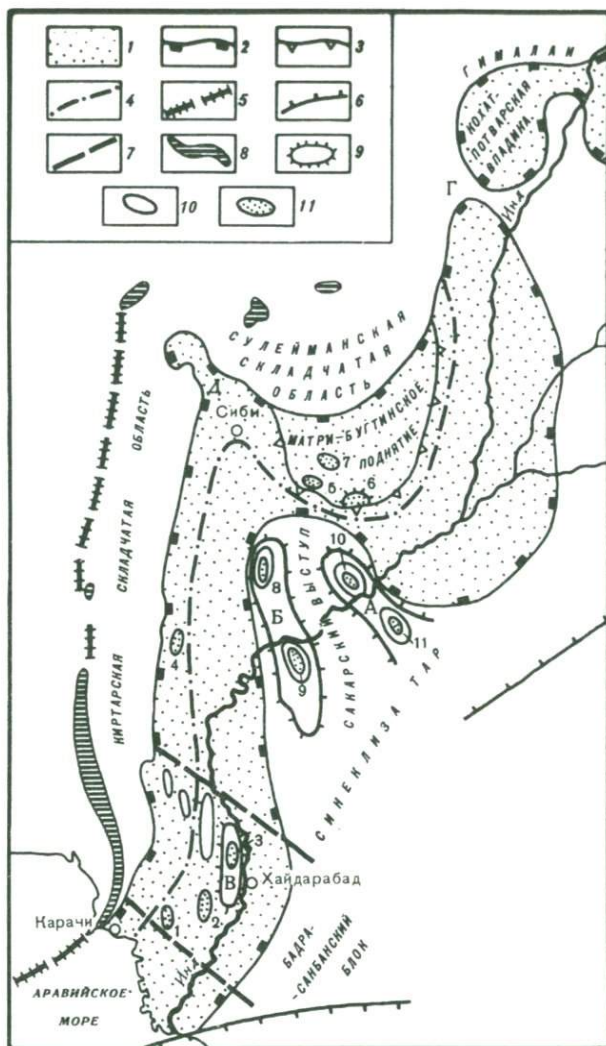


Рис. 12. Схема тектоники и нефтегазоносности Предкиртаро-Сулейманского КП. Составлена на основе работ [Тектоника..., 1966; Справочник..., 1976]

1 — КП; 2–3 — границы: 2 — КП, 3 — крупных поднятий; 4 — осевая линия КП; 5 — главнейшие глубинные разломы; 6 — надвиги; 7 — поперечные разломы; 8 — офиолиты; 9 — рифовые массивы; 10 — локальные поднятия; 11 — месторождения газа. Буквы на схеме — валы: А — Мари-Кандхотский, Б — Джейкобабад-Хайрпурский, В — Котринско-Хайдарабадский, Г — Пезу-Манглинское поднятие, Д — Сибирский прогиб.

Цифры на схеме — месторождения газа: 1 — Сари-Синг, 2 — Хунди, 3 — Лакра, 4 — Мазарани, 5 — Уч, 6 — Суни, 7 — Зин, 8 — Джейкобабад, 9 — Хайрпур, 10 — Кандхот; 11 — Мари

развивалась вместе с ней, но в современной структуре, скорее, является частью Предгималайского КП.

Внутренняя структура Предсулейманской впадины почти не изучена. Лучше исследована Предкиртарская впадина. Она имеет протяженность наземной части 600 км, продолжается в Индийском океане вдоль поднятия Аравийско-Индийского хребта, мощность орогенных отложений в ней 6000–10 000 м. Мощности нижележащих отложений не известны. В южной части ее обособляется широкая полоса крупных пологих складок – так называемое поднятие Бадра-Санбан, которое иногда [Соколов, 1968] рассматривается как самостоятельная структура, разграничивающая Предкиртарский КП от расположенного южнее Карачинского периклиналиного. Нам представляется более рациональным рассматривать всю эту территорию в пределах КП и соответственно выделять приподнятый Бадра-Санбанский и опущенный Карачинский поперечные блоки Предкиртарской впадины.

В складчатой зоне Предкиртарской впадины откартирован ряд структур, как узких типа линейных складок, так и более пологих. Наиболее крупная структура – Котринско-Хайдарабадский вал – вероятно, расположена на внешнем крыле прогиба, так как подобные валы – Джейкобабад-Хайпурский, Мари-Кандхотский – известны на склоне Тарской синеклизы ПЛ. Мощность послеоурских отложений на этих валах всего 2000–2500 м.

Своеобразная структура рассматриваемого КП – поперечный прогиб Сиби, далеко входящий в СО на стыке Киртарской и Сулейманской СО. Он выполнен неогеновой молассой мощностью 7 км. Прогиб Сиби формально является межгорным, однако, по существу, это часть внутренней зоны Предкиртарской впадины.

Раннеальпийский этап развития Киртаро-Сулейманской ГС начался отложением карбонатных толщ карбона и перми, которые сменились терригенными и, в частности, сланцевой Ф триаса и юры. В юре на широкой площади МГС шло накопление карбонатной Ф, сменявшейся на ПЛ терригенно-карбонатной толщей. На границе Ф местами имелись рифогенные отложения. Примерно в той же зоне рост рифов предполагается в мелу и раннем–среднем палеогене [Соколов, 1968]. В мелу полоса предполагаемых рифов разделяла вулканогенную и глинистую карбонатную Ф, а в палеогене – карбонатный флиш и карбонатно-соленосную Ф. Орогенный этап в олигоцене начался ростом КП на восточной окраине МГС, что сопровождалось накоплением морской флишoidalной толщи в Макранской впадине и пестроцветной тонкой молассы в КП. Тонкая моласса, особенно мощная (до 2500 м) на юге прогиба, к северу постепенно сокращается и совсем отсутствует в прогибе Сиби. Тонкая моласса накапливалась на карбонатно-соленосной Ф, которая трактуется как миогеосинклиальная, и на замещающей ее по простиранию платформенной глинисто-карбонатной Ф. Если характеристика меловых и палеогеновых Ф, даваемая выше, верна, то Предкиртарская впадина в значительной своей части заложена на миогеосинклиальном основании. Верхние грубые континентальные молассы (Сиваликская Ф) имеют мощность до 7000 м.

Предкиртаро-Сулейманский КП газоносен. Залежи газа приурочены к доорогенным отложениям, в основном к эоценовым и палеоценовым,

в меньшей степени – к меловым. Газоносны пачки известняков мощностью 60–100 м, залегающие среди глин (месторождения Мари, Суни и др.), а также предположительно рифогенная толща (главный известняк Суни) нижнего эоцена-верхнего палеоцена, имеющая изменчивую мощность от 200 до 700 м (месторождения Суи, Уч, Зи, Мазараки, Кандхот и др.). Гораздо меньшее значение имеет газоносный горизонт палеоцена–мела. Это пласты песчаников мощностью 6–12 м, перекрываемые глиною, в свитах Паб и нижний ранникот (месторождения Лакра, Хунди). В каждом месторождении, несмотря на значительную мощность продуктивной толщи (до 1100 м), отмечается всего по одному пласту-коллектору.

Газовые месторождения сосредоточены в основном на антиклинальных структурах складчатого Мари-Бугтинского поднятия, где находятся крупнейшее месторождение Суи и крупное – Уч, а также на валах края ПЛ (месторождение Мари). Остальные месторождения – средние и мелкие, встречаются в южной части прогиба на внутреннем и внешнем бортах. Залежи приурочены к различным структурам – к брахиантиклиналям, наложенным на рифовые массивы (Суи), к куполовидным складкам с амплитудой 150 м и к узким асимметричным антиклиналям с амплитудой до 400 м, нарушенным продольными разломами.

Предгималайский краевой прогиб

Предгималайский КП вытянут по границе Гималайского мегантиклинория и Индостанской древней ПЛ. Это один из наиболее крупных КП мира – длина его более 2700 при ширине до 200 км, мощности собственно орогенных отложений достигает 12 км. Однако природа этого прогиба спорная. Ряд исследователей [Ганссер, 1965; Резвой, 1964; Петрушевский, 1970] считают, что Гималаи не имели альпийского геосинклинального этапа развития и возникли за счет активизации окраин Индостанского щита. Если эти точки зрения справедливы, то Предгималайский прогиб не краевой, а предгорный. Однако М.В. Муратов [1978] проанализировал имеющиеся данные и пришел к выводу, что Гималаи должны все же включаться в состав альпийских геосинклинальных СО.

Главная характерная черта Гималаев – большая ширина полосы краевого поднятия, в которой развивались отложения, близкие к платформенным, и чрезвычайно узкая эвгеосинклинальная зона. Другая существенная особенность геосинклинальной системы Гималаев, по мнению М.В. Муратова, – ее более позднее заложение (только с мела); однако с последним заключением трудно увязываются имеющиеся данные о мощных карнижских рифогенных известняках и юрском комплексе осадков глубоководной впадины, локально сохранившихся в Высоких Гималаях. Не исключено, что своеобразие Предгималайского КП определяется как особенностями Гималайской СО, так и тем, что в значительной своей части он наложен на древний щит ПЛ, а не на плиту, как большинство КП.

Предгималайский КП расположен в зоне, рассматриваемой многими как пример зоны крупного подвига, т. е. ряд исследователей допускают подвигание платформы Индостана под палеоокеанические впадины Центральной Азии [Керри, Мур, 1978]. Эти авторы предполагают, что столкновение Индостана и Азии и возникновение зоны субдукции произошло в

позднем палеоцене, продолжалось в течение всего неогена и идет в настоящее время. Однако бесспорных обоснований вышесказанного пока нет, как нет их и для всех зон субдукции, намечаемых в пределах современных континентов.

В области сочленения Гималаев и Индостанской ПЛ выделяются четыре продольные зоны: 1) предгорная впадина; 2) Низкие Гималаи – широко протяженное краевое поднятие, сложенное допалеозойскими и палеозойскими отложениями, собранными в серии надвинутых друг на друга чешуй; 3) полоса до 100 км шириной, включающая впадины, выполненные миогеосинклинальными отложениями мезозоя; 4) очень узкий трог Инда с флишевыми Ф. Еще севернее выделяется очень узкая прерывистая полоса конгломератов Кайлос мощностью более 4000 м. Эта полоса, возможно, должна рассматриваться как зачаточный КП северного ограничения Гималайской области.

Границей между Предгималайским КП и Гималайским мегантиклинорием является Главный пограничный надвиг – серия крупных надвигов. Исследователи Гималаев [Ганссер, 1965] допускают, что крутые поверхности надвига на глубине выколаживаются, что приводит к перекрытию значительной части КП структурами Гималаев (рис. 13). Граница впадины прогиба с надвинутыми на нее по Главному пограничному надвигу шарьированными пластинами морфологически очень четкая. Однако под докембрийскими – мезозойскими, сильно дислоцированными породами нередко просматриваются третичные молассы. Внешняя граница КП весьма условна и четко проводится только на крайнем северо-западе, где она подчёркнута надвигами Соляного хребта. Западное окончание КП также несколько спорное, так как оно находится в зоне стыка разнонаправленных складчатых систем и маскируется рядом поперечных поднятий и впадин. На юге-востоке КП упирается в Шидлонгский выступ ПЛ, вдоль которого отмечается крупное разрывное нарушение.

Предгималайский КП разделяется на три участка – впадины: 1) Кохат-Потварскую, 2) Северо-Западную, 3) Гангскую. Граница между двумя первыми – крупный субмеридиональный сдвиг, а между второй и третьей – погребенное продолжение Аравалийской складчатой зоны, т. е. полосы складчатого палеозоя в теле Индийской ПЛ. Эта рифтовая структура проявляется также в Гималаях в виде серии поперечных структур. Кохат-Потварская впадина отличается от остальной части КП более полным разрезом, в частности большей мощностью и полнотой палеогеновых отложений. В остальных впадинах неогеновая моласса ложится на докембрийские или маломощные пермо-триасовые отложения. В пределах молассового комплекса выделяются три Ф – Марийская континентальная красноцветная моласса (до 2500 м), Сиваликская грубая континентальная моласса (свыше 5000 м) и более тонкая аллювиальная моласса Индо-Ганга.

Предгималайский КП нефтеносен только в северо-западной части. Нефтеносны горизонты известняков (до 28–100 м) в эоценовых терригенно-карбонатных толщах. Ловушки – крупные антиклинальные складки амплитудой 200–300 м. Ранее эксплуатировались залежи из отложений Марийской молассы (слой Потвар).

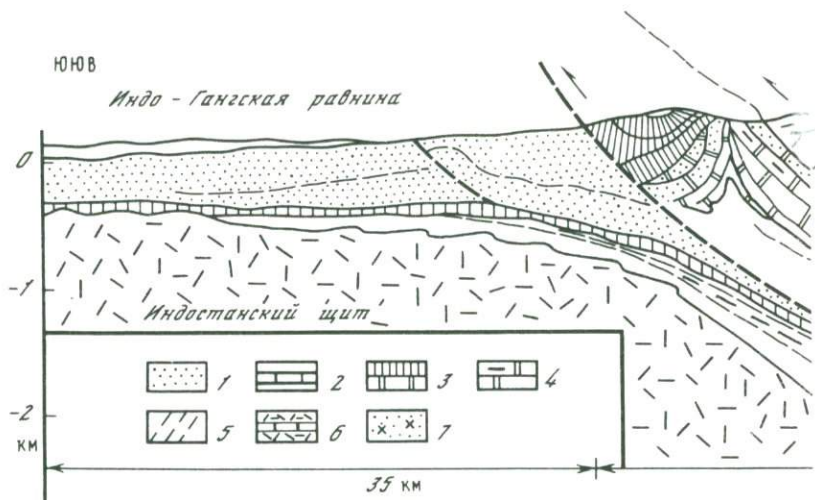


Рис. 13. Геологический профиль через Центральные Гималаи [Гансер, 1965]

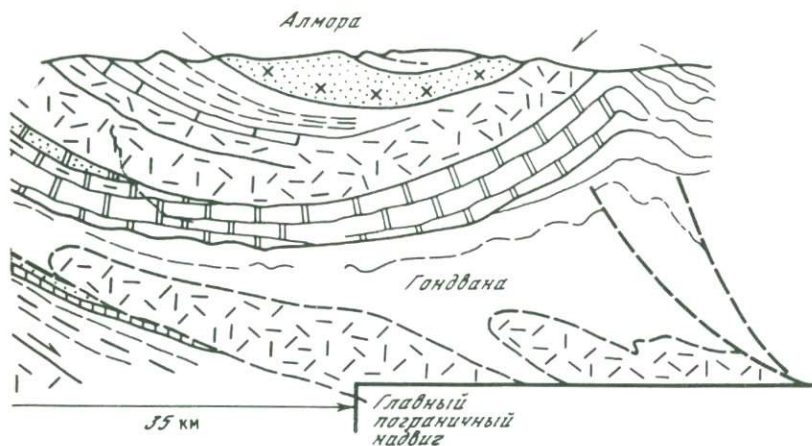
1 — сивалик; 2 — эоцен; 3 — пояс Кроля (пермь — мел, относительно маломощные отложения); 4 — отложения Низких Гималаев; 5 — кристаллические сланцы; 6 — докембрий; 7 — граниты (главным образом мезозойские)

Краевые прогибы герцинид Средиземноморского складчатого пояса

Сохранность КП герцинид Западной Европы определилась тем, что часть их вошла в фундамент молодой ПЛ, а часть — перекрыта альпийскими ГС. На периферии рассматриваемой зоны выделяются следующие КП: 1) Субгерцинский, 2) Верхнесилезский, 3) угленосный бассейн Колом-Бешар-Кенадзе, 4) Предбалканский погребенный. Кроме того, некоторые исследователи относят к КП и впадины: 5) Львовско-Люблинскую, 6) Преддобруджинскую, 7) Астурийскую, 8) перед краем Карпинского.

Субгерцинский краевой прогиб

Под названием "Субгерцинский прогиб" всеми, вслед за Г. Штилле и Э. Зюссом, понимается широкая полоса перед северным фронтом герцинид, однако ни протяженность КП вдоль зоны сочленения, ни северная, внешняя, граница, ни внутреннее его строение не известны. Нами он выделяется в промежутке от п-ова Южный Уэльс до р. Эльбы (рис. 14, вкл.), т. е. на том отрезке, где в зоне сочленения имеются миогеосинклинальные отложения палеозоя и цепь впадин, выполненных формациями КП. Восточнее, в Предсудетской ступени, где впадины молодой ПЛ контактируют с древними выступами Чешского массива, нет оснований для выделения КП, хотя там и распространена складчатая моласса. За северную границу КП условно принимается зона сокращенных мощностей угленосных моласс, а за границу внешней и внутренней зон КП — граница распространения интенсивно дислоцированного палеозоя. В принятых границах Субгерцинский КП имеет длину до 1200 и ширину до 150 км. Сведения об



этом КП встречаются в общих неоднократно упоминавшихся работах по КП и тектонике Европы, а существенные дополнения к пониманию геологии региона дают работы В.А. Буша и др. [1976], Т.С. Бандловой [1975], Р.Г. Гарецкого и др. [1977], Г.Х. Дикенштейна и др. [1975], Ю.А. Иванова и Л.Г. Кирюхина [1980], Г. Лютцнера и др. [1977].

Для Рено-Герцинской миогеосинклинальной области типично расчленение на поднятые и опущенные блоки зонами дробления субмеридионального простирания. Часть этих субмеридиональных разломов и зон дробления были активными не только в герцинском этапе, но и значительно раньше и значительно позже, и являются главнейшими тектоническими линиями Европы типа линейамента Рейн—Осло. По кровле палеозоя выделяется несколько поднятых и опущенных участков, протягивающихся субмеридионально, поперек складчатой зоны и в прилегающей части молодой ПЛ. Соответственно и в пределах КП выделяются приподнятые и опущенные участки: амплитуда смещения весьма значительная. Учитывая, что расчлененность определена в основном субмеридиональными разрывами, представляется правильным большинство этих участков назвать блоками, а не впадинами. В пределах КП выделяются (с запада на восток) (см. рис. 14): 1) Южно-Уэльский приподнятый блок, 2) Лондонский опущенный блок, 3) Предарденнская впадина, 4) Нижнерейнский грабен, 5) Рурский приподнятый блок, 6) Везерский опущенный блок 7) Предгарцкий приподнятый блок.

Только в трех блоках (1, 3, 5) известны формации КП и относительно хорошо изучена структура. Остальные блоки ввиду их опущенности (2, 4, 6) или перекрытости наложенными структурами (7) очень плохо освещены в литературе.

Южно-Уэльский блок соответствует Южно-Уэльскому угольному бассейну. Южный борт его образуют сланцевые толщи кульма (Девонский синклиорий) и складки Гемпширского бассейна — интенсивно дислоцированная мезозойская толща. Особенность бассейна — в наличии восточ-

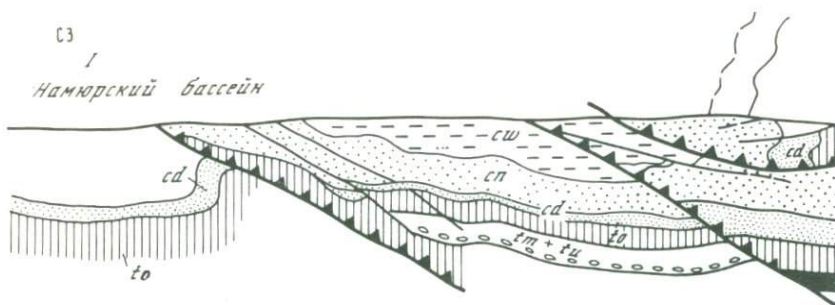


Рис. 15. Геологический профиль через преарденнскую часть Субгерцинского КП (см. рис. 14) [Рутген, 1972]

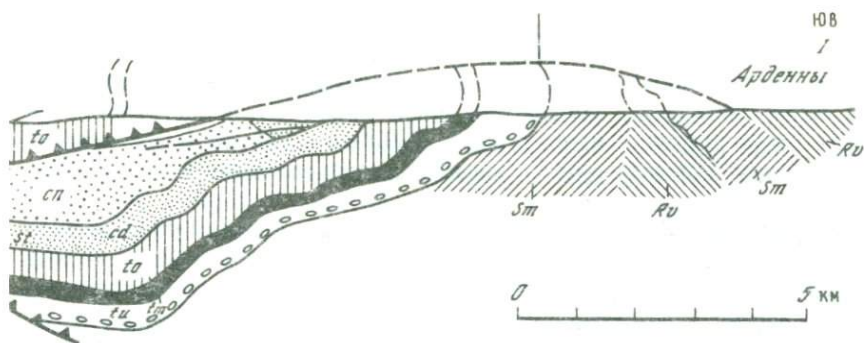
cw, sp — верхний карбон, вестфал и намюр; cd — нижний карбон, динант; to, tm, tu — верхний, средний и нижний девон; Sm — ордовик; Rv — кембрий (?)

ного складчатого обрамления вариссийской системы Молверн, отходящей почти перпендикулярно от основного фронта герцинид на север. Бассейн в целом имеет овальную форму (длина около 100, ширина до 30 км), синклинальное строение, осложненное чрезвычайно сложными, мелкими, быстро изменчивыми складками. Орогенный комплекс (намюр и вестфал) относительно маломощный, хотя и сложен паралической угленосной молассой. Структура Южно-Уэльского блока определена вариссийской складчатостью, захватившей обширные площади молодой ПЛ. Орогенные Ф в нем подстилаются платформенным комплексом, смена которого геосинклинальными Ф происходит южнее впадины, в синклинории Кульм. Внутриформационные несогласия, перерывы в осадконакоплении не сопровождаются угловыми несогласиями.

По мнению Ф.У. Даннинга [Тектоника..., 1964], Южно-Уэльский угольный бассейн не должен относиться к краевым, так как под ним не имеется компенсационной впадины герцинского орогенеза, а накопление моласс происходило на огромной площади в многочисленных мелких впадинах каледонского расчлененного фундамента, активизированного в герцинский этап. Точка зрения Ф.У. Даннинга представляется нам весьма вероятной, тем не менее наличие в этом регионе формационного ряда, типичного для КП, позволяет условно включить Южно-Уэльский угольный бассейн в КП.

Нужно подчеркнуть, что общая активизация каледонского основания в герцинский этап обусловила сложные фациальные соотношения в позднепалеозойском осадочном чехле Англии. В платформенной палеозойской толще имеются и карбонатные банки с рифовыми телами, и мощные глинистые толщи, и эффузивная, и угленосная Ф.

Преарденнская впадина — узкая (5–40 км) отрицательная структура длиной более 250 км на границе между Арденнами, Брабантским массивом и Северо-Германской впадиной. Часть Арденн и КП перекрыты северным бортом Парижской впадины и тем не менее Преарденнская впадина — структура с наиболее четкими границами во всей системе пограничных структур Западно-Европейских герцинид.



Предарденнская впадина состоит из двух продольно вытянутых структур — Динантского синклинория и Намюрского бассейна, подробно описанных Ю.М. Пушаровским [1959]. Принадлежность Динантского синклинория к КП, а не к складчатым герцинидам может быть оспорена, так как он структурно тесно связан с КП. Однако наличие в нем остатков угленосной молассы паралического типа разрешает относить его к КП [Пушаровский, 1959]. Структурно граница между Динантским и Намюрским синклинориями выражена очень резко в виде Главного Южного надвига значительной амплитуды. В Динантском синклинории сохранилось несколько останцов покровов. Наиболее северным из них, вероятно, является антиклиналь Кондроза (рис. 15). В Намюрском бассейне останцы шарьяжей отсутствуют, но толщи сильно раздроблены и смяты, причем все нарушения имеют южное падение. Вдоль расколов распространены узкие гребневидные антиклинали, разделенные относительно более широкими синклиналиями. На склоне Брабантского массива интенсивность складчатости резко уменьшается.

Если сравнивать структуры Предарденнской впадины с другими КП, то можно заметить, что Динантский синклинорий более всего напоминает зону передовых складок, Намюрский — внутренние зоны КП и только узкая полоса склона Брабантского массива имеет структуры, типичные для внешних бортов КП, т.е. особенностью Предарденнской впадины является редуцированность внешнего борта КП. Последнее связано с тем, что Брабантский массив был поднят в посторогенную стадию, что видно по широкому развитию паралической угленосной молассы на его склонах.

Рурский блок вытянут вдоль синклинория Зауэрланд-Рейнских сланцевых гор. В отличие от многих других зон сочленения на границе со складчатой зоной в нем нет надвигов, а имеется кулисообразное погружение складок, т.е. то сочленение, что описано как "сквозное пересечение" С.П. Вальбе [1971]. При этом граница КП сечет структурно-формационные зоны Зауэрландского синклинория. К Рурскому блоку приурочен Рурский угольный бассейн. Рурский блок примерно соответствует двум субмеридионально вытянутым поднятиям догерцинского основания [Буш и др., 1976].

Характер нарушений и связанных с ними структур Рурского блока существенно отличается от таковых Намюрско-Динантской впадины, в ко-

горой основную структурообразующую роль играли крупноамплитудные надвиги, захватывающие как доорогенные, так и орогенные толщи. В Рурском бассейне, судя по опубликованной литературе, основное значение имели пологие разрывы внутри орогенной толщи, не идущие ниже глинистой толщи нижнего карбона, выступившей в качестве толщи срывов и скольжения. Рурский блок в значительной части перекрыт более молодыми отложениями.

Суммируя, можно сказать, что главными особенностями Субгерцинского КП являются: а) его раннее заложение (наюр) и короткий период формирования — перекрытие платформенной структурой произошло уже в ранней перми; б) выполнение угленосными Ф; в) перекрытие мощным осадочным чехлом наложенной платформенной впадины. Можно предполагать, что эти особенности определены тем, что Субгерцинский КП развился не на стыке СО и ПЛ, а на стыке разновозрастных блоков в пределах одной платформы.

Зона сочленения Западно-Европейских герцинид с Североморской впадиной молодой ПЛ бедна залежами углеводородов. Выведенные на поверхность угленосные бассейны вообще не содержат скоплений нефти и газа. В прилежащей Северо-Германской впадине имеются месторождения, определяющие колоссальные запасы Центрально-Европейского бассейна. Некоторые нефтегазоносные области Центрально-Европейского бассейна частично или полностью расположены над погребенным КП и содержат залежи как в платформенных, так и в орогенных Ф. Таковы нефтегазоносные области Бройшtedт-Гамбургская, Гифхорн, Нижнесаксонская, Аллер. Единичные месторождения имеются в зоне передовых складок и во внутренней зоне Предгарцкого блока КП — Вустров и Зальцведель. Кроме того, большое число месторождений находится в зоне складчатой молассы на Предсудетской ступени.

Особенность Субгерцинского КП — в широком стратиграфическом диапазоне нефтегазоносности — от карбона до неогена. Наиболее древним нефтегазоносным горизонтом является верхний карбон, который содержит крупные залежи газа, вскрытые на месторождении Реден. Практически повсеместно в пределах Североморской впадины газоносен саксоний — терригенная пачка ротлигенда мощностью 200–700 м на западе и 50–5000 м на востоке [Бандлова, 1975]. В месторождениях Фальштейн, Вустров, Зальцведель, а также в месторождениях-гигантах Гроотхаузен, Слехтерен промышленно газоносны именно песчаные толщи ротлигенда. Региональными покрывками для газоносных отложений ротлигенда служат солоносные пачки нижней и верхней перми. Также регионально нефтегазоносны отложения цехштейна, содержащие как газ, так и нефть. В них имеется два карбонатных, нередко рифогенных продуктивных горизонта — основной известняк и главный доломит. Именно с ними связываются основные перспективы Предсудетской моноклинали. В главном доломите открыт ряд залежей нефти и газа в Нижнесаксонской впадине КП.

Залежи верхнего карбона, ротлигенда и триаса — толщ, изначально лишенных или бедных ОВ, вероятно, возникли при метаморфизме нижележащих углей, а УВ цехштейна имеют принципиально иное происхождение и связаны с преобразованием ОВ этого сложного полифациального комплекса [Глушко и др., 1976].

Предмораво-Силезский (Верхнесилезский) краевой прогиб

В качестве Предмораво-Силезского КП выделяется структура восточного обрамления Западно-Европейских герцинид, вытянутая вдоль Мораво-Силезской ГС. От этого КП сохранился лишь Верхнесилезский угольный бассейн. В нем известны смятые в складки паралическая угленосная Ф намюра, лимническая угленосная Ф вестфала и несогласно лежащие на них Ф аркозовых песчаников верхнего карбона (стефания) и мало-мощная красноцветная континентальная моласса перми. Во многих участках палеозойские Ф перекрыты триасовыми и более молодыми толщами платформенного облика, т. е. Верхнесилезский бассейн является в некоторой степени погребенным КП. Толща платформенных отложений расчленена густой сетью крутых разломов, а допермские отложения смяты в складки, более интенсивные вблизи Мораво-Силезской зоны, однако распространены на всю ширину КП.

Предбалканский краевой прогиб

Еще южнее, на Балканском полуострове, погребенная Предбалканская краевая система выделена А.А. Беловым [1970]. Она расположена между Банатским и Балканским синклиниями с одной стороны и Мизийской плитой с другой и состоит, по мнению А.А. Белова, из грабенообразной впадины и прилежащих к ней плоских мульд, находящихся на Мизийской плите.

Банатский и Балканский синклинии сложены Ф, образующими ряд, близкий Южно-Уральскому [Белов, 1970]. Угленосная Ф среднего–верхнего карбона, выполняющая грабен, смята в складки; пермские вулканогенно-красноцветная и соленосная Ф выполняют мулду. Весь комплекс погребен под чехлом Мизийской ПЛ.

Впадина Колом-Бешар-Кенадзе

Наиболее южный КП рассматриваемой складчатой зоны фиксируется бассейном Колом-Бешар-Кенадзе, расположенным на стыке Северо-Африканских герцинид и Африканской древней ПЛ, т. е. по структурному положению резко отличается от других КП Средиземноморских герцинид. Тем не менее он выполнен также угленосной молассой примерно того же возраста, что и Субгерцинский КП.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И АРКТИЧЕСКОГО СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Урало-Монгольский складчатый пояс обычно рассматривается как зона от Новой Земли на севере до палеозойд Монголии на востоке. Весь этот протяженный складчатый пояс имеет один классический КП – Предуральский – и несколько весьма спорных КП – например Кузбасская и Карагандинская впадины, рассматривающиеся Н.А. Херасковым как КП. Также к этому поясу, вероятно, относятся впадины Тянь-Шаня – Чаткало-Нарынская, Муздукская, трактуемые иногда как КП [Эктова, Бельговский, 1980].

Арктический пояс выделяется далеко не всеми. Возможно, к нему относятся герциниды Новой Земли и Таймыра и связанные с ними КП.

Предуральский краевой прогиб

Предуральский КП – тектонотип краевых прогибов – описан неоднократно. Ему посвящен ряд монографий [Богданов, 1947; Проблемы..., 1973; Камалетдинов, 1974; Наливкин, 1950; Хворова, 1961; Сенченко, 1976; Меламуд, 1981] и огромное число статей [Дедеев, Султанаев, 1971; Казанцев, 1974; Камалетдинов и др., 1980; Оффман, Буш, 1980; Султанаев, 1971; Шершнев, Софроницкий, 1980; Хатьянов, 1980; Габелия и др., 1980; Лисовский и др., 1980] и др. Учитывая широкую известность общих сведений по тектонике и нефтегазоносности Предуральского КП, а также то, что ниже, при описании основных особенностей КП, постоянно будут использоваться данные по Предуральскому КП, не будем останавливаться на нем в настоящей главе. Подчеркнем только, что Предуральскому КП свойственны линейность, расчлененность на отдельные впадины, четкая продольная и поперечная зональность, сложное строение внутренней зоны и зоны передовых складок (рис. 16, вкл.), а также закономерная смена формаций в вертикальном и горизонтальном рядах. Предуральскому КП посвящены также рис. 23, 26, 29.

Предтаймырский краевой прогиб

Предтаймырский краевой прогиб – крупный погребенный КП длиной до 1200, шириной 200–400 км. Предтаймырский КП, так же как и Предуральский, развит на стыке герцинид с древней ПЛ, однако особенности его определены формированием молодой Западно-Сибирской ПЛ, вовлекшей Предтаймырский КП в устойчивое прогибание в мезозое [Атласов, 1977; Погребницкий, 1971; Тальвирский, 1976]. Предполагаемая глубина залегания кровли фундамента, вероятно, более 15 км, мощность палеозойской доорогенной толщи не определена, орогенной (верхний карбон–триас) – 3–4 км, перекрывающей ее платформенной мезозойской толщии – от 2–3 до 9 км. В настоящее время изучено строение только мезозойского чехла, в котором выделяется ряд крупных структурных форм. Предполагается наличие крупного герцинского поперечного поднятия амплитудой до 6 км, проявившегося в виде Ангаро-Горбитского поднятия и в современной структуре.

Предтаймырский КП имеет небольшое месторождение нефти в орогенном пермо-триасовом комплексе и гораздо более существенные залежи газа и газоконденсата – в мезозойском.

В пределах Арктического и Урало-Монгольского поясов имеется ряд впадин, относимых нередко к категории КП. Чаше других выделяются следующие КП.

Новоземельский [Тектоника..., 1966] – герцинский прогиб на юго-восточном берегу архипелага – признается за краевой не всеми исследователями. По мнению В.И. Бондарева, Ю.П. Ершова, Б.С. Ипатова, И.А. Андреева (1979 г.), на Новой Земле нет герцинского КП, а есть раннекарибский КП (Предновоземельский) к западу от о-ва Новая Земля.

Кузнецкий [Шлезингер, 1974] прогиб развит на стыке герцинид Салаира и Колывано-Томской дуги с каледонидами Кузнецкого Алатау, т. е. имеет место такое же общее структурное положение, как у КП Западно-Европейских герцинид. Однако этот прогиб выполнен лимнической

угленосной молассой, что сближает его с внутренними впадинами орогенных областей. Прогиб не нефтегазоносен.

К а р а г а н д и н с к и й бассейн редко рассматривается как КП, но тем не менее именно так расценивал его Н.П. Херасков [1967, с. 302], считавший, что нет никаких причин выделять его в другую группу впадин, чем субгерцинские впадины Европы.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ ИНДОНЕЗИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Еще недавно Средиземноморский складчатый пояс принято было рассматривать как более протяженную структуру, чем сделано выше, т.е. включать в него кайнозойские ГС Юго-Восточной Азии. Однако несколько более молодой возраст этих ГС, их возможное заложение на океанической коре, что не свойственно Средиземноморскому кайнозойскому поясу, заставляют выделять кайнозойские ГС в особый Индонезийский пояс [Муратов, 1978]. В пределах этого пояса известен Предараканский (Восточно-Пакистанский) КП и, возможно, намечается ряд КП около ГС, не завершивших своего развития, — впадин островов Суматра, Ява, Калимантан. Природа последних впадин пока недостаточно ясна. По мнению Р.Д. Родниковой, Ю.Г. Зориной, М.М. Афанасьева, И.П. Пшенина [1980], это КП несколько разного возраста, относящиеся к структурам Тихоокеанского пояса. По мнению других авторов, эти острова относятся уже к Индонезийскому складчатому поясу, однако природа нефтегазоносных впадин остается спорной, поэтому они не рассматриваются в настоящей книге.

Предараканский краевой прогиб

Предараканский КП — крупнейший КП кайнозойской Азии — вытянут в меридиональном направлении вдоль хребтов Араканского и Нага Бирманской СО. Длина его наземной части около 1000 км. КП состоит из двух впадин — Ассамской и Предараканской и открывается в морскую Бенгальскую впадину (рис. 17).

Северная часть прогиба — Ассамская впадина — зажата между восточным окончанием Гималаев и горами Нага. Эта впадина иногда рассматривается как часть Предгималайского КП, однако структурная зональность впадины говорит о ее связях с Бирманской складчатой системой, так как в Ассамской впадине именно юго-восточный борт смят в складки, а северо-западный, Гималайский, мало дислоцирован. По формационной характеристике и особенностям нефтегазоносности Ассамская впадина также ближе к Предараканской, чем к Предгималайской. Ассамская впадина ограничена на северо-востоке крутым изгибом Гималаев, вдоль которых проходит крупный разлом, а на юго-западе — Шидлонгским выступом Индостанской ПЛ. На границе с Бирманской СО по границе между складчатой зоной Ассамской впадины и ее малодислоцированной частью протягиваются крупные региональные надвиги — Дисанг и Нага. Складчатый борт Ассамской впадины очень узкий. Суммарная мощность орогенных отложений примерно 5 км.

Предараканская впадина вытянута вдоль Араканского антиклинория — узкой, но протяженной структуры, восточнее которой находится также

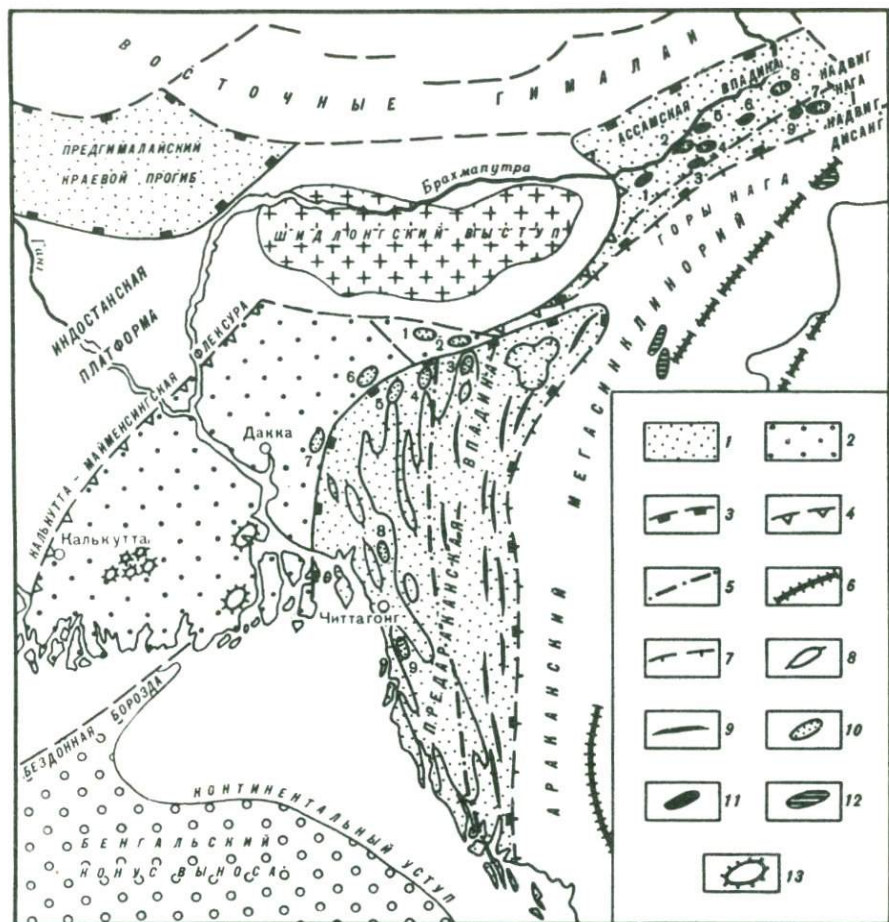


Рис. 17. Схема тектоники и нефтегазоносности Предараканского КП

1 - КП; 2 - предполагаемый КП; 3 - границы КП; 4 - границы предполагаемого КП; 5 - осевая линия Предараканского КП; 6 - разломы; 7 - надвиги; 8 - локальные складки; 9 - линии антиклинальных поднятий; 10-11 - месторождения: 10 - газа, 11 - нефти; 12 - гипербазиты; 13 - предполагаемые рифовые массивы

протяженная Ирравадийская впадина-синклиорий. Если принимать КП в границах, выделенных Ю.М. Пуцаровским (см. рис. 17), то можно сказать, что особенностью Предараканской впадины является относительно большая ширина интенсивно складчатой зоны и узость пояса куполовидных структур, напоминающих скорее антиклинали, чем платформенный купол. Зона куполовидных структур, кроме того, намного короче складчатой, так как часть ее "съедена" морем. Имеется другая точка зрения, по которой платформенное крыло прогиба, наоборот, очень широкое и за границу КП принимается Калькуто-Майменсингская флексура. В пределах этого чрезвычайно широкого борта намечено несколько седиментационных (рифовых?) структур. Граница КП по Калькуто-Майменсинг-

ской структуре хорошо увязывается с контурами Бенгальского конуса выноса, являющегося, по существу, третьим звеном КП Бирманской СО.

Предараканская впадина — глубокая структура, орогенные отложения олигоцена—неогена в которой имеют мощность более 10 км. Мощность доолигоценых отложений неизвестна. По геофизическим данным предполагается, что толща мела и палеогена достигает 10 км и максимальные мощности ее сосредоточены в полосе северо-восточного простирания, секущей южное окончание КП и уходящей в Араканскую ГС. Предполагается, что заложение Араканской ГС произошло в раннем мелу, после раздробления материка Гондваны и возникновения Бенгальской впадины с океаническим дном.

Наиболее древние известные Ф этого КП относятся к мелу. Это терригенно-карбонатная толща с офиолитами в Араканском антиклинории и флиш Нага. С угловым несогласием на них залегает изменчивая по простиранию Бараильская Ф мощностью 5000—6000 м — это или красноцветы, или известняки, или угленосная толща. В зоне КП ей соответствует карбонатно-терригенная толща, а в Ирравадийском синклинории — толща глин. С момента накопления в КП угленосной Ф (т.е. с олигоцена), вероятно, начался орогенный этап, хотя не исключено, что орогенный этап в Предараканском КП начался только в конце неогена, так как нижележащая толща интенсивно дислоцирована и, кроме того, в нижнем неогене шло накопление морских толщ в Ирравадийской синклинали. В олигоцен-четвертичной толще Ассамской и Предараканской впадин выделяются одни и те же Ф — Бараильская угленосная, песчаная Сурме, глинистая Типом, угленосная Дупа-Тила, галечниковая Дихинг. В Ассамской впадине мощность каждой свиты в 2—3 раза больше, чем в Предараканской. Как отмечалось выше, Предараканская впадина открывается в Бенгальскую впадину, в которой идет накопление терригенных толщ.

Бенгальская впадина заполняется крупнейшим в мире глубоководным конусом выноса: он имеет общую длину более 3000 км при ширине до 1000 км. В основании наносов лежит толща мела — палеогена мощностью от 3 до 10 км, максимальные значения которой предполагаются на ближайшем продолжении Предараканского прогиба. Эта толща ограничена хорошо прослеживаемой сейсмическим методом поверхностью несогласия: перерыв в осадконакоплении охватывает поздний палеоцен—эоцен, а с олигоцена имеет место накопление терригенных пород. Структура толщи сложная — выделяются переслаивающиеся осадочные клинья, отложения прирусловых валов, поля турбидитов. Толща является глубоководной молассой, так как образовалась в орогенном этапе за счет размыва прилегающих складчатых сооружений. Не вникая в детали строения моласс, отметим только, что они дислоцированы. Исследователи конуса выноса, стоящие на позициях плитной геотектоники [Керри, Мур, 1978], связывают несогласия в основании моласс с эпохой первого столкновения Индии и Южной Азии. Дислоцированность моласс авторы объясняют продолжающейся в настоящее время субдукцией, т.е. поддвижением Индостанского сектора под Бирманско-Зондский, а всю зону конуса выноса рассматривают как впадину перед фронтом столкновения двух плит, причем на краю Азиатской плиты в результате надвигания друг на друга серии покровов образовались горные сооружения Бирманско-Суматрийской области.

В Ассамской впадине имеется несколько нефтяных месторождений (Нахоркатья, Маран, Лаква и др.), два газонефтяных (Дигбой, Рудрагар) и одно газоконденсатное. Продуктивные горизонты находятся в свите типа ибарайл, их мощность 600–1100 м, а мощность пластов-коллекторов — от 10–40 до 170 м. Коллекторами служат грубозернистые кварцевые песчаники. Большинство месторождений многопластовые, расположены на внешнем крыле впадины и только два — во внутренней зоне Ассамской впадины. Ловушками являются пологие структуры, разбитые нарушениями на блоки.

В Предараканской впадине имеются только месторождения газа, и они в основном приурочены к внешнему борту прогиба, и только на севере есть несколько месторождений на прилегающей части ПЛ. Внешний борт прогиба в выделенном на схеме контуре довольно сильно дислоцирован, поэтому в роли ловушек выступают слабо нарушенные антиклинальные складки. Продуктивными горизонтами служат пакки переслаивания песчаников с глинами, причем пластов-коллекторов в каждом месторождении всего по одному, но мощности их значительные (10–110 м). Все месторождения приурочены к серии Сурма нижнемелового возраста. Большинство месторождений среднего масштаба и только месторождение Титас — крупнейшее, а Бахрабад — крупное. Месторождение Титас находится на границе КП и ПЛ, а Бахрабад — в прилегающей части ПЛ на склоне предполагаемого крупного сводового поднятия фундамента.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Структуры Атлантического пояса отмечаются как на западном, так и на восточном берегах Атлантического океана — это каледониды Скандинавии и Британских островов, герциниды Северной Америки. КП Предаппалачский и Предуачитский типичны для герцинид. Иногда как КП рассматривают и Предвичитскую впадину. Однако, по последним исследованиям Р. Вебстера [Webster, 1980], она сопровождается внутриплатформенным авлакогеном. Очень условно к Атлантическому складчатому поясу могут быть отнесены мезозойды и кайнозойды, окружающие Мексиканский залив, и сопровождающие их КП — Северо-Кубинский, Предкарибский и прогиб Золотого пояса Мексики.

Герцинские краевые прогибы

Предаппалачский краевой прогиб

Предаппалачский КП имеет длину более 1600 при ширине 200–450 км. На северо-востоке он ограничен выступом Адирондак; на юго-западе резко сужается и зажат между платформенным поднятием Нешвилл и крупным надвигом Пэйн Маунтинс Аппалач. Граница с ПЛ проходит, по-видимому, по зоне глубинных разломов вдоль склонов поднятий Нешвилл, Джесмайн, Цинциннати и Альгонк. Граница со СО может проводиться или вдоль структурного фронта Аппалачей, или восточнее, и тогда в КП включается провинция Долин и Хребтов, представляющая собой складчатый надвиговой комплекс западных Аппалачей на плато. Нами принят второй вариант.

Форма окаймляющей СО в плане имеет вид изогнутой линии, обращенной выпуклыми частями к западу.

Вопросам геологического строения и нефтегазоносности Предаппалачского КП посвящено большое количество публикаций, среди которых отметим работы Дж. Роджерса [1968], Р. Хатчера [Hatcher, 1972], Дж. Маккаслина [McCaslin, 1972], О. Уивера [Weaver, 1974] и Дж. Деннисона [Dennison, 1976], положенные в основу краткого описания рассматриваемого прогиба.

Аппалачский КП — это глубокая тектоническая депрессия асимметричного строения. Его восточный внутренний борт интенсивно смят в складки, число и амплитуда которых уменьшаются в западном направлении. В пределах восточной половины Алегейнского плато под покровом пенсильванских отложений скважинами вскрыты сильно дислоцированные толщи, что свидетельствует о распространении складчатости и в приосевой зоне прогиба.

Внутренний борт и приосевая зона прогиба осложнены узкими антиклиналями северо-восточного простирания, часто группирующимися в протяженные приразломные антиклинальные зоны, разделенные широкими и пологими синклиналями. Амплитуда антиклиналей иногда превышает 1000 м.

Особенно сильно усложнен структурный план складок юго-восточной части внутреннего борта в результате развития здесь крупных надвигов, сместители которых наклонены к юго-востоку. Лишь немногие из этих складок и надвигов встречаются западнее обрывов, известных под названием Аппалачского структурного фронта. Последний отделяет внутренний борт прогиба от относительно слабо нарушенной центральной зоны (Кемберлендское плато). В ряде случаев под антиклиналями центральной зоны на глубине обнаружены блоки различных типов, ограниченные разрывами.

Западный борт в тектоническом отношении представляет пологую моноклинал, наложенную на краевые поднятия ПЛ. Здесь антиклинальные складки сглаживаются, переходя в пологие сравнительно малоамплитудные (не более 100 м) брахиантиклинали. Широкое развитие получают структурные носы и структурные террасы.

Кристаллическим фундаментом рассматриваемой зоны сочленения служат докембрийские породы, обнажающиеся вдоль складчатого борта в виде покровов, а также вскрытые скважинами в осевой линии Цинциннатского свода на отметках до 670 м выше уровня моря и в пределах прогиба на глубине до 7 км. Вдоль линии наибольшего прогибания, приуроченной к западной границе складок Алегейнского плато, докембрийский фундамент залегает на глубине свыше 7 км ниже уровня моря.

Стратиграфия Предаппалачского прогиба хорошо изучена и описана подробно. Общая мощность осадочных образований, подсчитанная путем суммирования максимальных мощностей всех стратиграфических элементов разреза, составляет более 13,5 км. В разрезе наблюдается почти полное отсутствие угловых несогласий и в очень редких случаях осадочная толща прорвана интрузивами. Встречаются небольшие беспорядочно разбросанные дайки основных пород.

Из общей мощности осадочных образований большая часть приходится на доорогенный комплекс отложений кембрия, ордовика, силура и девона, представленных в основном карбонатными породами. Только начиная с

верхов среднего девона основную роль в строении разреза начинают играть глинистые (на западе) и песчано-глинистые (на востоке) породы.

К орогенному комплексу отложений относятся песчано-глинистые образования миссисипия (нижний и средний карбон), пенсильвания (угленосная паралическая моласса верхнего карбона — нижней перми) и перми (красноцветная моласса).

Характерна для терригенной части разреза сильная фациальная изменчивость. Наиболее значительные перерывы в осадконакоплении отмечаются на границах кембрия и ордовика, ордовика и силура, силура и девона, миссисипия и пенсильвания.

Как пограничная структура Преаппалачский КП был сформирован в миссисипское—пермское время. В конце палеозоя Аппалачи испытали последнее и наиболее интенсивное складкообразование, известное под названием Аппалачской "революции", которая, по-видимому, охватывала несколько фаз, перемежавшихся периодами эрозии и осадконакопления. Однако ей предшествовало не менее двух орогенических эпох — акадийская орогения в конце девона и таконская перед началом силура.

Для каждого из отмеченных этапов складчатости и орогении характерен один и тот же региональный структурный план, в пределах которого смятие пород распространялось в прогибе с востока на запад. Однако области, непосредственно затронутые нарушениями в разные этапы, заметно различаются. Это отразилось на современной структуре Преаппалачского прогиба, где на любом его участке, особенно в пределах внутреннего борта и приосевой зоны, могут принимать участие складки нескольких систем, пересекающихся друг с другом. Часто взаимное наложение двух различных направлений складчатости обуславливает образование антиклинальных узлов, к которым приурочены скопления УВ.

В настоящее время твердо установлено, что Аппалачская ГС была заложена на докембрийском кристаллическом фундаменте. Типичные геосинклинальные условия здесь возникли лишь в среднем ордовике. В кембрийский период морской бассейн характеризовался очень слабым прогибанием дна, где накапливались отложения эпиконтинентального типа.

Широкое развитие надвигов в Аппалачском складчатом поясе, в том числе обнаружение гигантских плоских надвигов (до 160 км) кристаллических пород на неметаморфизованный складчатый комплекс палеозоя, было использовано мобилистами для объяснения возникновения этих надвигов в результате столкновения двух литосферных плит. Однако следует отметить, что в последние годы среди американских геологов очень популярной становится гравитационная тектоника, принципы которой используются для объяснения генезиса сохранившихся структур на внутреннем интенсивно складчатом борту КП в провинции Долин и Хребтов [Dennison, 1976].

Основные нефтегазоносные комплексы в пределах Преаппалачского КП — кембро-силурийский, верхнедевонский и нижнемиссисипский, в которых в общей сложности насчитывается около 60 продуктивных горизонтов. Например, в карбонатной части разреза наиболее важными являются свиты трентон (средний ордовик), ниагара (средний силур), корниферус (низы среднего девона) и нижнемиссисипский известняк биглайм. В терригенной части разреза основное значение имеют верхнедевонские и ниж-

немиссисипские линзовидные песчаники – горизонты бири, биг инджун и 100-футовый песчаник. Высокой газонасыщенностью характеризуется также нижнесилурийский песчаный горизонт клинтон, нижедевонский песчаный горизонт орискани и верхнекембрийские потсдамские песчаники.

В качестве нефтематеринских пород рассматриваются главным образом черные битуминозные сланцы огайо верхнедевонского возраста, причем важно отметить, что местами эти сланцы образуют трещинный коллектор, содержащий промышленные залежи нефти или газа.

Одна из характерных особенностей нефтегазоносности Преаппалачского прогиба – расширение стратиграфического диапазона в направлении от внешнего борта к складчатому, где он охватывает интервал от кембрия до пенсильвания включительно.

Другая важная особенность Преаппалачского прогиба – преимущественное развитие газовых месторождений в его приосевой зоне (складчатая зона Аллегейнского плато) и на внутреннем складчатом борту, ловушками здесь служат антиклинальные складки. Все основные нефтяные месторождения приурочены к платформенному борту прогиба. Условия залегания нефти и газа контролируются в основном литологическим фактором (песчаные линзы и бары, шнурковые залежи и т.п.).

Следует отметить, что наиболее богатые месторождения расположены в приосевой, центральной, зоне прогиба. Большинство месторождений прикладчатой зоны прогиба рассматривается рядом геологов как исходные литолого-стратиграфические скопления УВ, которые, испытав последующие интенсивные тектонические деформации, сопровождавшиеся перераспределением нефти и газа, превратились в залежи структурного типа.

Там, где тектонические нарушения были незначительны, а именно – на платформенном борту, процесс нефтегазонакопления контролируется главным образом характером распределения фаций или местных стратиграфических несогласий. В центральной зоне прогиба аккумуляция углеводородов контролируется как литологией продуктивных горизонтов, так и тектоническими условиями.

Таким образом, отмеченные различия в строении ловушек нефти и газа Преаппалачского прогиба являются следствием их приуроченности к определенным структурным зонам, претерпевшим различную геологическую историю.

Преаппалачский КП – один из старейших нефтедобывающих районов мира, имеющий 100-летнюю историю. Казалось, что ресурсы его почти исчерпаны. Однако в последние годы он обретает “второе дыхание”. Предполагается, что две трети запасов природного газа еще не тронуты (разведанные запасы газа оцениваются примерно в 1 трл. м³). Перспективы развития поисков месторождений природного газа связываются, с одной стороны, с более глубоко залегающими горизонтами кембрия, ордовика и силура, а с другой – с восточными сложносдислоцированными районами прогиба или с так называемой аппалачской провинцией Долин и Хребтов [McCaslin, 1972; Weaver, 1974; и др.]. В последнем случае американские геологи перешагнули не только физическую, но и психологическую границу в деле нефтяной разведки в Аппалачских горах. В провинции Долин и Хребтов пробурено более 100 скважин. В районе крупного надвига Пэйн-Маунтинс (юго-западная часть внутреннего борта) в поднадвиге в трен-

тонском известняке открыт ряд месторождений нефти и газа (Роз Хилл, Бен Гур и др.) и газовое месторождение Ирли Гроув в песчаниках миссисипия. Широким фронтом разворачиваются поисково-разведочные работы и в северо-восточной части складчатого борта прогиба в штатах Пенсильвания, Западная Виргиния и Нью-Йорк. Работы стимулируются Геологическим управлением США. Кроме того, перспективными в отношении нефтегазоносности считаются районы обнажения кристаллических пород на границе провинций Долин и Хребтов и Голубых гор, которые, как полагают, перекрывают здесь неметаморфизованный складчатый комплекс палеозоя. Мощность покрова кристаллических пород 1500–3000 м.

Предуашитский краевой прогиб

Уашитская складчатая система, надвинутая на южный склон Северо-Американской ПЛ, обычно рассматривается как продолжение Аппалачей. Однако этот вопрос далеко не ясен. Весьма вероятно, что более справедливо рассматривать Уашитскую систему как самостоятельную, представляющую собой обособленный отрезок Атлантического пояса, ограничивающий длительно формирующиеся структуры Мексиканской впадины. Подобную точку зрения высказывали Ф. Дитц (1980 г.) и другие исследователи. Основанием для такой трактовки является наличие сходных геосинклинальных Ф герцинид как в горах Уашито, так и в горах Коахуил, Тамаулипас Мексики и Центральной Америки.

Разобоченность Аппалачской и Уашитской складчатых зон подтверждают данные дешифрирования космических снимков, полученных с технологического спутника "ERTS-1". Эти снимки, судя по приведенной А.Г. Рябухиным [1979] схеме, фиксируют крупный (шириной около 200 км) субмеридиональный грабен Миссисипи и отсутствие в его пределах структур субширотного простирания, которые можно бы считать восточным продолжением Уашиты. Предуашитский КП прослеживается на 1500 км (от р. Миссисипи до р. Рио-Гранде) в виде волнистой полосы шириной до 200 км. Новейшие данные по прогибу имеются в работах Р. Димера [Diemer et al., 1980], Р. Вебстера [Webster, 1980, 1981], а также в сводке "Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки" (1974 г.).

Особенность Предуашитского КП — в его интенсивной расчлененности на впадины и поднятия. Крупнейшая поперечная структура — складчатоглыбовое сооружение Вичиты — разделяет Предуашитский КП на две обособленные части. На стыке Вичиты и Уашитской складчатой системы отмечается целая система небольших по размерам впадин и поднятий, имеющих в основном северо-западное, т.е. вичитское простирание. Палеозойские толщи этих впадин нефтегазоносны.

Восточный отрезок Предуашитского КП состоит из впадин Аркома и Блек-Уорриор. Пригеосинклинальная граница впадины Аркома определяется по надвигу Чоктан — передовой структуре Уашиты. Уашита представляет собой серию вытянутых на многие десятки километров узких пластин, перекрывающих значительную часть впадины Аркома. С масштабах перекрытия можно судить по тому факту, что новое газовое месторождение (Potatohills) вскрыто значительно южнее фронта Чоктан. Внешняя граница впадины более условная, определяется резким увеличением

глубины залегания доорогенного плитного комплекса. Структурной особенностью впадины является относительно энергичная дислоцированность осадочного чехла — на значительной части впадины прослеживаются протяженные складки и мелкие надвиги близкого простирания.

Впадина Аркома выполнена в основном отложениями карбона — серией Атока — глинами, песчаниками, алевролитами с очень незначительным количеством углей мощностью до 6000 м и свитой де-моин — глинами, песчаниками мощностью до 2500 м. Нижележащие отложения миссисипия — ордовика — терригенно-карбонатные, на платформенном крыле их мощность около 400 м, подстилаются карбонатной толщей ордовика (Ф арбакл и др.), маломощной на ПЛ (до 150 м) и очень мощной (до 2000 м) на юго-востоке Вичиты.

В Уашитской складчатой зоне кембро-девонские отложения представлены серией относительно маломощных, сильно окремненных пород, что дало основание отнести Уашитскую ГС к типу лептогеосинклиналей [Кинг, 1969, 1972].

В формационном ряду гор Уашито значительную роль играют карбонатные толщи, однако во второй половине геосинклинального цикла (т.е. со среднего девона) преобладало накопление терригенных толщ, что и определило характер Ф орогенного ряда.

Западная ветвь Предуашитского КП состоит из впадины Форт-Уорт поднятия Ллано, впадин Керр и Вал Верде, разделенных нечетко выраженной юго-западной ветвью Техасского валообразного поднятия, западнее в КП выделяются зона дробления Сьерра Мадера и впадина Марфа. Особенности впадины Форт-Уорт — ее меридиональное простирание, в результате чего она резко сечется фронтом надвига гор Уашито. Более восточные впадины Вал Верде и Марфа имеют простирание, согласное с фронтом герцинид Уашито,

Наиболее изучена впадина Вал Верде. Ее длина около 300, ширина от 40 до 100 км. На северо-востоке она открывается во впадину Делавер, отделяясь от нее погребенным меридиональным разломом. Впадина Делавер рассматривалась Н.С. Шатским как поперечный КП. За такую трактовку говорит как положение впадины, так и ее формационный ряд, очень близкий к формационному ряду КП. Более подробно на вопросе о природе впадины Делавер мы остановимся в гл. 3.

Впадина Вал Верде имеет глубину до фундамента около 6000 м, причем только 1000 м приходится на доорогенные кембрийско-нижнепенсильванские отложения и всего 300 м — на посторогенные мезозойские. В молассах выделяются нижняя (карбоновая) и верхняя (ассельско-сакмарская). Более молодые молассы во впадине Вал Верде отсутствуют, хотя в западных впадинах имеются самые верхние горизонты перми, но там и начало молассонакопления происходило позже — только с перми. Основное угловое несогласие в горах Марафон фиксируется в пределах серии вольфнема, т.е. в основании отложений сакмарского яруса. Отложения пенсильвания и ассельского яруса смяты в единую систему складок.

Особенность впадины Вал Верде — в наличии на ее пригеосинклинальном борту поднятия Девис-Ривер, сложенного как платформенными Ф верхнего кембрия—нижнего пенсильвания, так и подстилающими нижними толщами нижнего—среднего кембрия, служащими уже чехлом серии Уашито. Под-

нения по положому надвигу перекрыты геосинклинальными Ф. Другая особенность впадины — в наличии крупной продольной зоны дробления между внутренней (приподнятой) и центральной наиболее опущенной зонами. Зона дробления является древней, но долгоживущей структурой — амплитуда смещения по ней палеозойских слоев достигает 1000 м, а меловая толща смещена на десятки метров.

Впадины Аркома и Блек-Уорриор газоносны, причем месторождения газа имеются как на внешнем, так и на внутреннем бортах впадины и даже в зоне передовых надвигов. Самое большое месторождение впадины Аркома — Ред-Оук-Каррис, расположенное на внутреннем борту, относится к разряду крупных; месторождения Кинта, Квинтос, Уайт-Ок, расположенные на внешнем борту, — к разряду средних. Во впадине Блек-Уорриор все газовые месторождения мелкие, а единственное нефтяное месторождение (Малдон) — среднее. Добыча идет в основном из песчаников пенсильвания, меньше — из песчаников миссисипия и в незначительном объеме — из известняков ордовика—девона.

Впадины западной части Предуашитского КП в основном газоносны. Во впадине Форт-Уорт известно крупное месторождение Бунсвилл, а во впадине Вал Верде — крупнейшее газоконденсатное Пакетт и крупное газовое Браун-Бассет. Характерно наличие многочисленных газоносных горизонтов — в кембрии, ордовике, силуре, пенсильвании и перми как в доломитах, так и в песчаниках [Справочник . . ., 1976]. В последние годы [Diemer et al., 1979] на границе со складчатым поясом Марафон открыто нефтяное месторождение Мак Кей Крик Кабаллос в Ф Кабаллос на глубине 2079 м, причем продуктивен пласт новакулита.

Молодые краевые прогибы

Очень условно к Атлантическому складчатому поясу нами отнесены Карибская кольцевая структура [Еременко, Красный, 1978], т.е. впадина Карибского моря, обрамленная эв- и миогеосинклинальными зонами Кубы и Карибско-Тринидадской складчатой зоной, а также мезозойды Сьерра-Мадре, по внешним контурам которых развиты КП — Золотой пояс Мексики, Северо-Кубинский и Предкарибский.

Восточно-Мексиканский краевой прогиб

Восточно-Мексиканский КП расположен на восточном борту геосинклинальной области Сьерра-Мадре. Эта ГС имеет четко выраженные эв- и миогеосинклинальные зоны, но очень короткий период развития — поздняя юра—мел, возможно начало палеогена. ГС наложилась на отложения континентального комплекса (красноцветные, соленосные Ф триаса, нижней юры), фиксирующие чехол палеозойской складчатой зоны, лежащей восточнее Сьерра-Мадре. С поздней юры, с момента раскрытия океанического бассейна в Мексиканском заливе, палеозойская складчатая область играла роль узкой платформенной зоны вдоль ГС. Верхнеюрско-нижнемеловые карбонатные толщи Сьерра-Мадре имеют геосинклинальный облик и перекрываются 7-километровой флишоидной толщей позднего мела — начала палеогена. В эоцене произошло общее воздымание, смятие и сползание крупных моласс, что привело к образованию складчато-надвигового пояса Восточного Сьерра-Мадре. Кайнозойский молассовый комплекс суммар-

ной мощностью до 10 км покрывает Примексиканскую равнину, но глубина карбонатного мела в наземной части КП колеблется между 1,5–2 км (Золотой пояс).

Вероятно, особенностью КП Восточного Сьерра-Мадре является "съяденность" внешнего борта впадиной Мексиканского залива. Длительное (до настоящего времени) формирование впадины Мексиканского залива привело к наклону всех структурных поверхностей на восток, во впадину залива.

Рассматриваемый КП нефтегазоносен. Крупнейшие залежи имеются в миогеосинклинальном меловом карбонатном комплексе, значительно более мелкие – в третичных молассах. Месторождения нефти, в том числе гигантские, приурочены к эрозионным останцам рифового комплекса и образуют четыре обособленных района нефтедобычи – бассейны Бургос, Тампико-Тукспан (Золотой пояс), Веракрус, Южный. В наиболее значительном из них – Тампико-Тукспан – месторождения приурочены к склону крупного поднятия, сложенного рифогенными известняками мела, и к более мелким структурам в слоистых известняках юры и мела на внутреннем склоне поднятия.

Северо-Кубинский краевой прогиб

Существование Северо-Кубинского КП признается в настоящее время многими геологами, изучавшими этот регион [Адамович, Чехович, 1964; Максимов и др., 1976; Клещев и др., 1980; Рябухин, 1973], однако прогиб не нашел отражения на Тектонической карте Тихого океана 1970 г. под ред. Ю.М. Пушаровского и Г.Б. Удинцева.

Северо-Кубинский КП сильно раздроблен новейшими движениями, его значительная часть опущена в океан. Прогиб вытянут в длину примерно на 750 км, наземная полоса его имеет ширину 10–60, предполагаемая общая ширина достигает 150 км. Фундамент прогиба образуют доюрские кристаллические породы, залегающие на глубине 5–12 км. Наиболее прогнутая часть прогиба, где мощность осадочного чехла измерится 10–12 км, примерно совпадает со старым Багамским каналом. С северо-запада прогиб ограничен разломом Пинор, а с юго-востока – разломом Кауто. Юго-восточнее разлома Кауто мощность осадочного чехла резко сокращается (до 6000 м), меняется тип земной коры и появляются интрузивные породы. В наземной части КП сохранился только его пригеосинклинальный борт, который имеет очень сложное многоярусное строение. Для карбонатной, карбонатно-кремнистой Ф юры–неокома и терригенно-карбонатной Ф нижнего палеогена характерна линейная складчатость, причем наиболее крупные складки прослеживаются на 10–20 км при ширине 1–3 км. Складки запрокинуты в сторону ПЛ, иногда имеют подвернутое крыло, рассечены поперечными нарушениями на блоки. Надвинутые на этот комплекс аптско-туронские и маастрихтские карбонатные толщи слагают более просто построенные складки, но также рассеченные поперечными и продольными нарушениями. Все эти структуры сложены миогеосинклинальными Ф и срезаны плоскостями крупных надвигов. Верхний аллохтонный комплекс образует меланж эвгеосинклинальных вулканогенных Ф и серпентинитов. Последние образуют мощные (до 200 м) массивы выжимания. В конкретных случаях эти три структурно-формационных комплекса

образуют различное число надвинутых друг на друга пластин сложного строения. Структура региона осложнена олистостромовыми горизонтами, которые широко распространены в доорогенных отложениях мио-синклинальной зоны.

Время основного надвига — средний эоцен. Общая величина перемещения 70–90 км. С резким структурным несогласием доорогенный комплекс перекрыт орогенным послесреднеэоценовым, который смят в брахискладки с углом падения крыльев 10–20°. По данным А.Г. Рябухина [1973], в морской части КП имеются конседиментационные складки в толще отложений палеогена—неогена.

Набор формаций КП показан на рис. 23.

В наземной части Северо-Кубинского КП известно 12 мелких месторождений нефти. Все они находятся в зоне передовых складок. Нефтеносны все структурные этажи. Сложная структура региона приводит к тому, что в зоне передовых складок, где расположены нефтяные месторождения, по данным бурения скважин, в толще мощностью 3–4 км выделяются четыре структурно-формационных комплекса: 1) автохтонный миогео-синклинальный преимущественно карбонатный комплекс верхней юры—палеогена; 2) надвинутые с юга на север терригенно-вулканогенные Ф нижнего—среднего мела; 3) трансгрессивно залегающий комплекс карбонатных отложений кампана—олигоцена, который некоторыми авторами считается орогенным; 4) трансгрессивно залегающие (посторогенные) карбонатные отложения неогена.

Наиболее крупное месторождение Варедеро размещено в автохтоне, в карбонатных породах юры—неокома и в надвинутых на них кремнисто-карбонатных Ф апта—турона. Месторождение приурочено к крупной антиклинальной складке по кровле неокома. Кроме того, имеются месторождения в терригенно-карбонатных Ф позднего мела и в терригенных пачках орогенного комплекса. Особенность Северо-Кубинского прогиба — в наличии месторождений в серпентинитовом меланже. Большинство месторождений содержит 1–2 продуктивных горизонта, и только отдельные месторождения из конгломератов верхнего мела—палеоцена имеют 4–5 продуктивных горизонта. Мощность продуктивных толщ в доорогенных отложениях 400–800, в орогенных — около 200, а мощность продуктивных горизонтов соответственно 30–100 и 15–60 м.

Перспективы нефтегазоносности платформенного борта Северо-Кубинского КП высоко оцениваются американскими исследователями [Mullins et al., 1978], хотя пока прямых данных о наличии УВ там получено не было. Основанием для положительной оценки и постановки широкого фронта разведочных работ служат теоретические положения о том, что обширная "платформа" с мощным карбонатным чехлом, окруженная поясом рифовых и сменяющих их поем маломощных относительно глубоководных карбонатных отложений, является благоприятной областью для продуцирования большого количества органического вещества, его захоронения, катагенетических превращений в углеводороды и сохранения последних в виде залежей [Мейерхоф, Хаттен, 1978].

Предкарибский КП под названием Венесуэльского описан Ю.М. Пушаровским [1959], а под названием впадин Оринокская и Сипария — М.И. Варенцовым. Эти названия не подчеркивают связи КП с геосинклинальной системой, но так как прогиб сопровождает Карибскую складчатую зону, то он может быть назван Предкарибским.

Карибская субширотная складчатая система, включающая структуры хребта Сьерра-де-Мерида, Карибскую цепь гор северного берега островов Тринидат и Барбадос, обрамлена с юга крупной впадиной, южным ограничением которой является склон Гвианского щита. От систем впадин огромного субмеридионального Предандийского КП рассматриваемый КП отделен поднятием Эль-Бауль. Длина прогиба около 1000, ширина до 250 км. КП обладает четко выраженной продольной зональностью, т.е. имеет узкую зону передовых складок (пояс надвигов Напаримо), внутреннюю зону с глинистыми диапировыми структурами и широкую внешнюю зону, осложненную брахиантиклиналями.

Строение пригеосинклинального борта хорошо изучено в Береговом хребте Венесуэлы [Белл, 1977] и на о-ве Тринидат [Сондерс, 1977]. Осевая зона МГС сложена метаморфизованными породами юры—мела, южнее нее отмечается широкая полоса дислоцированных мощных неметаморфизованных толщ мела, маломощных отложений палеогена и мощных — неогена. Эти две миогеосинклинальные зоны отделены друг от друга системой сбросов общей амплитудой до 3,5 км, по которым фиксируются сдвиговые перемещения на 5—15 км. От КП крупные складки МГС отделены также разломом, вдоль которого фиксируется надвиг миогеосинклинальных Ф (на 1,5 км на о-ве Тринидат и до 35 км, по данным Дж. Белла, в Венесуэльской части) на структуры передовых складок — на узкую полосу чешуйчатых надвигов. Внутренний борт впадины определяется резким увеличением мощностей неогеновых отложений и изменением общего характера нарушений — появляются серии складок, осложненных сдвигами и частыми надвигами. Все надвиги имеют дораннемиоценовый возраст. Во внутренней зоне отмечаются глиняные диапиры. Глубина фундамента около 4 км. В широкой внешней зоне КП складки развиты незначительно, но толщи раздроблены сетью крупных нарушений. Третичные отложения резко увеличивают мощность, а потом постепенно выклиниваются на склоне Гвианского щита. Признаков крупных горизонтальных движений по основным разломам нет. Подвижки происходили в течение всего орогенного этапа, т.е. со среднего эоцена до плейстоцена. Формирование впадины КП рассматривается Дж. Сондерсом как дальнейшая миграция оси прогиба с севера на юг, начавшаяся еще в мелу. Скорость миграции (в км/млн. лет) определяется как 0,5 в мелу—палеоцене, 0,7 в конце палеоцена, 1,1 в раннем миоцене и 4,2 в период позднего миоцена—плиоцена. Автор допускает, что первоначальная миграция, возможно, занижена из-за недостаточности точных реконструкций складчатых зон. В доорогенный и орогенный периоды основным источником терригенного материала был Гвианский щит.

Ф Предкарибского КП подробно описаны Ю.М. Пушаровским [1964].

а их общая характеристика дана в гл. 3. Нижние молассы выполняют внутреннюю зону КП, а мощные верхние молассы — внешнюю.

Особенность развития Предкарибского КП — в наличии нескольких фаз складчатости и двух этапов сползания крупных пакетов с севера на юг в КП. Смещение аллохтонных комплексов Вилья де Кура (нижний мел) началось в конце мела и продолжалось до эоцена, а в позднем миоцене—плиоцене произошло сползание и значительное перемещение верхнеэоценово-олигоценых толщ внутренней зоны КП на миоценовые континентальные отложения. Угловые несогласия отмечены в основании орогенного комплекса (эоцен) и в основании верхней континентальной молассы, которая лежит почти горизонтально на складках более древних пород. Небольшие складчатые движения и раздробления на блоки происходили и в конце плиоцена, что было связано с надвиганием крупных пластин.

Предкарибский КП — богатая нефтегазоносная область. Ограниченное количество залежей отмечается в глиняных диапирах и приразломных складках внутренней зоны, а более значительное, составляющее примерно три четверти всех запасов, — на внешнем крыле. Залежи встречаются во всей толще мела—кайнозоя. Основные нефтенасыщенные горизонты имеются в олигоцене (свита официана содержит более 100 промышленных горизонтов) и в миоцене, а на востоке — в плиоцене. Выделяется несколько ареалов нефтенакопления — синклиналь Сипарш-Эрии (45 месторождений), Кирикоре-Хусепин, Большой Анако, Тукупита, Мерседес, Большая Офисине, Тембладор [Бека, Высоцкий, 1976]. Свыше 50% запасов нефти находится на глубинах до 1800 м. Залежи нефти резко преобладают над газовыми (отмечается всего 4 газовых месторождения на платформенном борту впадины). Крупное нефтяное месторождение Кирикоре — структурно-литологическое, приурочено к плиоценовым отложениям внутреннего борта прогиба. На этом же борту обнаружено месторождение асфальтов. Другие крупные месторождения, нефти и асфальтов, например Офисине, находятся на внешнем борту КП.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Тихоокеанский складчатый пояс — огромное долгоживущее тектоническое кольцо, в котором различаются складчатые зоны разного возраста — от позднекембрийских до современных [Богданов, 1975; Пуцаровский, 1965, 1972, 1978]. В пределах кольца сохранились КП кайнозойских, мезозойских и палеозойских складчатых зон.

Кайнозойские краевые прогибы¹

Среди кайнозойских складчатых систем Тихоокеанского кольца выделяют поздние кайнозоиды (со складчатостью в плиоцене) и ранние, геосинклинальный этап развития которых закончился до палеогена. Примером первых служит Новогвинейский КП, а вторых — Предандийский. Иногда к позднекайнозойским КП относят впадины островов Суматра, Калимантан и Ява [Родникова и др., 1980]. Однако, так как последние

¹ Соавтор И.А. Щекотова.

структуры находятся в пределах зон, геосинклинальное развитие которых не окончено и, кроме того, эти ГС не контактируют с ПЛ, что обязательно для возникновения КП, то рассматриваемые структуры, вероятно, не должны включаться в орогенные КП.

Красвой прогиб Новой Гвинеи

КП позднекайнозойской ГС Папуа в своей восточной части наложен на разновозрастные блоки Австралийской ПЛ. Ряд исследователей [Кропоткин, Шахарстова, 1965; Тектоника . . . , 1966; Белый, 1974 и др.] КП Новой Гвинеи выделяют только на юго-востоке острова, у южной части ГС Папуа вдоль ее границы с Австралийской ПЛ (рис. 18). Новые литературные материалы позволили нам, вслед за Н.А. Еременко и Л.И. Красным [1978], выделить КП вдоль всего складчатого сооружения Новой Гвинеи, продолжив его, кроме того, на востоке под воды залива Папуа. Р.Д. Кодникова с коллегами [1980] включает в КП и глубоководную впадину Кораллового моря, так что КП оказывается в основном в акватории. Толщина земной коры под Новогвинейским КП оценивается разными авторами в 25 и 35–40 км.

При принятых нами границах КП он имеет северо-западное простирание, длину более 2500 км, максимальную ширину 200 км. В КП четко обособляются три участка — впадина Салавати на северо-западе острова, впадина залива Папуа на юго-востоке и центральная часть КП, перекрытая молодой впадиной. На стыке впадины Салавати с центральной частью КП миогеосинклинальная складчатая зона и КП резко меняют простирание с субширотного на субмеридиональное, что, возможно, связано с крупными сдвиговыми нарушениями на границе Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит. Существенное влияние на структуру впадины Салавати имел разлом Соронг, ограничивающий МГС с севера. Разлом Соронг, сформировавшийся в послемiocеновое время, характеризуется зоной брекчирования шириной от 4 до 10 км. В зоне разлома широко распространены серпентиниты, габбро, вулканогенные породы, граниты и разнообразные осадочные отложения, несущие следы энергичного динамометаморфизма. Вдоль разлома происходило горизонтальное и вертикальное смещение. Левосторонний сдвиг вдоль разлома оценивается в 350–1000 км. Разлом Соронг отделяет современную ГС, богатую вулканогенным материалом, от МГС и впадины Салавати, выполненной морскими осадочными породами.

Впадина Салавати имеет в поперечнике около 400 км. На внутреннем борту ее прослеживаются антиклинальные складки, субпараллельные разлому Соронг. Предварительные сейсмические данные разрешают считать, что складки имеют сложное строение, срезаны сбросами, количество которых уменьшается с глубиной.

Неогеновый этап развития впадины Салавати завершился плиоцен-плейстоценовым диастрофизмом, сформировавшим все основные структурные зоны о-ва Новая Гвинея, разлом Соронг и рифт пролива Селе, по которым происходили сдвиг и вращение основных тектонических зон относительно друг друга, а также надвиговые и складчатые дислокации в зоне, примыкающей к разлому Соронг с юга.

Позднеплиоценовая и плейстоценовая тектоническая активность при-

вела, кроме того, к образованию во впадине Салавати вертикальных разломов преимущественно меридионального простирания с амплитудой 130–140 м и к перекрытию центральной части впадины мощным чехлом четвертичных вулканогенно-осадочных отложений.

Впадина Салавати наложена частично на платформенные отложения, а частично на миогеосинклинальные вулканогенно-осадочные Ф юрско-нижнемелового возраста и на карбонатно-терригенные и карбонатные Ф верхнего мела–палеогена (см. рис. 23). Общая мощность юрско-палеогеновых отложений свыше 10000 м, они широко развиты в пределах ГС Папуа. Впадина Салавати заложилась в раннем миоцене. Мощность морских осадочных пород третичного возраста достигает во впадине 4600 м. Формационная характеристика неогеновых отложений дана ниже, по Р.Р. Винцелетти и Р.А. Сопарджади [Vincelette, Soeparjadi, 1976]. Миоцен во впадине Салавати представлен комплексом карбонатных Ф: карбонатной шельфовой Ф Каис, Ф глубоководных планктоногенных известняков Кламоган мощностью более 1000 м, замещающей Ф Каис; оба эти Ф (Каис и Кламоган) перекрываются (а частично и замещаются) миоценовой Ф глинистых известняков Класафет мощностью до 1500 м. Вертикальный ряд Ф (таблица) впадины Салавати завершается плиоценовой терригенной Ф Класаман.

Карбонатная мелководная Ф Каис сложена светло-серыми органогенно-обломочными известняками с детритом кораллов, водорослей и раковин мелководных фораминифер. Известняки переслаиваются с известковистыми аргиллитами, содержащими ассоциации типично мелководных фораминиферовых родов – альвеолинелла, маргинопора, соритес, флюскулинелла. Р.Р. Винцелетти и Р.А. Сопарджади [1976] допускают широкое развитие Ф Каис на север, вплоть до зоны разломов Соронг. В Ф Каис имеются полосы мощных (300–500 м) рифов, приуроченных к краевым частям Ф.

Тела рифовых массивов, которые служат ловушками для накопления нефти во впадине Салавати, имеют самые разнообразные размеры и морфологию. Риф Касим Утара является правильной концентрической постройкой диаметром 2,4 км, а риф Валио, значительно более крупный, прослеживается в широтном направлении на 19 км при ширине 6,5 км. Высоты рифов также различны: риф Касим Утара достигает в высоту 200 м, а риф Касим, отделенный от первого прогибом шириной 400 м,

Рис. 18. Тектоническая схема о. Новая Гвинея. Составила И.А. Шекотова на основе Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли (1981 г.). На врезках: *а* – обзорная схема, *б* – структурно-формационная схема северо-западного участка впадины Салавати

1 – современная геосинклинальная зона; 2 – зона кайнозойской складчатости; 3 – КП; 4 – молодая ПЛ; 5 – древняя ПЛ; 6 – оси антиклиналей; 7–9 – тектонические нарушения: 7 – надвиги, 8 – сдвиги, 9 – шовная зона; 10 – плиоцен-четвертичные грабени и прогибы; 11 – край миоценового шельфа, прослеженный по цепочке барьерных рифов; 12 – шельфовые известняки Каис; 13 – глинистые известняки Класафет; 14 – рифовые массивы; 15 – изогипсы кровли Ф Каис, м; 16 – глубина моря, м; 17 – месторождения: *а* – газа, *б* – нефти (1 – Иехи, 2 – Барикева, 3 – Омати, 4 – Куру, 5 – Бвата, 6 – Пури, 7 – Юраму, 8 – Паска, 9 – Касим Утара, 10 – Касим, 11 – Джал, 12 – Валио, 13 – Уламоно); 18 – граница КП [Р.Д. Родникова и др., 1980]

Схема формаций краевого прогиба Новой Гвинеи

Возраст	Австралийская плат-форма [Браун и др. 1970]	Бассейн Галф [Уайз, 1980]	Владина Салавати [Froidevaux 1978; Vincelette, Soeparjadi, 1976]	Геосинклиналь Папуа [Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пущаровский, 1972]
Q ₄				
Q				Туфо-лавовая
N ₂		Класаман		Вулкано-осадочная
N ₁ ²		Рифогенная	Класафет	Каис
N ₁ ¹			Кламоган	
P ₃			Континентальная	Карбонатно-терригенная
P ₂		Карбонатно-кремнистая	Фаюмей	
P ₁		Перерыв		
K ₂	Континентальная	Аркозовая	Угленосная	Вулкано-осадочная
K ₁	Терригенно-карбонатная			
J	Перерыв			Вулкано-осадочная
	Угленосная			
	Перерыв			
T				Перерыв
P				
C				

возвышается над платформенным основанием более чем на 490 м; иногда рифы имеют несколько вершин, расположенных на одном крупном основании (риффы Касим и Джая). Риф Джая характеризуется самой высокой в районе пористостью, которая в среднем составляет 30%, а в прикупольной зоне превышает 40%. На рифах Касим и Джая развиты отложения нескольких литологических и фациальных типов. Основание рифов сложено глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами Ф Каис мощностью 270–300 м, содержащими редкие остатки водорослей и кораллов, иглокожих, раковин моллюсков совместно с мелководными фораминиферовыми ассоциациями, включающими роталии, эльфидиумы, целантусы, маргинопоры, соритесы, амфистегины, оперкулины, гипсины. Скорее всего, основанием рифов служила карбонатная банка. Межри-

фовые отложения представлены известковистыми аргиллитами и известковистыми глинистыми сланцами Ф Класафет, содержащими планктонные и мелкие известковые бентосные фораминиферы. Собственно рифовые известняки куполов Джая и Касим имеют мощность соответственно 90 и 180 м. Рифообразователями являются кораллы, гидроидные и водоросли. Многочисленны типично мелководные фораминиферы: эльфидумы, целлантусы, амфистегины, маргинопоры, альвеолинеллы, аммонии, роталии, гипсины, милиолиды. В верхней части рифовых куполов известняки иногда нацело доломитизированы, но при этом сохраняют реликты водорослей и кораллов. В верхней части купола Касим чистые рифогенные известняки мощностью 6–12 м чередуются с более тонкими (2–3 м) пачками переслаивания органогенных известняков с обломками кораллов и глинистых известняков.

Общая мощность Ф Каис более 900 м. Перекрывается она или Ф Класафет, или, чаще, Ф Класаман, а по простиранию замещается Ф Кламоган.

Ф Кламоган сложена серовато-коричневыми известняками с планктонными фораминиферами родов глобигерина, глобороталия и других, переслаивающимися с известково-глинистыми глубоководными сланцами. В зоне замещения мелководных известняков Ф Каис породами Ф Кламоган развиты переходные толщи, характеризующиеся присутствием сообществ мелководной и глубоководной фауны, т.е. в известковистых глинах встречаются обломки мшанок, иглокожих и других обитателей бентоса, перемешанные с обильными планктонными фораминиферами.

Глубоководные глинистые породы и глинистые известняки Ф Класафет развиты в юго-западной глубоководной части впадины Салавати. Они перекрывают Ф Каис и Кламоган, а также заполняют межрифовые участки и являются прекрасным экраном для скопления УВ в рифах Ф Каис. Самая молодая Ф Класаман представлена в основном глинами с подчиненными алевролитами и песчаниками. На севере вблизи зоны разломов Соронг верхняя часть Ф Класаман содержит пачки конгломератов и угольные прослои. Общая мощность Ф Класаман 1500 м.

Юго-восточная часть прогиба, открывающаяся в залив Папуа, однозначно трактуется всеми исследователями как КП. Границей его с молодым блоком фундамента служит сброс Комеву. Надвиг МГ на КП местами очень незначителен, а местами, возможно, существенная часть КП перекрыта (по надвику севернее месторождения Иехи). Складкообразование, прошедшее в плиоцене и плейстоцене, смяло всю осадочную толщу. Антиклинальные складки имеются и во внутренней, и во внешней зонах, но на приплатформенном борту они пологие (например, месторождение Барикева [Oil . . . , 1973], а на пригеосинклинальном — узкие, крутые, нарушенные одним или серией разломов, наклоненных на ГС (месторождение Бвата). Иногда плоскости нарушений наклонены в обратную сторону (Иехи) или крутые, почти вертикальные (Куру). Надвигание нижней части орогенного комплекса на верхние молассы зафиксировано в месторождении Пури, но масштаб перемещения невелик — 1–2 км.

Морская часть КП, именуемая "бассейн Галф" [Уайз, 1980], относительно хорошо разбурена. Предполагается, что глубина погружения фундамента (кровли нижнего мела) в ней больше, чем в наземной части КП, и превышает 7 км, а орогенные отложения пригеосинклинального крыла

прогиба разбиты взбросо-надвигами на серии чешуй, над которыми в глинистой толще плиоцена—современных осадков развиты глиняные диапиры [Уайз, 1980]. В морской части КП прослеживаются линейные, вытянутые вдоль КП, структуры и поперечное валообразное поднятие Паска.

Во впадине залива Папуа бурением вскрыты юрские и меловые терригенные толщи. На платформенном борту КП отложения верхней юры—нижнего мела представлены песчано-сланцевыми толщами с углями. Мощность их в скважине, пробуренной в дельте р. Флай, достигает 1634 м. Западнее, на склоне Австралийского щита, они замещаются аркозовыми песчаниками, перекрывающими граниты и метаморфические породы каменноугольного возраста. На внутреннем борту прогиба осадочные отложения миоцен—плиоцена лежат на метаморфических отложениях палеозоя. Мощность миоцен-плиоценовых отложений на платформенном борту КП 1500 м. В прогибе Ауре-Морсби (шириной около 100 км), находящемся под водами залива Папуа и соответствующем, скорее всего, центральной, наиболее прогнутой части КП, суммарная мощность осадочных образований верхнего мела—плиоцена от 7600 до 10000 м. Миоценовая карбонатная Ф, содержащая рифы, развита на платформенном борту КП; возраст ее — поздний олигоцен—средний миоцен. Восточнее, ближе к тектонически и вулканически активному поясу, она замещается граувакково-аргиллитовой Ф ("фация Ауре"), которая прорывается вулканическими конусами.

Край карбонатного миоценового шельфа прослеживается в акватории по цепочке миоценовых рифов, вскрытых скважинами Бораби и Анкор-Кэй [Уайз, 1980; Oil . . . , 1973]. Кроме того, рифы развиты на локальных поднятиях в пределах морского шельфового склона внешнего борта КП (Паска, Юраму, Ямара), а также на вулканических конусах внутреннего борта КП (Капури). Скважина Капури достигла поверхности рифа на глубине 1544 м и была закончена бурением на глубине 1698 м, не выйдя из него. Верхняя часть рифа имеет раннеплиоценовый возраст, а нижняя, видимо, позднемиоценовый [Уайз, 1980]. Для всех ископаемых рифов залива Папуа характерны хорошие коллекторские свойства и наличие сравнительно маломощной плохо проницаемой покрышки, сложенной мергелями, глинистыми отложениями и породами с рифогенным детритом позднемиоценового и плиоценового возраста. В позднем миоцене рифообразование прекратилось. Исключение составляет лишь риф Капури позднемиоцен-плиоценового возраста, что сближает его с позднемиоценовыми рифами впадины Салавати.

Краевой прогиб о. Новая Гвинея нефтегазоносен. Месторождения найдены во впадинах Салавати и Галф (Папуа). Во впадине Салавати (см. рис. 18) к миоценовым рифам Ф Каис приурочено несколько высокодебитных нефтяных месторождений (Кламоно, Касим, Джая, Касим Утара, Валио). Рифы, высота которых превышает 490 м, имеют площадь от 5 до 124 км². Пористость слагающих рифы карбонатных пород достигает 43%, а в среднем составляет 20—30%. Первоначальный облик рифов и связанных с ними залежей нефти сильно нарушен позднеплиоцен-плейстоценовыми разломами, секущими многие рифы и приведшими к смещениям отдельных блоков. Дебиты нефти по некоторым скважинам достигали 20—30 тыс. баррелей (3—5 тыс. м³)/сут, что вывело их в ряд наиболее

продуктивных скважин на юго-востоке Азии. К 1976 г. суммарная добыча по ним составляла 65 тыс. баррелей (11 тыс. м³) нефти [Vincelette, Soeparjadi, 1976].

Юго-восточная часть КП (впадина залива Папуа и бассейн Галф) также промышленно нефтегазонасна: выявлены газоконденсатное и 8 газовых месторождений (см. рис. 18). В подводной части КП (в заливе Папуа) газоносны среднемиоценовые рифовые известняки (месторождения Юраму, Паска и Ямара). На месторождении Юраму газоносны рифовые известняки, вскрытые на глубине 1869 м. По масштабам месторождения относятся к числу средних. Газовые месторождения наземной части КП — Иехи, Барикева и Омат — приурочены к асимметричным антиклиналям внешнего борта прогиба. На месторождениях Барикева и Иехи газоносны песчаники нижнего мела; на газоконденсатном месторождении Омат — юрские песчаники. Месторождение Барикева — среднее по масштабам, остальные — мелкие.

В зоне передовых складок продуктивны карбонатные отложения миоценового возраста (месторождения Куру, Бвата и Пури). На месторождении Куру глубина залегания газовой залежи составляет всего 285–317 м. Запасы газа составляют 17 млрд. м³. На двух остальных месторождениях залежи находятся на большей глубине: на месторождении Бвата две газовые залежи обнаружены на глубине 1425–1756 м, а газонефтяное месторождение Пури содержит залежь на глубине 2238–2252 м.

Предандийский краевой прогиб

Предандийский КП расположен на Южно-Американском континенте, который состоит из двух крупных основных элементов: Южно-Американской ПЛ и альпийского складчато-глыбового горного сооружения Анд или притихоокеанских Кордильер. Платформенная область занимает центральную и восточную части континента, причем на севере ее фундаментом служат докембрийские породы (Бразильская ПЛ, или Гвиано-Бразильский мегащит), а на юге — герциниды (Патагонская эпигерцинская ПЛ). В северо-западном и западном направлениях склоны шита переходят в зоны перикратонных опусканий, на которые наложены КП Андийской ГС.

Нужно заметить, что Предандийский КП протяженностью более 8000 км при ширине 300 км пока еще остается одним из слабоизученных КП мира. В последние 10 лет здесь широко развернулись поисково-разведочные работы на нефть и газ, благодаря чему получены интересные геолого-геофизические данные и открыт ряд крупных месторождений нефти и газа.

По простиранию КП разделяется поперечными выступами и седловинами на ряд впадин, с севера на юг: Апуре-Баринас, Верхнеамазонскую, Укаяли-Мадре-де Диос, Центрально-Предандийскую, Мендоса, Неукен и Магелланова пролива. По своему геологическому строению отмеченные впадины неоднородны. Особенно это проявляется в возрасте и составе доорогенного комплекса отложений. В большинстве впадин доорогенный комплекс представлен мощной толщей терригенно-карбонатных пород мезозойского возраста. В Центрально-Предандийской впадине доорогенный комплекс сложен в основном терригенными отложениями палеозойского и мезозойского возраста.

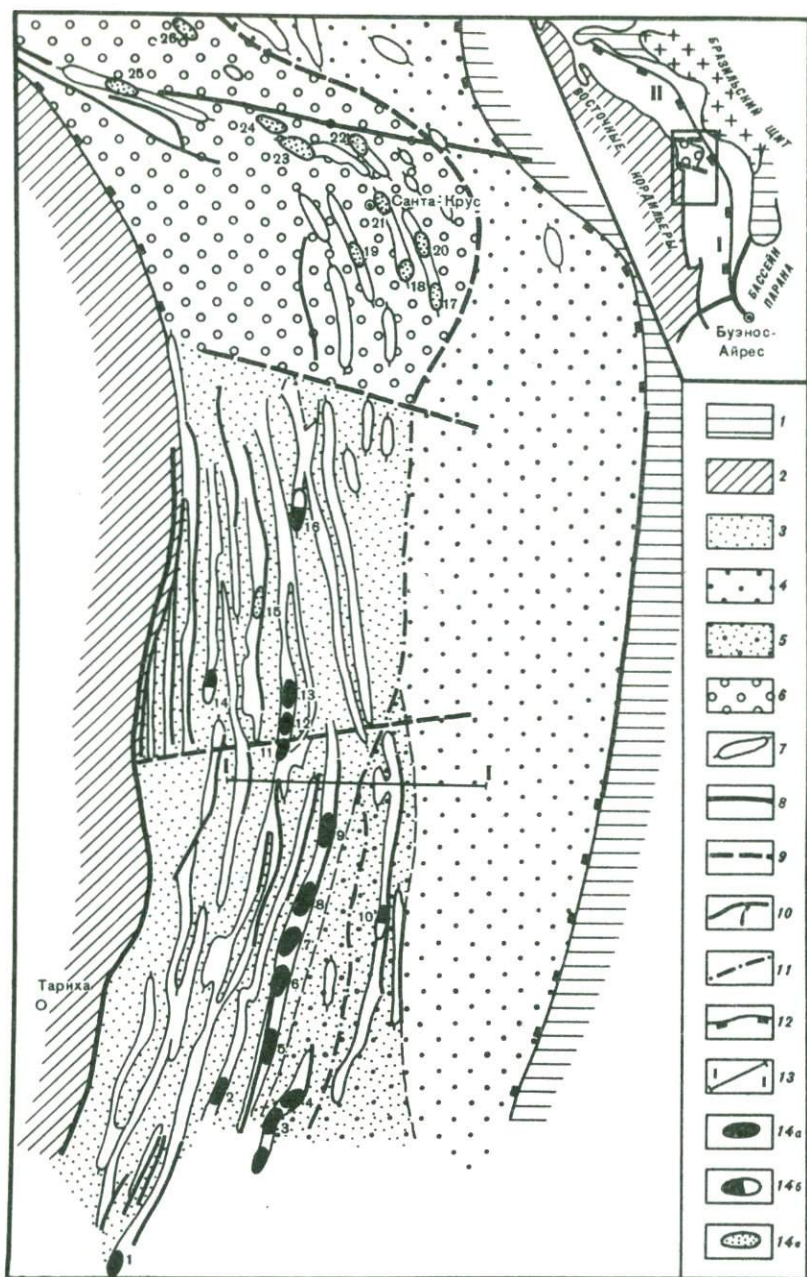


Рис. 19. Тектоническая схема центральной части Предандийского краевого прогиба, по Х. Альварадо (1975 г.), с дополнениями. На врезке – обзорная карта: I – Централь-но-Предандийский нефтегазоносный бассейн; II – нефтегазоносный бассейн Укаяли-Маморе

1 – Бразильская ПЛ; 2 – Восточные Кордильеры Анд; 3 – внутренняя (субандийская) зона КП; 4 – внешняя зона (плита Чако) КП; 5 – приосевая зона КП; 6 – выступ

Орогенный комплекс отложений на всем протяжении Предандийского прогиба имеет более постоянный состав и возраст. Это главным образом терригенные пестроцветные, иногда угленосные отложения олигоцен-антропогенного возраста мощностью местами более 5 км.

Максимальная мощность осадочных образований в прогибе наблюдается в западной, предгорной, зоне (6–15 км), где они предположительно залегают на палеозойском складчатом фундаменте.

Западная граница Предандийского прогиба почти на всем его протяжении прослеживается в виде крутых взбросо-надвигов Андийских горных сооружений на внутренний борт прогиба. В одних местах эта граница прямолинейна (Апуре-Баринас, Центрально-Предандийская впадины), в других — образует дугообразную линию (впадины Верхнеамазонская и Магелланова пролива).

Краткие общие сведения по геологии и нефтегазоносности впадин Предандийского прогиба можно найти в работе К.Бека, И.Высоцкого [1976], а также в ряде статей [Альварado, 1975а,б; и др.] .

Располагая более обширными данными по Центрально-Предандийской впадине, рассмотрим в качестве примера более подробно особенности ее тектонического строения и нефтегазоносности. В основу описания положены данные Х.Альварado [1975а,б] .

Центрально-Предандийская впадина расположена на территории Боливии, Аргентины и частично Перу между альпийскими горно-складчатыми сооружениями Анд (хребты Пуна и Сьерра-Пампа) на западе и склоном Бразильского щита (или плитой Бени-Чако) на востоке, где она ограничена глубинным разломом. На севере она отделена от смежной впадины Укаяли-Мадреде Диос поперечным поднятием Санта-Крус, а на юге — глыбовыми горами Сьерра-Буэнос-Айрес.

В пределах рассматриваемого отрезка складчатые сооружения Анд в поперечном сечении не имеют столь четкого разделения на отдельные структурные элементы, как в северных Андах. Здесь Восточные и Центральные Кордильеры представляют собой одно целое, именуемое иногда в литературе палеозойским блоком. Далее к западу выделяются межгорная впадина Альтиплано и Западные Кордильеры.

Центрально-Предандийская впадина простирается в меридиональном направлении на расстояние 700 км при ширине 250 км и имеет асимметричное строение с крутым складчатым (внутренним) и пологим платформенным (внешним) бортами (рис. 19). Предполагается, что внутренний борт расположен на геосинклинальном основании (Субандийском поясе). Внутренний борт впадины отделяется от собственно Кордильер крупным региональным разломом, хорошо выраженным в рельефе на территории

Санта-Крус; 7 — антиклинальные зоны и антиклинали; 8–9 — предполагаемые глубинные разломы, разделяющие: 8 — крупные геоструктурные элементы, 9 — прогиб на отдельные блоки; 10 — разрывные нарушения, выявленные на поверхности; 11 — осевая линия КП; 12 — границы КП; 13 — линия геологического профиля; 14 — месторождения: а — нефтяные, б — газонефтяные, в — газовые и газоконденсатные (1 — Бермехо, 2 — Сан-Альберто, 3 — Кампо-Дуран, 4 — Медрехонес, 5 — Санандита, 6 — Лос-Монос, 7 — Каигуа, 8 — Каматинди, 9 — Буэно-Виста, 10 — Сипуати, 11 — Гуаируи, 12 — Итапирсида, 13 — Калири, 14 — Монтеагудо, 15 — Лагунильяс, 16 — Татаренда, 17 — Рио-Гранде, 18 — Альмендро, 19 — Нарахильос, 20 — Ла Пеня, 21 — Санта-Крус, 22 — Кольпа, 23 — Каранда, 24 — Буэно-Виста, 25 — Було-Було, 26 — Якапани)

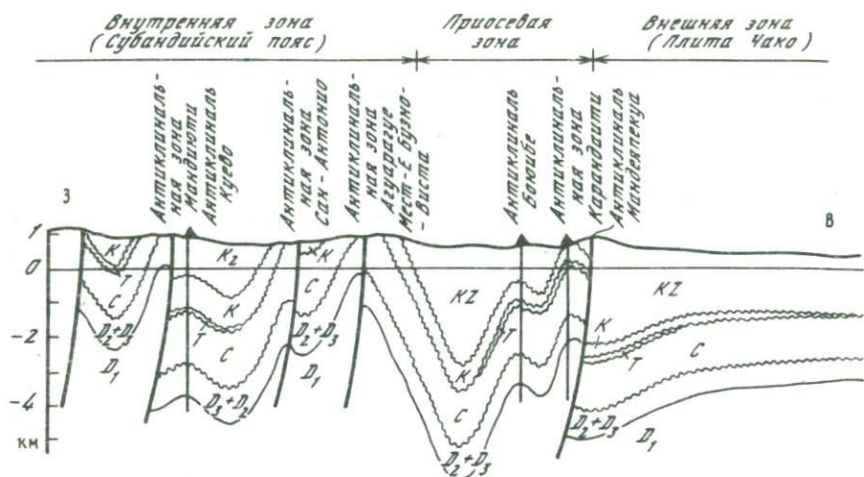


Рис. 20. Геологический профиль через Центрально-Предандийскую впадину по линии I—I (см. рис. 19), по Х. Альвардо Ривас (1975 г.)

Перу и Аргентины. Восточная граница с ПЛ также проходит по крупному разлому (рис. 20). Приблизительно на широте $18^{\circ}30'$ ось впадины начинает резко изгибаться, образуя коленообразный уступ в районе г. Санта-Крус. Этот изгиб оси связывается с широтным глубинным разломом, по которому, очевидно, уже в палеозое начал проявляться горизонтальный сдвиг двух крупных блоков земной коры, известный под названием "Угол Арика". В результате этого сдвига следующая к северу впадина Укаяли-Мадре-де Диос оказалась резко смещенной к западу и имеет северо-западное — юго-восточное простирание.

Внутренний складчатый борт Центрально-Предандийской впадины занимает примерно половину ее площади ($115-120 \text{ км}^2$). Его характерная особенность — наличие резко выраженных на поверхности (в среднем 1500 м над уровнем моря) передовых складок, кулисообразно протягивающихся в меридиональном направлении в виде линейно вытянутых антиклинальных зон, сложенных палеозойскими породами разделенных широкими, реже узкими синклиналиями, заполненными кайнозойскими отложениями. Антиклинальные зоны осложнены дизъюнктивными нарушениями и, как правило, опрокинуты в восточном направлении. Плоскости надвигов падают на запад под углом $20-70^{\circ}$.

В районе поперечного поднятия Санта-Крус антиклинальные зоны изгибаются в субширотном направлении, сопровождаясь сужением разделяющих их синклиналей (почти до полного выклинивания), которые выполнены здесь отложениями каменноугольного возраста. В целом локальные структуры поднятия Санта-Крус характеризуются переходными формами.

Одна из наиболее важных особенностей внутреннего борта Центрально-Предандийской впадины заключается в том, что местами он имеет двухъярусное строение. Нижняя часть его более погружена и с поверхности сложена главным образом кайнозойскими образованиями. Верхняя часть резко приподнята, складчатость в ней более интенсивная, чем в нижней, а

на поверхности обнажаются в основном палеозойские отложения. Местами палеозойские отложения верхней части (т.е. зоны передовых складок) внутреннего борта приходят в непосредственный контакт с неогеновыми образованиями нижней части.

Внешний платформенный борт Центрально-Предандийской впадины исследован слабо. Развитая здесь мощная толща кайнозойских отложений несогласно перекрывает породы мезозоя и палеозоя, а выявленные брахиантиклинальные поднятия слабо выражены на поверхности либо погребены под чехлом кайнозоя.

В общем плане в строении структурных зон Центрально-Предандийской впадины участвуют протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, имеющие изменчивый состав как по площади, так и по разрезу.

Наиболее полно и детально изучены разрезы складчатого борта впадины. Самые древние отложения, которые обнажаются здесь на поверхности и вскрыты буровыми скважинами, относятся к девону и карбону. Они представлены всеми отделами. Отложения пермского возраста не обнаружены.

Мезозойские отложения представлены верхним триасом и верхним мелом. Породы верхнего триаса развиты только в южной части впадины, а верхнемеловые распространены главным образом на складчатом борту и выклиниваются к востоку в сторону платформенного борта и к югу на территории Аргентины.

Наиболее широко развиты во впадине отложения кайнозоя, представленные палеогеном и неогеном. Четвертичные образования плейстоценового и более молодого возраста широко распространены на платформенном борту впадины (плита Чако).

Литологическая характеристика слагающих впадину отложений весьма разнообразна. Ее геологический разрез представлен комплексом терригенных и карбонатных отложений, которые испытывают значительные изменения фаций и мощностей, хорошо наблюдаемые только вкосте простирания впадины. Терригенные породы состоят из конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, а карбонатные — в основном из известняков и мергелей.

Отложения девонской системы в боливийской зоне передовых складок или в верхней части складчатого борта с постепенным переходом залегают на силурийских образованиях и представлены свитами Тарабуко, Санта-Роса, Икла и Гуамампапа, имеющими преимущественно грубообломочный состав.

Свита Тарабуко сложена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами морского генезиса. Местами она имеет флишоидный характер. Мощность ее 650—850 м. В западном направлении в сторону Кордильер наблюдается увеличение мощности и песчаности. Отложения свиты Санта-Роса почти полностью состоят из песчаников общей мощностью 350—500 м, которая также увеличивается на запад.

Свита Икла образована в основном глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов мощностью 400—500 м. В составе этой свиты содержание песчаников увеличивается в восточном направлении.

Самая верхняя свита девонской системы зоны передовых складок —

Гуамампампа — представлена мощными пачками песчаников и глинистых сланцев с тонкими прослоями алевролитов и линзами темно-серых известняков. Мощность свиты 300–700 м.

В нижней части складчатого борта отложения девонского возраста имеют преимущественно глинистый состав и представлены двумя свитами — Лос-Монос и Икири.

Свита Лос-Монос сложена глубоководными глинистыми осадками с прослоями алевролитов и песчаников с хорошей пористостью (10–15%). По всему разрезу свиты установлены нефтегазопроявления в скважинах и на поверхности. Мощность свиты 1200–1800 м, но по простиранию впадины остается почти постоянной.

Отложения свиты Икири представлены мелководными осадками чередующихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в которых также наблюдаются обильные нефтегазопроявления. Мощность свиты изменяется от 0 до 350 м, причем сокращение мощности происходит от осевой части впадины в восточном, северном и южном направлениях.

В возрастном отношении свита Лос-Монос охватывает толщу осадков от жединского по нижнеживетский ярус. Подстилающие породы не вскрыты бурением, но предполагается, что они будут иметь силурийский возраст. Отложения свиты Икири относятся к верхнеживетскому—франскому ярусам.

На размытой поверхности девона с небольшим угловым несогласием залегают отложения карбона, представленные миссисипским и пенсильванским отделами, соответствующими нижнему и верхнему карбону.

Нижний карбон представлен свитой Тупамби, состоящей в нижней части из конгломератов и грубозернистых песчаников, а в верхней — из чередования песчаников с глинистыми сланцами, алевролитами, линзами конгломератов и тиллитов. Мощность свиты 150–450 м.

В составе верхнего карбона выделяются четыре свиты: Тариха-Чорро, Тайгуати, Эскармент и Сан-Тельмо. Литологический состав свит довольно однообразный. Это в основном песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и тиллиты, имеющие пестроцветную, а местами красноцветную окраску. Мощность свит колеблется соответственно в пределах 130–780, 0–185, 140–900 и 0–450 м. Отдельные свиты, как, например, Сан-Тельмо, полностью выклиниваются к западу в сторону складчатой области.

Отложения пермской системы на территории Центрально-Предандийской впадины практически отсутствуют и занимают лишь ее крайнюю северо-западную часть, где они представлены нижнепермскими песчаниками с карбонатами в верхней части. Их мощность 330 м.

На большей площади рассматриваемой впадины на размытой поверхности карбона несогласно залегают верхнетриасовые отложения. В их составе в отличие от нижележащих пород среди терригенных образований заметную роль играют карбонатные и эвапоритовые осадки. Общая мощность верхнего триаса 0–800 м.

Юрские—нижнемеловые отложения отсутствуют, и на размытой поверхности верхнего карбона в северной части впадины залегают отложения верхнего мела. В центральных районах впадины на размытую поверхность верхнего триаса ложатся базальты верхнемелового возраста.

В целом в составе верхнемеловых отложений преобладают терригенные

осадки с подчиненными редкими прослоями известняков, часто песчанистыми. Общая мощность отложений верхнего мела 0–500 м. Их возраст определяется как турон-сенонский.

Кайнозойские отложения, представленные континентальными образованиями палеогеновой и неогеновой систем, ложатся на различные горизонты верхнего триаса или верхнего мела. В их составе преобладают песчаные породы с прослоями глин и песчаных известняков. Общая мощность кайнозойских отложений вместе с четвертичными образованиями достигает 5000 м, из них около 4000 м приходится на свиту Чако миоцен-плиоценового возраста, которая имеет максимальное развитие на платформенном борту Центрально-Предандийской впадины.

Как и многие другие бассейны осадконакопления зон сочленения платформенных и складчатых областей, территория Предандийского КП, в частности Центрально-Предандийской впадины, имеет длительную, но довольно сложную историю формирования.

В палеозое и мезозое осадконакопление происходило здесь в унаследованных бассейнах, несмотря на длительные перерывы в осадконакоплении в конце палеозоя—триаса, в юре—раннем мелу. Структурные планы впадины довольно отчетливо сохраняются на протяжении почти всей истории развития, и только литолого-фациальный состав отложений на рубежах девона и карбона, карбона и перми, перми и триаса, триаса и мела значительно различается [Альварато, 1975а, б]. В пределах рассматриваемой впадины выделяются три зоны с различной историей тектонического развития: 1) приосевая с преимущественным прогибанием; 2) пригеосинклинальная с постоянным чередованием опусканий и воздыманий и 3) приплатформенная с относительно слабо выраженным опусканием.

Рассмотрим кратко основные этапы развития Центрально-Предандийской впадины, которые хорошо прослеживаются начиная со среднего девона. Сведения о более ранних этапах развития очень ограничены.

В течение кембрийско-ордовикского этапа подвижный пояс Анд был захвачен морской трансгрессией. Кембрийские отложения отмечены в центральной части Восточных Кордильер, на границе складчатого борта и Восточных Кордильер и у границы Бразильского щита.

В ордовике морской бассейн становится более глубоководным и охватывает большую часть впадины. Предполагается, что мощность отложений этого возраста может достигать 6–7 км. Это в основном глинистые осадки.

Таконская складчатость, сопровождавшаяся воздыманием территории, привела к угловому несогласию между ордовикским и силурийским комплексами отложений.

Силурийско-девонский этап развития начинается формированием ледниково-морской толщи. Эти отложения зафиксированы на границе складчатого борта с Восточными Кордильерами и представлены темно-серыми тиллитами. Последние постепенно сменяются морскими темно-серыми глинистыми сланцами девонского возраста и затем мелководными песчаными образованиями среднего—верхнего девона.

В девонское время прогибание охватило всю территорию впадины. Бассейн осадконакопления был вытянут в меридиональном направлении. На этапах развития среднего и верхнего девона выделяются две крупные зоны прогибания: западная, развивавшаяся на границе с Восточными Кор-

дильерами, и восточная, располагавшаяся западнее современной оси Центрально-Предандийской впадины.

Западная зона была наиболее глубокой частью бассейна. В северной ее части накопилась толща осадков мощностью до 1400 м, а в южной — до 1000 м. По-видимому, западная зона прогибания связана с активизацией регионального разлома Вилье Гранде, послужившей причиной резкого фациального изменения девонских отложений с запада на восток, т.е. от Восточных Кордильер к складчатому борту впадины. Предполагается, что Восточные Кордильеры в это время были стабильной областью, занятой мелководным морем.

Восточная зона прогибания являлась осевой частью девонского бассейна, причем ось бассейна изгибалась и места ее изгиба, вероятно, были приурочены к зонам поперечных разломов, разделяющих впадину на южный, центральный и северный блоки.

В северном блоке восточная зона прогибания меняет свое направление с меридионального на широтное, что свидетельствует о том, что формирование "Угла Арика" началось уже в девоне.

Между западной и восточной зонами прогибания в девонское время существовало конседиментационное поднятие, которое к началу карбона подверглось интенсивному размыву, особенно в южной части.

Таким образом, отличительная черта силурийско-девонского этапа развития впадины — в существовании продольных и поперечных зон прогибания. В это время, по-видимому, были уже заложены региональные глубинные разломы, определившие во многом дальнейшую структурную картину впадины и контролировавшие осадконакопление. В девонский период заканчиваются условия преимущественного морского осадконакопления.

К началу каменноугольного этапа развития в результате колебательных тектонических движений область Центрально-Предандийской впадины была высоко приподнята и подверглась размыву, однако резкого углового несогласия между девоном и карбоном не отмечается.

На каменноугольном этапе осадконакопление происходило в условиях обширного озера или прибрежной морской равнины на краю ледника. Это в основном континентальные осадки, среди которых широко развиты тиллиты.

В карбоне началось сокращение области осадконакопления. По сравнению с девонским периодом она охватывала только территорию собственно Центрально-Предандийской впадины. Источники сноса терригенного материала для каменноугольного бассейна осадконакопления располагались как на западе, так и на востоке. Область накопления осадков карбона представляла собой вытянутую в меридиональном направлении крупную депрессию с крутым западным и пологим восточным бортами. Зона максимального прогибания, где мощность каменноугольных отложений достигает 1900 м, расположена несколько западнее зоны максимального прогибания в девонском периоде. В общем плане структурный рисунок впадины сохраняется; продолжает проявляться поперечная блоковая зональность, подчеркнутая характером распространения мощностей.

В конце палеозоя большую часть территории Центрально-Предандийской

впадины затронула герцинская складчатость, которая наиболее интенсивно проявилась в Западных и слабее — в Восточных Кордильерах. В результате последних фаз герцинского тектогенеза Восточные Кордильеры и современный складчатый борт впадины испытали инверсию с образованием ряда антиклинальных и синклинальных зон небольшой амплитуды, примерно параллельных современным.

С конца карбона вплоть до начала верхнего триаса территория Центрально-Предандийской впадины испытала воздымание и подверглась интенсивному размыву.

На поздне триасовом этапе развития область прогибания сместилась к западу от осевой зоны области накопления каменноугольных отложений. Наибольшая мощность отложений (до 800 м) установлена в прогибе, простиравшемся в меридиональном направлении, но его размеры сильно сократились.

Предполагается, что в течение позднего триаса в Восточных Кордильерах происходила вулканическая деятельность, а кроме того, в поздней юре-раннем мелу проявились тектонические движения, относящиеся к невадийской фазе альпийского тектогенеза. Свидетельством этому — налегание верхнемеловых пород с резким угловым несогласием (до 90°) на разные горизонты более древних пород.

В течение юрско-раннемелового этапа развития территория рассматриваемой впадины вновь испытала воздымание и размыв. Лишь в области Центральных и Восточных Кордильер отмечены нижнемеловые отложения.

Поздне меловой этап начался с излияния базальтов, которые несогласно залегают в центральных районах впадины на размытой поверхности верхнего триаса и также несогласно перекрываются отложениями верхнего мела. Предположительный возраст базальтов нижнетуронский. Они не имеют широкого распространения; их мощность изменяется от нескольких до 140 м.

Домеловые тектонические движения, широко проявившиеся в Андах, обусловили глыбовое строение домеловых осадочных толщ. В частности, на территории Центрально-Предандийской впадины и смежной складчатой области Анд эти движения создали две области прогибания меридионального простирания, разделенные на значительном расстоянии полосой домеловых выступов. В целом меловой бассейн охватывал обширную территорию. На западе он занимал область современных Восточных Кордильер, где сформировалась мощная (до 5 км) толща осадков мелового возраста, а на востоке охватывал территорию современной Центрально-Предандийской впадины, где мощность осадков достигает лишь 1 км. Восточная зона прогибания примерно совпадает с современной осью впадины. Влияние поперечной структурной зональности на осадконакопление в это время заметно уменьшается.

Характерной чертой осадконакопления в верхнем мелу является смена трансгрессивных и регрессивных условий, о чем свидетельствует чередование морских, паралических, континентальных и смешанных типов осадков.

В конце маастрихта и дания море окончательно отступило с территории Центрально-Предандийской впадины, за исключением кратковременной трансгрессии в середине кайнозоя.

Тектонические движения, известные под названием перуанской складчатости и интенсивно проявившиеся в области Западных Кордильер, привели к незначительному угловому несогласию между меловыми и третичными отложениями в пределах рассматриваемой впадины. В этой связи высказываются предположения, что Центрально-Предандийская впадина как часть КП начала формироваться уже в позднемеловое время. В качестве доказательства указывается на полную изолированность позднемелового бассейна впадины от западных меловых бассейнов, существовавших в области Кордильер, и на его совпадение с современной осью КП.

Кайнозойский этап развития был главным в формировании Центрально-Предандийской впадины. В это время интенсивность прогибания впадины была самой значительной, что обусловило накопление мощной толщи (более 5000 м) пестроцветных и красноцветных осадков типа молассы. Основным источником сноса обломочного материала служила область Восточных Кордильер.

Кайнозойские тектонические (инкские) движения, наиболее резко проявившиеся в олигоцене, в основном оформили наблюдаемый ныне структурный план впадины. С этими движениями связывают образование сильно смятых и дислоцированных складок складчатого борта впадины и несогласие между палеогеном и неогеном.

Последующие тектонические движения, имевшие место в плиоцене — плейстоцене, дислоцировали отложения неогена (свита верхнего Чако) и еще больше деформировали ранее образовавшиеся складки.

Вслед за складчатыми движениями произошло общее воздымание территории, приведшее к образованию гипсометрически приподнятых антиклинальных зон внутреннего борта впадины, достигающих отметок 3500 м над уровнем моря.

Из краткого описания истории развития зоны сочленения Андийской СО с Бразильской ПЛ (на примере Центрально-Предандийской впадины) видно, что эта территория с девона до начала третичного времени не испытывала длительного и непрерывного прогибания. Напротив, периоды интенсивных прогибаний земной коры здесь неоднократно сменялись воздыманием и длительными перерывами в осадконакоплении. Специфические условия тектонического развития территории оказали весьма существенное влияние на характер нефтегазоносности недр этой части Предандийского КП.

Следует заметить, что такие условия тектонического развития характерны только для определенного отрезка зоны сочленения. Другие обширные районы зоны сочленения альпийских складчатых сооружений Анд с Бразильской ПЛ здесь не рассматриваются.

Нефтегазоносность Предандийского КП установлена на всем его протяжении. В большинстве впадин нефтегазоносность обнаружена лишь на внутреннем борту и в приосевой зоне. Это, по-видимому, связано с методикой поисков и разведки скоплений нефти и газа в КП вообще, так как в этих регионах поисковые работы, как правило, начинаются на складчатом борту, где отмечаются многочисленные нефтегазопроявления и имеются благоприятные объекты для заложения скважин в виде антиклинальных зон, которые не требуют больших затрат на их подготовку к бурению. В нефтегазоносном отношении рассматриваемый КП изучен недостаточно,

и здесь, несомненно существуют благоприятные условия для развития разнообразных ловушек нефти и газа на его внешнем борту.

По характеру нефтегазоносности Центрально-Предандийская впадина существенно отличается от других впадин Предандийского краевого прогиба. Если в других впадинах Предандийского прогиба (Апуре-Баринас, Верхнеамазонской и др.) промышленно нефтегазоносным является исключительно мезозойский комплекс отложений, то в Центрально-Предандийской впадине нефтегазоносность связана с палеозойским комплексом.

Установлено, что самые многочисленные нефтегазопроявления в естественных выходах и в скважинах здесь приурочены к девонским отложениям флишoidalного типа и в меньшей мере к каменноугольной толще. В пределах впадины открыто более 50 нефтяных и газовых месторождений, из которых большая часть приурочена к внутреннему (складчатому) борту. Регионально нефтегазоносными являются девонские и каменноугольные отложения. Коллекторами служат песчаники, реже алевролиты и конгломераты, а покрывками — глинистые породы. К нефтепроизводящим относятся глинистые отложения девонского возраста.

Все месторождения, приуроченные к внутреннему борту впадины, связаны с крупными линейно вытянутыми структурными зонами, состоящими из асимметричных, осложненных надвигами и взбросами антиклиналей, большинство из которых выражено на поверхности обратным рельефом.

Для примера приведем краткое описание двух месторождений, расположенных в разных структурных зонах впадины. Месторождение внутреннего борта Монтеагудо находится в самой крайней части складчатого борта впадины почти на ее границе с Восточными Кордильерами. Оно приурочено к антиклинальной складке размером 7x2,5 км. Площадь нефтегазоносности составляет около 15 км². Складка асимметричная и осложнена продольным и поперечным нарушениями. Угол падения на восточном крыле достигает 60°. В сводовой части на поверхности обнажаются третичные отложения свиты чако. Месторождение многопластовое, все залежи являются нефтегазовыми и приурочены к песчаным горизонтам свит эскармент (карбон), кангали (триас) и такуру (мел). Дебиты отдельных скважин достигают 150 м³/сут нефти и до 170 тыс. м³/сут газа.

Газоконденсатное месторождение Кольпа расположено в другой структурной зоне, в пределах поперечного поднятия Санта-Крус. Оно связано с широкой симметричной брахиантиклиналью северо-западного простира-ния размером 12, 5x5 км, погребенной под третичными отложениями. Основные залежи газа и конденсата заключены в песчаных горизонтах свит наранхилиос (верхний мел) и тариха (карбон). Дебит скважин составляет в среднем 170 тыс. м³/сут газа и до 40 м³/сут конденсата. Один из горизонтов свиты тариха нефтеносен. Плотность нефти 0,801 г/см³.

Важно отметить, что в распределении скоплений углеводородов по их фазовому состоянию в Центрально-Предандийской впадине наблюдается определенная закономерность. На внутреннем ее борту распространены главным образом нефтяные и реже нефтегазовые месторождения, а на внешнем борту и на поперечном поднятии Санта-Крус намечается развитие преимущественно газовых и газоконденсатных месторождений. Одним из наиболее важных факторов, влияющих на фазовое состояние углеводо-

родных флюидов в недрах Центрально-Предандийской впадины, считаются температурные условия.

Так, все нефтяные месторождения, расположенные на складчатом борту и содержащие значительные запасы, находятся в зоне низких пластовых температур. Газовые и газоконденсатные месторождения, расположенные на поперечном поднятии Санта-Крус, оказываются в зоне высоких и средних температур.

На низкотемпературные условия недр внутреннего борта впадины и относительно высокотемпературные условия ее внешнего борта и поперечного поднятия Санта-Крус указывают температурные карты срезов и карты изменения средних значений геотермического градиента.

В целом для Предандийского прогиба характерны нефтегазоносность доорогенного комплекса отложений и практическое отсутствие промышленных залежей нефти и газа в орогенных Φ кайнозоя. При этом среди доорогенных отложений наиболее богаты отложения мелового возраста. В Центрально-Предандийской впадине нефтегазоносны преимущественно отложения девона и карбона.

Таким образом, в Предандийском прогибе наблюдается та же закономерность в размещении скоплений нефти и газа, которая присуща другим КП альпийского цикла тектогенеза.

Мезозойские краевые прогибы

Предкордильерский краевой прогиб

Зона сочленения позднемезозойской Кордильерской ГС и Северо-Американской древней ПЛ резко неоднородна по простиранию. С севера на юг в ней выделяются отрезки: Канадский, Северо-Американский (США), Мексиканский и Центрально-Американский, разделенные поперечными глубинными разломами. По границе с ПЛ в пределах двух первых отрезков проходит Предкордильерский КП, состоящий из отдельных впадин: впадины дельты Маккензи и Пил-Ривер и впадины Альберта, входящих в Канадский отрезок (рис. 21, вкл). Более южный отрезок, расположенный на территории Скалистых гор США, является особым типом сочленения складчатой системы и ПЛ, представляет собой сложную мозаику впадин и поднятий и подробнее будет рассмотрен в гл. 4.

С запада КП ограничен многогеосинклинальной зоной Кордильер, имеющей ларамийский (K_2) возраст главной складчатости (на границе мела и палеогена). Складчатость ЭВГС Кордильер позднеюрско-раннемелового возраста (невадийская). В отличие от распространенного и принятого нами взгляда, согласно которому Северо-Американские Кордильеры относятся к мезозойским сооружениям, В.Е. Хаин [1971] считает, что Кордильеры Северной Америки следует рассматривать как альпийское сооружение с весьма растянутым орогенным этапом развития. По его мнению, только в эоцене возникла система чешуйчатых надвигов Северных Скалистых гор, поднялось мощное складчатое сооружение Кордильер, а современную структуру и рельеф Кордильеры Северной Америки окончательно приобрели в позднеальпийский (олигоцен—антропоген) этап тектогенеза.

Выполнен прогиб карбонатными отложениями палеозоя и терригенными отложениями мезозоя.

Самая северная впадина Предкордильерского КП — впадина Маккензи — протягивается на 500 при максимальной ширине 125 км вдоль хребтов Ричардсон и Маккензи и отделена от более южной впадины Альберты миогеосинклинальным выступом гор Маккензи протяженностью 650 км. Она открывается на севере в море Бофорта. Ее отличительная особенность — небольшая протяженность и наибольшая глубина по сравнению с другими отрезками Предкордильерского КП. Кровля фундамента погружена во впадине Маккензи на — (3,5—4) км на востоке и до — 5 км и глубже на западе, у фронта СО. Впадина Маккензи разделена платформенным выступом, который фиксируется выходами на поверхность девонских пород, на две части — северную и южную. Впадина выполнена верхнемеловым молассовым комплексом. Прилегающая СО характеризуется развитием надвигов и линейных структур. Внутреннее строение впадины изучено слабо, так как лишь в последнее время здесь были развернуты поисково-разведочные работы на нефть и газ, увенчавшиеся открытием ряда месторождений, в частности на северном склоне выступа Маккензи.

Южнее выступа Маккензи расположена впадина Альберта, выходящая на юге из пределов Канады в США. Она ограничена на востоке Канадскими Кордильерами, на юге — северо-западным склоном платформенного свода Суитграсс по разлому Пендроу.

В пределах впадины Альберта КП обособляется в западной части впадины и в канадской геологической литературе носит название Глубокого бассейна. Он вытянут на 1750 при максимальной ширине до 135 км и выполнен мезозойскими терригенными отложениями максимальной мощностью 4570 м на западе, значительная часть которых (до 4000 м) приходится на орогенный верхнемеловой комплекс. Доорогенные платформенные образования, слагающие основание прогиба, представлены палеозойским, преимущественно карбонатным комплексом и маломощными триасово-нижнемеловыми терригенными породами. В Канадских Кордильерах, ограничивающих с запада впадину Альберта, четко выделяются эв- и миогеосинклинальные зоны. МГС характеризуется развитием серии пологих, чешуйчатых, расположенных один над другим надвигов, не затронувших докембрийский фундамент, и интенсивной линейной складчатостью, захватившей палеозойские карбонатные и докембрийские терригенные и карбонатные отложения серий Парсер-Вандермер. Фронтальные части надвигов обычно сложены палеозойскими известняками и в рельефе образуют продольные хребты; тыльные части, выполненные мезозойскими песчаниками и аргиллитами, представляют собой продольные долины. По мнению большинства исследователей, надвиги и взбросо-надвиги на глубине сливаются в одну поверхность пологого надвига. В пределах передовых хребтов мощности палеозойских отложений достигают больших значений по сравнению с восточным обрамлением.

Граница МГС и КП проходит по орографическому фронту Скалистых гор, с которым совпадает серия крупных региональных надвигов (Льюис, Мак Коннел и др.) и восточнее которых на поверхности развиты верхнемеловые и третичные отложения.

Впадина КП построена асимметрично, кровля фундамента в нем расположена на отметках от —2500 м на востоке до —4000 м и глубже на западе. Четко выделяются две зоны — внутренняя и внешняя. Внутренняя зона

(так называемые Предгорья) по своему строению принципиально сходна с прилегающей МГС.

По данным Д.К. Норриса и А.В. Балли [1972], во внутренней зоне КП развита серия относительно крупных и пологих надвиговых пластин, сложенных палеозойскими карбонатными отложениями. Многочисленные чешуи, представленные обломочными породами мезозоя, перекрывают палеозойскую структуру. Весь комплекс подстилается слабо нарушенным западным продолжением Канадского щита. Локальные структуры — преимущественно принадвиговые линейные антиклинали — образуют ряд субмеридиональных валобразных линий, разделенных синклиналями, расположенными в тыловых частях надвигов. Это линии Тернер Вэлли-Вилдкат Хиллис, Ватертон-Саванна Крик, Западный Джампинг-Паунд-Бэрн Тембер, Пантер Ривер и др. По простиранию характер деформаций может изменяться. Так, на севере внутренней зоны в Британской Колумбии преобладает дисгармоничная складчатость.

Внешняя зона сложена относительно ненарушенными фанерозойскими породами, перекрывающими наклоненный к западу Канадский щит. В этой зоне, в отличие от внутренней, широко развиты третичные отложения. Здесь практически исчезают взбросо-надвиговые нарушения, развиты локальные структуры платформенного типа, размещение которых подчинено кордильерским северо-северо-западным простираниям, что отчетливо выражено в западной половине внешней зоны (структуры Эдсон, Бразо Ривер, Ферье, Кросфилд и др.). Внешняя граница впадины достаточно условна, она проходит в субмеридиональном направлении несколько восточнее г.Калгари, упираясь на севере в юго-восточный угол выступа Маккензи.

Основные нефтегазоносные горизонты КП Альберты — главным образом доорогенные карбонатные отложения девона и нижнего карбона, терригенные отложения нижнего мела и орогенные терригенные отложения верхнего мела.

Нефтегазоносные отложения девона развиты по всей впадине Альберта. Залежи УВ в них связаны с карбонатными отложениями, в основном с органогенными рифовыми постройками, геологии которых посвящены многочисленные работы. Следует подчеркнуть, что северо-восточные простирания, которым подчинены системы девонских рифогенных тел, являются диагональными по отношению к орогенным направлениям. В доорогенных карбонатных породах миссисипия (C_1-C_2) нефтегазоносна в основном толща Ливингстон мощностью до 300 м. Покрышкой для этого комплекса служат либо терригенные отложения пенсильвания (C_2-C_3) и перми, либо мезозоя. Коллекторами являются трещиновато-поровые разности известняков и доломитов различных пачек этой толщ, но чаще всего — карбонатной пачки Тэрнер Вэлли (верхи толщ Ливингстон). Пористость известняков и доломитов пачки Тернер Вэлли варьирует от 6 до 15% и часто улучшается за счет повышенной трещиноватости. Проницаемость составляет 1—10 мД.

Месторождения в терригенных породах известны в триасе, юре и мелу, однако самые крупные скопления нефти и газа приурочены к верхнемеловым песчаникам. С ними связаны в частности гигантское нефтяное месторождение Пембина, расположенное во внешней зоне прогиба у границы

с ПЛ, и ряд месторождений меньшего масштаба (Кнопик, Бигстоун, Эдсон, Каррот Крик, Вилсден Грин, Джилби, Медсин Ривер, Лифленд, Ферье, Ланавей, Каррингтон, Кэролайн, Кросфилд, Лоченд и др.) в обеих зонах прогиба. Ловушки главным образом литологические. Покрышками являются пачки глин внутри меловых отложений или глинистые толщи третичного возраста.

Все известные месторождения внутренней зоны приурочены к структурным ловушкам в виде сложно построенных линейных приразломных антиклиналей, обычно группирующихся в приразломные валы и валообразные поднятия и представленных установленными и возможными зонами преимущественного газонакопления (Вилдкет-Хиллс-Джампинг Паунд, Тэрнер Вэлли-Западный Джампинг Паунд-Вилдхорс Криг и др.). Простираение приразломных валов и входящих в их состав антиклиналей – северо-северо-западное, согласное с простираем примыкающей ГС.

Региональная зона газонакопления Вилдкет-Хиллс-Джампинг Паунд приурочена к одноименному валу асимметричного строения, простирающемуся в северо-западном направлении на расстояние свыше 50 при ширине до 5 км. Его крутое восточное крыло осложнено надвигом Саул, плоскость которого полого падает в юго-западном направлении. Юго-западное крыло вала пологое и сравнительно широкое. Газоводяной контакт прослеживается на глубинах 1930–1935 м. Оба газовых месторождения этой зоны – Вилдкет-Хиллс и Джампинг Паунд – приурочены к узким надвиговым антиклиналям, сложенным миссисипскими карбонатными породами, не согласно перекрытыми терригенными отложениями. Продуктивна пачка Тэрнер-Вэлли, сложенная частично доломитизированными криноидными известняками.

Зона нефтегазонакопления Тэрнер Вэлли построена аналогично предыдущей. Основным нефтегазоносным горизонтом является пачка Тэрнер Вэлли; в наиболее приподнятой части она содержит газовую шапку, ниже расположена нефтяная залежь. ВНК находится на отметке 1230 м. Пачка Тэрнер Вэлли содержит два продуктивных горизонта – “верхний пористый” со средней пористостью 7% и “нижний пористый” со средней пористостью 8%.

Нефтегазоносная зона Кросфилд-Феррье-Бразо Ривер-Эдсон расположена на западе внешнего крыла прогиба и состоит из нефтегазовых и нефтяных месторождений, приуроченных к участкам выклинивания или несогласия на моноклинали с литологически и стратиграфически экранированными залежами [Справочник..., 1976, с.228]. В плане эти месторождения представлены узкими зонами северо-северо-западного простираения, расположенными одна на продолжении другой. В них, как правило, продуктивные отложения всего разреза – от верхнего девона до верхнего мела. Глубина залегания нефтегазоносных пластов от 1650 до 2775 м.

В пределах восточной части внешней зоны залежи нефти приурочены как к орогенным (мезозой), так и к доорогенным (палеозой) образованиям, причем в последних основной нефтегазоносный комплекс – девонские рифы. Ловушки месторождений в меловых отложениях литологические и обусловлены выклиниванием верхнемеловых песчаников вверх по восстанию пластов. Главными коллекторами мелового разреза служат песчаники свит кардиум (K_2), викинг (K_1), билли-ривер, блермор, нижнее коло-радо. Продуктивные горизонты мелового возраста сложены песчаниками

с прослоями глин и глинистых сланцев мощностью 10–50 м. Эффективная мощность песчаников колеблется от 2 до 10 м; их средняя пористость 18–20%. В связи с тем, что меловые продуктивные горизонты фациально изменчивы, в них формировались как структурные, так и литологические залежи.

Гигантское нефтяное месторождение Пембина расположено во внешней зоне на границе с ПЛ и приурочено к поднятию размером 25x35 км. Основные продуктивные горизонты этого месторождения – песчаники кардиум верхнего мела, залегающие здесь на глубине 1500–1600 м.

Колвиллский краевой прогиб¹

Ряд исследователей относят к системе Северо-Американских Кордильер и субширотные Кордильеры Аляски (хребет Брукс), существенное отличие которых от остальной СО состоит, кроме всего остального, в отсутствии эвгеосинклинальной зоны [Хаин, 1971]. Однако Кордильеры Аляски часто рассматриваются в качестве самостоятельной структуры, отделенной от Северо-Американских Кордильер. В последнем случае и Колвиллский КП обособляется из системы впадин Предкордильерского КП.

Колвиллский КП расположен в зоне сочленения мезозойских складчатых сооружений хребта Брукса и Гиперборейской (Арктической) ПЛ. Вопрос о возрасте фундамента последней – докембрийском или каледонском – является спорным. Прогиб протягивается в широтном направлении на 600 при ширине до 130 км. Ложе его образовано доорогенными палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, а выполнен он орогенными юрско-меловыми породами. Колвиллский прогиб на востоке срезается выступом геосинклинальных толщ, на западе погружается в Северный Ледовитый океан. Северная граница прогиба проводится исследователями по-разному. Нам представляется, что она проходит в широтном направлении южнее месторождения Прудхо-Бей, где наблюдается быстрое уменьшение мощности молассового юрско-мелового комплекса и подъем к северу кровли доорогенных отложений. В платформенном обрамлении прогиба четко выделяются поперечное поднятие Барроу Мид и разделяемые им восточная впадина Умиат и западная Чукотская впадина.

В строении прогиба выделяются внутренняя и внешняя зоны, для каждой из которых характерны свои деформации. На внутреннем борту палеозойско-мезозойские отложения разбиты взбросо-надвигами и смяты в принадлежковые линейные складки амплитудой до 1500 м. На внешнем борту осадочные породы залегают моноклинально, полого погружаются к осевой части прогиба и осложнены куполовидными поднятиями амплитудой 300 м.

В Колвиллском прогибе кровля кристаллического фундамента погружена до 7 км, вышележащий разрез представлен известняково-сланцевыми породами нижнего–среднего палеозоя; известняками и доломитами карбона, содержащего в нижней части красноцветную угленосную толщу; терригенными отложениями пермо-триаса и юры; песчано-глинистыми отложениями мела. Мощность и грубозернистость последних возрастает к югу, к хребту Брукса.

¹ Соавтор З.Н. Юшинская.

В Колвиллском прогибе в настоящее время известно несколько нефтяных и газовых месторождений (Титалук, Вульф-Крик, Грандстоун, Кэвик). Все месторождения, как правило, находятся на северном, внешнем его борту. Большое внимание этот район привлек к себе после открытия гигантского месторождения нефти Прудхо-Бей, расположенного вблизи северной границы прогиба на платформенном его обрамлении, с извлекаемыми запасами 2,5 млрд. т нефти и более 70 млрд. м³ газа.

Месторождения внешней зоны — небольшого масштаба, в большинстве приурочены к мелким поднятиям. Содержат сводовые и тектонически экранированные залежи, реже — стратиграфические и литологические. Нефтегазоносны отложения юры и мела на глубинах от 150 до 1500 м.

По-видимому, внутренний борт Колвиллского КП является перспективным на поиски нефти и газа и открытие здесь лишь одного нефтяного месторождения Гранд Стоун объясняется прежде всего сложностью освоения этого труднодоступного и сурового арктического района.

Предверхоаянский краевой прогиб

Предверхоаянский мезозойский КП детально описан Ю.М. Пушаровским [1960] и рядом геологов в более поздних статьях [Чичмарев, 1973; Черский и др., 1980; Соколов, Ларченко, 1980; Бакин и др., 1980]. Прогиб прослеживается на 1200 км, имеет ширину от 30—40 до 60—70 км. Северное окончание его трактуется по-разному — иногда его продолжают вдоль северо-восточного склона Анабарского щита, но, вероятно, более правильно считать за его окончание Атактырскую флексуру, т.е. не выделять у него субширотного отрезка [Чичмарев, 1973]. На юге КП оборван складчато-глыбовым поднятием Сетте-Дабан, а от СО отделен системой взбросо-надвигов. Платформенный борт "съеден" в центральной части прогиба платформенной структурой — Вилкойской синеклизой. Предверхоаянский КП распадается на шесть впадин, разделенных седловинами. Под некоторыми седловинами фиксируется высоко приподнятый фундамент (на глубине 1500 м в пределах Джарджакского выступа). В прогибе четко проявляются структурная и фашиальная продольная зональности, энергичная раздробленность фундамента впадины на разновеликие блоки.

Предверхоаянский КП имеет типичный для терригенных ГС формационный ряд — мощная толща различных терригенных Ф смежается угленосной орогенной Ф. Прогиб газоносен, причем отмечается газоносность многих пачек перми, триаса, юры (см. рис. 25).

Герцинские краевые прогибы

В пределах Тихоокеанского кольца сохранился один герцинский КП — Боуэн-Сюратский. Кроме того, судя по Ф, небольшие обрывки герцинских КП прослеживаются в пределах Новой Зеландии, Антарктиды, Анд, Скалистых гор. Однако эти структуры настолько переработаны, что описать их невозможно.

Боуэн-Сюратский краевой прогиб

Позднегерцинский КП геосинклиальной системы Хантер-Боуэн (Новая Англия) наложен на раннегерцинскую СО Лахлан, т.е. на эпипалеозойский пояс окраины Австралийской древней плиты. Длина Боуэн-Сюратского КП более 1600, ширина 150—180 км. Особенность тектонического положения КП определила его наложение на молодую ПЛ, почти не имеющую тол-

щи плитных отложений. Энергичное накопление плитных Ф началось после образования КП и привело к тому, что его средняя часть перекрыта крупной платформенной структурой — Сюратской впадиной.

Характер палеозойских отложений в ГС Лахлан и Хантер-Боуэн несколько различен [Богданов, 1967]. Каждая из ГС развивалась по-своему, но для обеих характерны резкое преобладание в разрезе различных терригенных осадков огромной мощности и большое количество эффузивов. Карбонатные породы образуют прослои, линзы, иногда небольшие по мощности пачки. На многих уровнях встречаются биогермы, небольшие рифовые образования. В распространении большинства рифогенных толщ четко виден тектонический контроль — они фиксируют поднятие между трогами и линии крупных тектонических уступов.

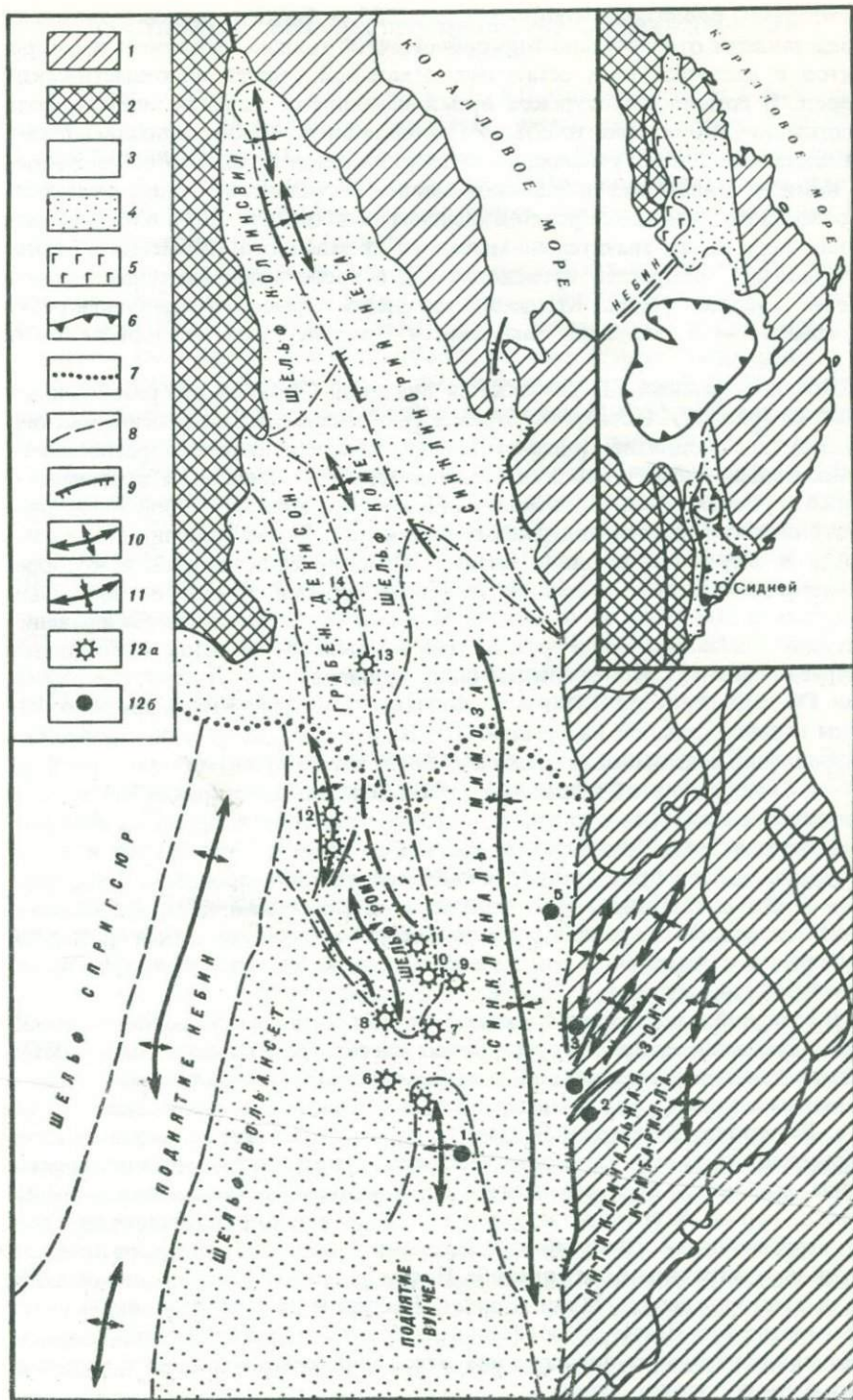
В Лахланской ГС геосинклинальные Ф отлагались в течение кембрия — среднего девона. Наиболее распространены здесь аспидная (граувакковая) Ф, Ф аргиллитов, сочетающиеся с толщами известково-щелочных кислых эффузивов. В силуре была интрузия гранодиоритов. Известняки встречаются спорадически, не образуют особых Ф и только в среднем девоне местами слагают толщи значительной мощности, но резко подчиненные по мощности терригенным толщам. На границе ордовика и силура, силура и девона были крупные фазы орогенеза, что привело к накоплению местами мощных толщ песчаников (по 3000—4000 м каждая). После орогенеза в конце среднего девона на территории ГС Лахлан отложился комплекс фалаховых, континентальных и морских Ф. В конце карбона началось накопление моласс.

В Хантер-Боуэнской ГС Новой Англии набор Ф наиболее разнообразен. Наряду с аспидными и граувакковыми Ф здесь существенную роль играют кремнистые толщи — яшмовые и кремнистые Ф. Вулканогенные породы имеют более ограниченное распространение, чем в ГС Лахлан, среди них преобладают андезиты. Быстро изменяющиеся, взаимозаменяющие геосинклинальные Ф отлагались в ГС Новая Англия дольше, чем в ГС Лахлан; их накопление продолжалось в карбоне и даже в перми. В позднем карбоне обособляются карбонатная Ф (известняк Йессаба) и мощная толща (до 8 км) темных аргиллитов, трактуемая как отложения мутьевых потоков. Накопление пермских флишеидных толщ происходило в наиболее восточных впадинах ГС. Общая мощность палеозойских отложений геосинклинальных поясов превышает 15 000 м.

Формирование орогенного комплекса Сидней-Боуэнского КП началось в конце карбона накоплением конгломератов Карабабула, которые, по мнению Н.А. Богданова [1967], сносились с запада, т.е. с ПЛ. Нижняя моласса местами сочетается с тиллитами и перекрывается Ф Глостер —

Рис. 22. Схема тектоники и нефтегазоносности северной части Боуэн-Сюратского прогиба. На врезке — обзорная карта

1 — складчатая палеозойская область Новой Англии; 2 — складчатая зона Лахлан; 3 — молодая ПЛ; 4 — КП; 5 — поля эффузивов; 6 — граница Сюратской впадины; 7 — северная граница распространения юрских отложений; 8 — граница структурных элементов; 9 — сбросы; 10 — антиклинали и антиклинальные зоны; 11 — синклинали; 12 — месторождения: а — газовые, газоконденсатные, б — нефтяные и нефтегазовые (1 — Альтон, 2 — Муни, 3 — Бейнет, 4 — Кэввин, 5 — Кюллой, 6 — Боксей, 7 — Нуриду, 8 — Кинкора, 9 — Валуомбилла, 10 — Пиканжин, 11 — Плезат Хилс, 12 — Вестгроув, 13 — Роллестон, 14 — Арктрус)



базальтами, риолитами мощностью до 2500 м. Нижнепермские отложения представлены относительно тонкообломочной толщей аргиллитов и алевролитов с растительными остатками и мощной толщей пирокластических пород. В артинско-кунгурское время накопились морская моласса мощностью до 2500 м и пластобазальты мощностью до 1000 м. С поздней перми началось накопление угленосных Ф (верхние слои Боуэна) и сопряженных с ними Ф кварцевых песчаников, морских тиллитов. Общая мощность молассового комплекса резко изменчива: наибольшая (до 8 км) — вблизи восточного борта, значительно меньшая — у западного. Кроме того, резкое сокращение мощностей происходит над погребенными выступами фундамента. Западнее границ КП общая мощность пермского комплекса резко сокращается и молассы замещаются тонкозернистыми терригенными отложениями.

Боуэн-Сюрятский КП разделяется впадиной Сюрят на два разобщенных участка (рис. 22). В северном отрезке (Боуэнском) вдоль прогиба вытянуто крупное поднятие (шельф) Комет, западнее которого расположена относительно менее глубокая впадина (грабен) Денисон, а восточнее — более глубокая — Карборунская. Вал Комет представляет собой эрозионно-тектонический выступ допермских отложений. Вдоль геосинклинали борта в Боуэнской впадине вытянут Нэбский синклиниорий, в котором отмечаются широкие линейные складки с углами $20-30^\circ$ на восточных крыльях и $30-40^\circ$ — на западных. Местами имеет место запрокидывание складок на запад. Более резкое запрокидывание складок наблюдается в краевой части ГС Новая Англия (зона надвигов Маки-Хантер), где формации ГС надвинуты на 3—5 км на пологие структуры КП. В пределах КП углы падения складок на крыльях $10-20^\circ$, реже 30° , постепенно в западном направлении они выволаживаются и сменяются крупными пологими формами. Серия поднятий и впадин, вытянутых вдоль простирания КП, прослеживается и южнее, под плащом молодых отложений Сюрятской впадины.

В южной, сиднейской, части прогиба выделяется ряд мульд и валов меридионального простирания, т.е. вытянутых вдоль прогиба и приуроченных к его центральной зоне. Западным ограничением центральной зоны является разлом Карражонг, вдоль которого вытянута четкая флексура. Западнее нее выделяется внешнее крыло прогиба, осложненное мелкими пологими структурами.

В северной и центральной частях Боуэн-Сиднейского КП обнаружено 30 месторождений, среди которых резко преобладают газовые. Выделяются четыре зоны нефтегазоаккумуляции (см. рис. 22): 1) вал Комет — газ в локальных поднятиях верхнепермских песчаников, месторождения Арктурус, Вестроув, Ролестон; 2) зона (шельф) Рома — серия пологих валов, образованных за счет облекания выступов фундамента и имеющих простирание, несколько секущее прогиб. Продуктивны песчаники нижней юры, триаса, перми. Встречены залежи как газа, так и нефти. Выявлено более 20 месторождений (Волумбилла, Пиканжина и др.); 3) складки площади Муни на внутреннем борту прогиба. Нефтегазоносны нижнеюрские песчаники в месторождениях Муни, Беннет, Кэбвин и др.; 4) особняком стоит месторождение Принг-Даунс (площадь Муни), где газ, скопившийся за счет просачивания из прилегающих отложений юры, находится в метаморфизованных породах девона.

Все месторождения имеют небольшие запасы.

СООТНОШЕНИЕ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ С РАЗЛИЧНЫМИ БЛОКАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К вопросу о структурном положении КП можно подойти с несколько других позиций. В частности, интересно рассмотреть соотношение КП с границами литосферных плит, а также с блоками земной коры, различающимися по толщине и по времени формирования континентальной земной коры; в какой-то степени подойти к оценке вероятности образования КП в зоне поддвигов крупных блоков.

Данных о толщине земной коры (т.е. о глубинах до раздела Мохоровичича) под КП в настоящее время еще немного, и их можно привести далеко не для всех КП. Предкарпатский КП (его основная часть) лежит в пределах сегмента, имеющего "толстую" (более 40 км) земную кору [Соллогуб, Чекунов, 1980]. Близкие данные имеются и для других КП. Так, в Предкопетдагском КП в пределах Копетдага граница М геофизическими исследованиями устанавливается на глубине 40–50 км, поверхность К отмечается на глубине 25–30 км, подошва метаморфизованных палеозойских отложений – на глубине 15–20 км, а осадочного чехла – на глубине 10–12 км [Горделов и др., 1979]. Под Индоло-Кубанским КП земная кора достигает 40, а под Терско-Каспийским – 50 км [Байрак, Романов, 1980]. Под Гималаями земная кора имеет толщину 70–75, под остальной территорией Индии и под Предгималайским КП – 30–50 км [Резвой, 1971]. В ряде КП мощность земной коры меньше – Северо-Кубинский КП заложен на коре толщиной 25–30 км, причем под прилегающей ПЛ ее толщина всего 7–15 км [Адамович, Чехович, 1964], а Новогвинейский КП – на коре толщиной 25 км.

Мощность земной коры несколько меняется в пределах КП. Так, Предкарпатский КП в своей украинской части заложен на "толстой" земной коре (т.е. 40 км и более), а в румынской части – на коре, не превышающей 30–35 км. "Толстая" земная кора протягивается не только под украинской частью КП, но и под прилегающей частью Карпат, а крупный разлом, типа линейамента (Одра-Кавказский линейамент, по В.Б. Соллогубу и А.В. Чекунову), проходит под Закарпатским прогибом [Соллогуб, Чекунов, 1980].

"Приближенность" КП к границам сегментов с "толстой" корой различна в разных КП – Предкарпатский в северной и западной частях вытянут вдоль границы сегмента и отстоит от нее на ширину собственно Карпат (100 км), Индоло-Кубанский грубо повторяет очертания края сегмента, но отстоит от него уже значительно дальше, а Терско-Каспийский вообще не связан с краем "толстого" сегмента Земли. Не исключено, что толщина земной коры влияет на структуру и историю формирования КП, так как, например, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский КП, имеющие одинаковое общерегиональное положение, но земную кору разной толщины, существенно различаются по всем показателям.

При районировании Земли по времени формирования земной коры [Тектоника..., 1980] все впадины, выполненные верхними молассами, – межгорные и краевые – рассматриваются как показатели становления континентальной коры. Пояса складчатости и вытянутые вдоль них КП в первом приближении (т.е. при построении мелкомасштабных схем) совпадают с границами блоков, имеющих континентальную кору разного возраста. Однако это совпадение очень приближенное. Согласно представ-

лениям авторов указанной карты, при формировании молодого блока значительные по ширине приконтактные части более древних блоков захватываются интенсивной тектонической перестройкой — сучиванием, шарьированием и складчатостью. Зоны спайки разновозрастных блоков испытывают резкое изостатическое воздымание. В краевых частях этих зон, в пределах блоков с более древней континентальной корой, возникают впадины КП, а на вновь образованной коре — внутренние (межгорные) впадины. Таково общее региональное положение большинства КП. Однако имеются КП, возникшие в пределах единых разновозрастных (по мнению авторов Тектонической карты Северной Евразии [1980]), крупных блоков. Таковы Предпиренейский КП, прогиб Эбро и Предверхоянский КП. Эти КП не имеют принципиальных отличий от КП, возникших вблизи краев плит разного возраста.

Мобилистами КП рассматриваются как структуры, возникающие в зонах надвигания крупных литосферных плит друг на друга. Так, Предгималайский КП, по мнению Дж. Керри и Д. Мур [1978], расположен в зоне поддвига ПЛ Индостан под океанические впадины Азии. Предполагается, что заложение зоны субдукции произошло в позднем палеоцене (т.е. в период начала накопления моласс) и движение по ней продолжается до настоящего времени. Однако, по мнению Н.А. Еремченко [Еремченко, Клубов, 1980], это предположение не подтверждается данными сейсмического зондирования. С субдукцией Индии под Бирманско-Зондской сектор Дж. Керри и Д. Мур связывают и возникновение Предараканского КП. Поддвижением древних (Восточно-Европейской и Африканской) и молодых (Западно-Европейской) ПЛ под "захлопывающийся" океан Тетис объясняют и возникновение большинства Альпийских КП [Ушаков и др., 1980]. Поддвижение крупных масс осадочных пород, содержащих огромное количество захороненного органического материала под надвинутыми на них горными сооружениями, определяет, по мнению ряда ученых, огромные запасы УВ в КП.

Нужно подчеркнуть, что в теориях разновозрастных блоков земной коры и взаимодействия движущихся плит моделируется в основном динамика глубоких слоев литосферы и принципиально не меняются имеющиеся представления об истории формирования ее верхних слоев (мощностью 5–8 км), что соответственно, мало сказывается на представлениях о структуре возможно нефтегазоносных горизонтов, хотя принятие положений неомобилизма разрешает существенно увеличить ширину поля платформенных отложений под миегеосинклинальными Ф. Однако большая глубина погружения (7–10 км) платформенных отложений под крупномасштабными надвигами также пока оставляет этот вопрос в числе общетеоретических, не имеющих прямого практического значения.

ФОРМАЦИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ
И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для оценки перспектив нефтегазоносности КП необходимо рассмотреть как Ф, образующиеся во впадине КП, т.е. те Ф, по которым фиксируются орогенная стадия и впадины КП, так и Ф других структурных этажей (ПЛ и МГС), связанные с Ф собственно краевого прогиба и нередко содержащие основные запасы УВ. Кроме того, иногда на территории КП в результате крупных тектонических перемещений оказываются Ф и других рядов — например, ЭВГС. Весь комплекс Ф зоны сочленения, как правило, разделяется несколькими поверхностями несогласий на структурные этажи.

Четкая обособленность КП от других впадин по общему характеру Ф подчеркивалась неоднократно. Специфика рядов КП рассматривалась Н.С. Шатским [1965], А.А. Богдановым [1955], Ю.М. Пушаровским [1959, 1969], А.Е. Михайловым [1951], Г.И. Теодоровичем [1959], М.В. Муратовым и В.М. Цейслером [1968], В.М. Цейслером [1972], И.К. Королюк [1980]. К настоящему времени выяснены основные наборы Ф, наиболее частая их последовательность порядок мощностей и общая фациальная изменчивость. Выявленных особенностей Ф краевых прогибов достаточно для более или менее однозначного выделения КП, но явно мало для сравнительного анализа КП и для выяснения специфики распределения в них залежей нефти и газа.

Орогенные Ф, выполняющие собственно впадины КП, принадлежат в основном к молассам и реже к другим классам Ф (т.е. к угленосным, глинистым и соленосным Ф); еще реже встречаются вулканогенные и ледниковые Ф (рис. 23—25). Доорогенные толщи зон сочленения ПЛ и СО чрезвычайно разнообразны по набору Ф, так как включают Ф разных структурных зон. Намечается определенная связь между доорогенными и орогенными Ф, что позволяет подойти к вопросу классификации КП и к прогнозированию особенностей формационных рядов глубокопогруженных участков зон сочленения ПЛ и СО.

Говоря о Ф краевых прогибов, нельзя упускать из вида фациальную специфику осадков КП. В последние годы в результате увлечения Ф фациальные особенности толщ нередко остаются вне внимания исследователей, хотя именно фашии по существу определяют нефтегазоносность многих

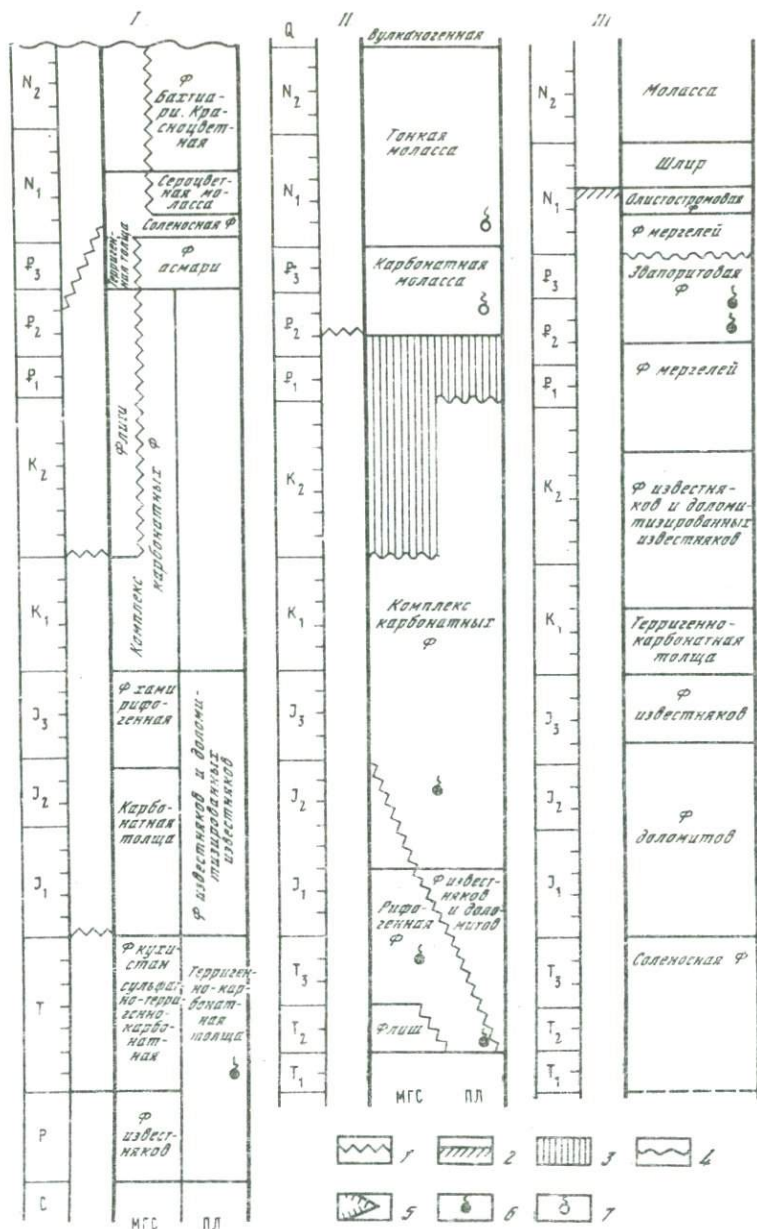
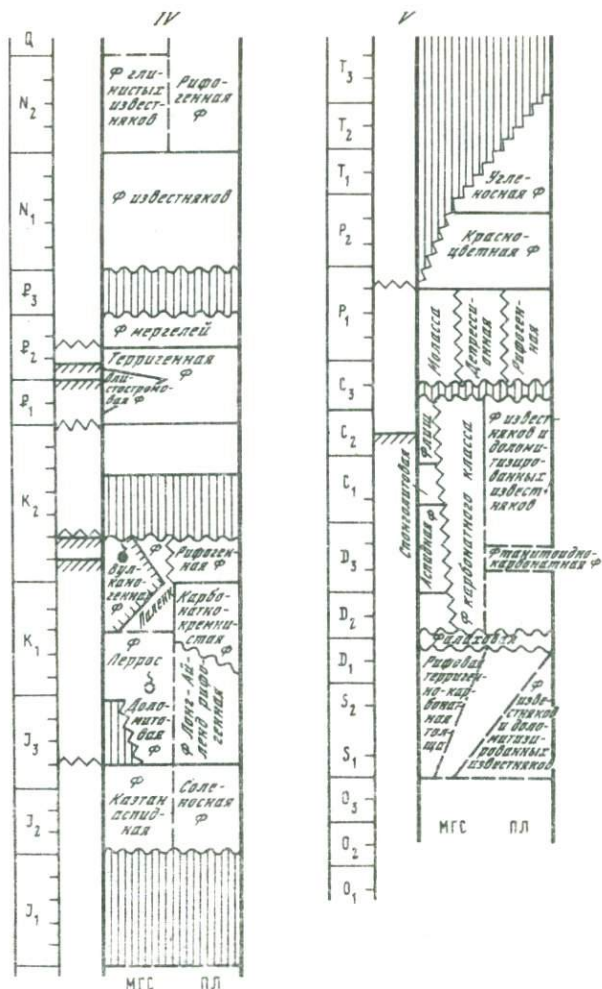


Рис. 23. Формационные ряды зон сочленения ПЛ и карбонатогенных ГС: I - Месопотамский, II - Сицилийский, III - Предатласский, IV - Северо-Кубинский, V - Предуральский

1 - время основных деформаций; 2 - время образования крупных надвигов; 3 - отсутствие отложений; 4 - поверхность основных стратиграфических несогласий; 5 - перемещенные комплексы; 6-7 - залежи: 6 - нефтяные, 7 - газовые



толщ. Только методом фациального анализа можно прогнозировать зоны развития наиболее обычных для КП коллекторов, например рифогенных высокопористых гранулярных песчаников, зон вторичной доломитизации. Казалось бы, что внефациальными являются трещинные коллектора, но их эффективная емкость в карбонатных породах в значительной степени определяется первичными седиментационными особенностями осадков. Так же методом фациального анализа выявляются конседиментационные поднятия, а уже неоднократно отмечалось, что именно последние становятся ловушками УВ в КП.

Прежде чем переходить к Ф зон сочленения, остановимся кратко на некоторых общих вопросах формационного анализа.

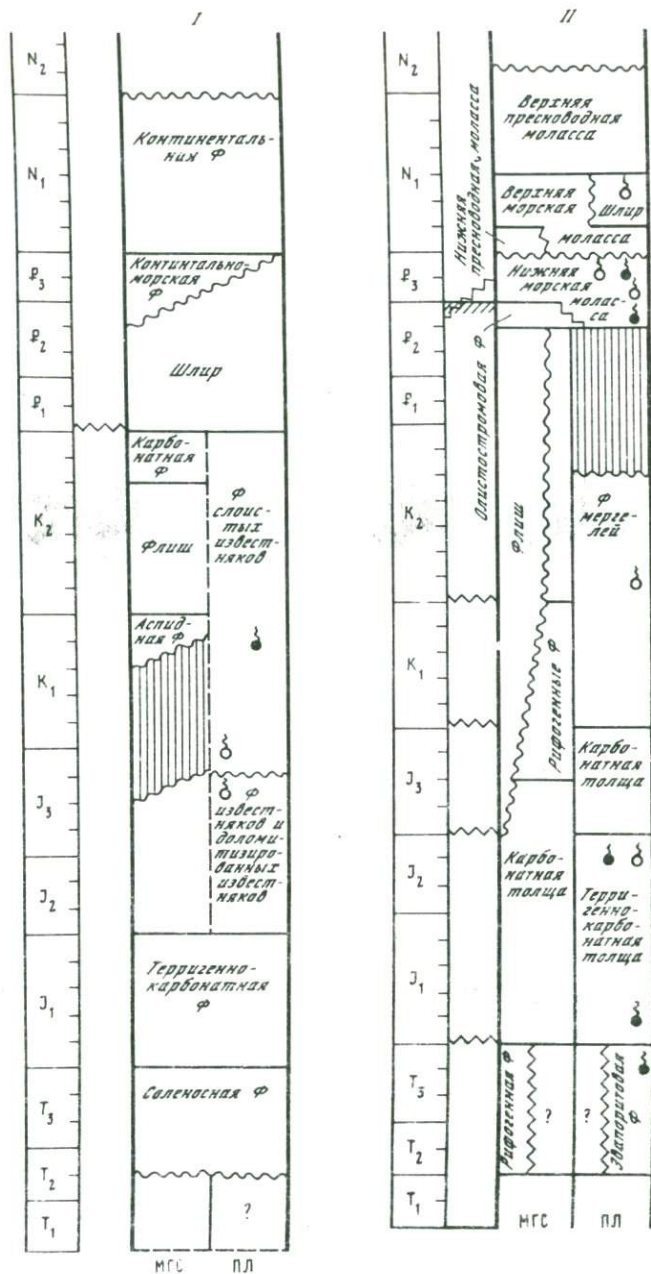
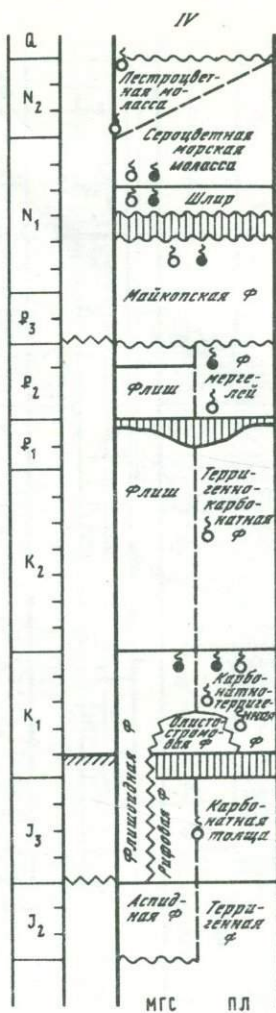
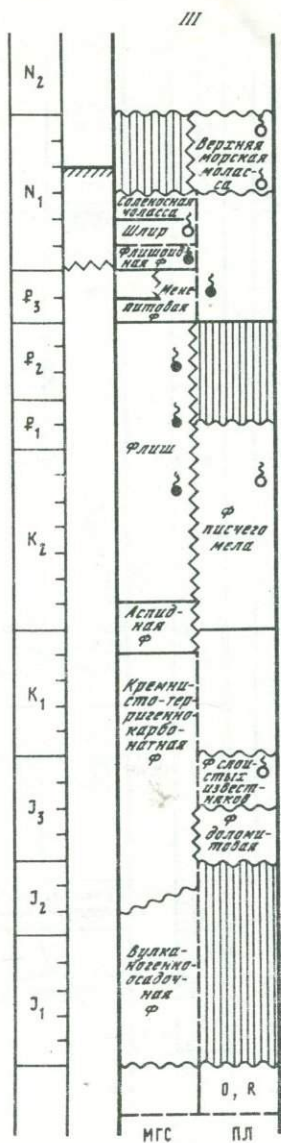


Рис. 24. Формационные ряды зон сочленения ПЛ и флишевых ГС: I – Предприренейский, II – Предальпийский, III – Предкарпатский, IV – Западно-Кубанский
Условные обозначения см. на рис. 23



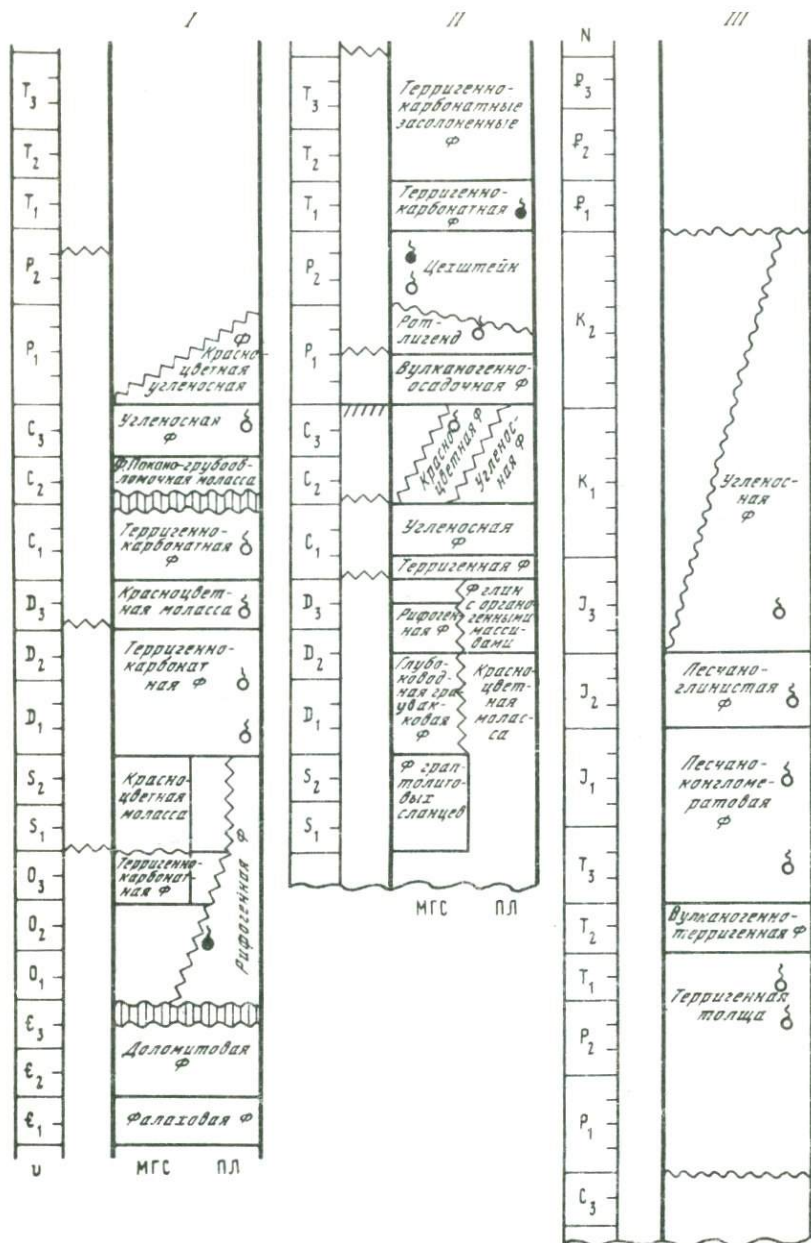
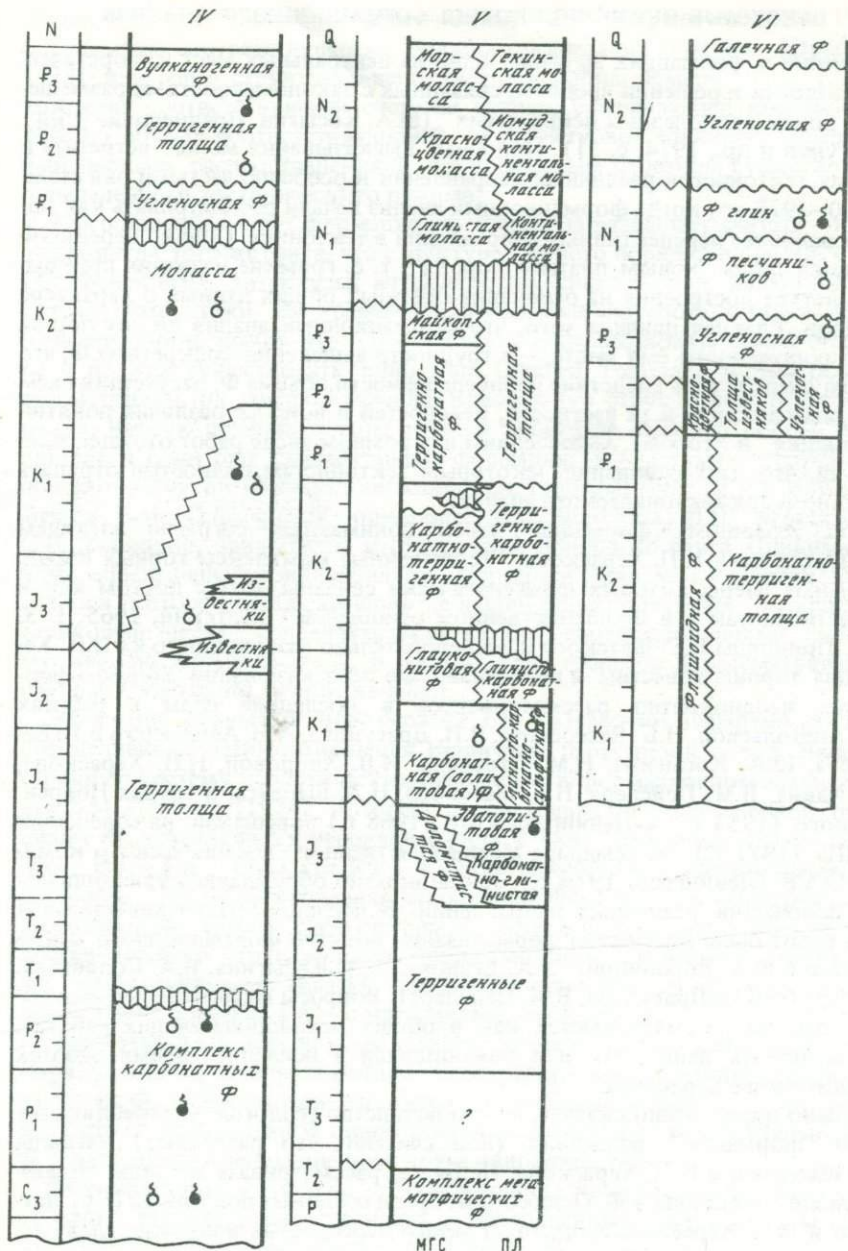


Рис. 25. Формационные ряды зон сочленения ПЛ и терригенных ГС: I – Предаппалачский, II – Субгерцинский, III – Предверхооянский, IV – Предневадийский (Невадийский участок), V – Предкопетдагский, VI – Предараканский

Условные обозначения см. на рис. 23



"Учение о формациях занимает одно из центральных мест в теоретической геологии и решении проблем, связанных с закономерностями размещения и поисками полезных ископаемых" (Ю.А. Косыгин. Предисловие к кн.: [Драгунов и др., 1974, с. 3]). Подобные высказывания можно встретить в работах тектонистов различных направлений и особенно частыми они стали в 1950–1975 гг., когда формационный анализ начали рассматривать как одно из наиболее перспективных направлений в тектонике. Однако нередко Ф являются лишь "новым платьем короля", т. е. громкие названия прикрывают ветхие построения на основании обычных общих данных о характере разрезов. Главная причина того, что формационный анализ до сих пор не занял положенного ему места, — в трудности выделения конкретных Ф, что в свою очередь есть следствие неопределенности объема Ф, отсутствия схем их классификации и, в частности, неясностей в вопросе различия понятий "формация" и "толща". С последним в огромном числе работ отождествляются Ф, что дает основание некоторым тектонистам полностью отрицать значение Ф для тектонического анализа.

Под термином "формации" нами понимаются, согласно взглядам Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова, "естественные комплексы горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в возрастном, так и в пространственном отношении" [Шатский, 1965, т. 3, с. 7]. Принципы Н.С. Шатского и последовательно развивавшего их Н.П. Хераскова хорошо известны и не нуждаются в пересказывании. Учение о формациях неоднократно рассматривалось в последние годы в работах А.И. Анатольевой, Н.Б. Вассоевича, В.И. Драгунова, А.И. Айнемера и В.И. Васильева, Ю.А. Косыгина, Н.М. Страхова, И.В. Хворовой, Н.П. Хераскова, В.Е. Хаина, В.М. Цейслера, Н.С. Шатского, Н.А. Штрейса, в трудах Новосибирского (1953 г.) и Ленинградского (1968 г.) совещаний, на совещании МОИПа (1971 г.), на семинаре Межведомственного тектонического комитета СССР (Ленинград, 1976 г.). Неоднократно обсуждались принципиальные положения различных направлений. В последние годы значительная часть работ была посвящена формализации понятий формационного анализа (статьи Ю.А. Ворониной, Э.А. Еганова, Ю.А. Косыгина, В.А. Соловьева, И.В. Круть, В.И. Драгунова, В.М. Цейслера). Вопросы методики формационного анализа рассматриваются как в общих основополагающих работах, перечисленных выше, так и в появившихся в последнее время работах методического характера.

Можно определенно сказать, что большинство геологов, употребляющих слово "формация", разделяют (или считают, что разделяют) взгляды Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова. Не будем рассматривать взгляды сторонников иного подхода к Ф. Однако даже среди основных положений Н.С. Шатского и Н.П. Хераскова существует много нерешенных вопросов, главным из которых является объем Ф и принципы их классификаций.

Объем формаций и принципы их выделения

Необходимость уточнения объема Ф признается всеми исследователями, так как хорошо известны многочисленные примеры расчленения одного и того же разреза на разное число Ф.

Определение объема Ф — это, по существу, решение вопроса о соотно-

шении Φ со всей системой геологических понятий [Крашенинников, 1962], определение соответствующего "уровня организации материи" [Драгунов, 1973] или ранга структурно-вещественных единиц земной коры, т. е. нахождение соответствующей системы единиц, связывающей комплекс пород, по объему соответствующий Φ , со структурной единицей, определяющей площадь распространения Φ , и с временным отрезком существования определенного тектонического режима.

Накопившийся опыт формационного анализа разрешает считать, что Φ — это понятия того же ранга, что структуры первого порядка в пределах ПЛ и ГС (синеклизы, антеклизы, антиклинории, синклинории, авлакогены) и структурные этажи. Во временном отношении им соответствуют ярусы. Конечно, это не значит, что одна Φ должна соответствовать одной структуре и должен существовать один этап. Однако, говоря о Φ , мы обязаны рассматривать их распространение, измеряя его структурами первого порядка. Четкую позицию в этом вопросе занял В.М. Цейслер [1974], поставивший в один ряд "элементарные формации" и "частные структуры", под которыми он понимает синклинории, грабены, мульды и т. п. Как отмечает В.М. Цейслер, Φ , описанные Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым, И.В. Хворовой, приурочены к структурам подобного ранга. Принимаемое нами определение уровня понятия "формация" уже, чем у многих других авторов, которые ставят это понятие в один ряд с понятиями "материк—материковый шельф, континентальный склон", соответствующими, по нашему мнению, комплексам Φ . В работах ряда геологов Φ рассматриваются, наоборот, как более мелкие явления.

Уточнение объема Φ невозможно без разработки иерархии понятий, определяющих взаимоотношения различных парагенезов пород. Наиболее стройную систему иерархических отношений в формационном анализе привел В.М. Цейслер [1974], который, рассматривая пространственное соотношение Φ , установил их соподчиненность в виде следующей схемы: $K\Phi - \text{ЭА} - \text{РА} - \text{ГА} - \text{СОО}$, где $K\Phi$ — конкретная Φ ; ЭА — элементарные ассоциации Φ ; РА — региональная ассоциация Φ ; ГА — гигантоструктурная ассоциация Φ ; СОО — слой осадочной оболочке. Этот ряд сочетаний Φ сопоставляется со структурными единицами: $K\Phi$ — с частной структурой, ЭА — со структурами типа ГС геантиклинория, РА — с плитами, геосинклинальными поясами, ГА — с материками, океанами.

В работах по Φ нередко смешиваются понятия разных категорий — классификационные и определяющие пространственно-временные связи конкретных Φ . К последним относятся: вертикальный ряд Φ — сменяющие друг друга конкретные Φ одной тектонической зоны; горизонтальный ряд Φ — латерально сменяющие друг друга разновозрастные Φ .

Формационный комплекс — "совокупность конкретных Φ , смежных по возрасту, области распространения и объединенных друг с другом по каким-нибудь принципам" [Херасков, 1967, с. 5].

Ассоциации — сочетание конкретных Φ в структурах разного порядка. В таком смысле употреблялись эти названия Н.С. Шатским.

Классификационные понятия рассмотрены ниже.

Формации — это крупные геологические тела с четко выраженным литологическим своеобразием, поэтому в подавляющем числе случаев конкретные Φ выделяются в разрезе по макролитологическим признакам, и в

таких случаях Φ оказываются именно те части осадочного чехла, которые при общих геологических работах описывались как толщи, а при стратиграфических — как свиты. Однако при формационном анализе в них выявляются другие качественные особенности, что приводит и к иным общим выводам. В некоторых случаях Φ объединяют несколько свит, разобщенных пространственно. Так, позднекембрийская эвапоритовая красноцветная Φ (по классификации А.И. Анатольевой [1972]) Восточной Сибири объединяет верхоленскую свиту Иркутского амфитеатра и эвенкийскую свиту Тунгусской синеклизы. В других случаях, в единой казалось бы толще, выделяются несколько Φ , например Московская и Окская в карбоне Московской синеклизы [Шатский, 1965]. Как отмечал Л.Б. Рухин [1969], однотипная по литологическому составу толща, заключающая внутри перерыв, сравнимый по длительности со временем накопления осадков, должна рассматриваться как две однотипные Φ .

Необходимо подчеркнуть, что хотя "толща" и "формация" нередко образуют одно и то же геологическое тело, это тело может называться Φ только тогда, когда в нем выявлен комплекс его формационных признаков, а не только примитивная литологическая характеристика, достаточная для расчленения разреза на толщи.

Прослеживание связей площади распространения какой-либо толщи с современной структурой не может быть основанием для выделения Φ , так как, наоборот, Φ должны помочь установить контуры палеоструктур.

Несмотря на все сделанные попытки обосновать и уточнить объем Φ и принципы их выделения, мы вынуждены признать, что определение объема конкретных Φ является весьма субъективным, потому что обусловливается в значительной степени взглядами исследователя.

Для выделения конкретной Φ (а не литологической толщи) необходимо установить: 1) принципиальные литолого-экологические отличия обособляющегося комплекса пород от ниже- и вышележащих пород; 2) наличие в выделяемой толще свойственного ей парагенеза пород, особого набора фаций и экологических особенностей органических остатков; 3) существование аналогичных комплексов пород в подобных структурных зонах иных регионов. Именно так обоснованы "классические" Φ — флиш [Васюкович, 1951], аспидная [Келлер, 1949] и др.

Из большого множества свойств осадочных отложений для выделения Φ используются обычно: парагенез пород; характер взаимоотношения основных компонентов; типы органогенных построек; ритмичность сочетаний пород в толщах; количество перерывов в осадконакоплении в толще; текстурные особенности пород; градиент мощностей; степень асимметрии толщ; структурное положение толщ.

Так как Φ являются крупными сложными геологическими телами, то строение их центральных и краевых частей бывает существенно различным и нередко краевые части Φ разных классов литологически более близки друг другу, чем разрезы центральных и краевых частей одной и той же Φ . В частности, в собственно карбонатных Φ в краевых частях нередко обособляются терригенно-карбонатная, терригенная, сульфатно-карбонатная градация и прочие. Поэтому выделение Φ производится по парагенезам ее основной части, хотя, конечно, учитываются особенности фациальных изменений внутри тела.

Принципы классификации формаций

Существование определенных сочетаний Φ , характерных для ГС, ПЛ, орогенных и доорогенных стадий, привело к тому, что нередко стало казаться, что Φ нужно классифицировать на тектонической основе и выделять платформенные, геосинклинальные и т. п. Φ . Однако, не говоря уже о порочности этого замкнутого круга (формационный анализ необходим для выделения структур и истории их формирования, но одновременно Φ классифицируют по их приуроченности к структуре и этапу), накопившийся фактический материал показал, что связь между структурой, этапом развития и Φ многовариантная, т. е. наряду с Φ , строго приуроченными к определенным моментам и структурным зонам, существуют Φ , распространенные очень широко, и что контуры многих Φ также далеко выходят за пределы определенных тектонических зон [Цейслер, 1972]. Все это не дискредитирует формационный метод, а лишь говорит о том, что естественная классификация Φ должна быть построена на признаках, свойственных самим Φ , прежде всего на парагенезе пород и на особенностях их напластований. Используя же естественную детальную классификацию Φ , можно будет устанавливать бесспорно существующие ассоциации (наборы) Φ , характерные для различных тектонических, особых ландшафтных, климатических зон, а также выявлять закономерности размещения в Φ различных полезных ископаемых. К Φ мы должны подходить так же, как стратиграфы — к органическим остаткам, которые хотя и говорят о визейских или силурийских животных, но определяют их по биологической систематике. Именно такой подход свойствен работам по формационному анализу Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова, Б.М. Келлера, Н.Б. Вассоевича, И.В. Хворовой, А.И. Анатольевой, Л.Н. Формозовой, Е.А. Соколовой, В.М. Цейслера, В.Г. Беличенко, В.Г. Королева, Т.Н. Херасковой, Ю.Р. Беккера, А.И. Рассказчикова и многих других. Вероятно, и В.Е. Хаин, и В.В. Белоусов, и некоторые другие геологи, которые считаются сторонниками тектонического принципа классификации Φ (А.Л. Яншин [Анатольева, 1972]), не рассматривали свои разделения Φ на ГС, ПЛ и т. д. как классификацию Φ , так как употребляли для них названия, данные на основе изучения парагенезов — карбонатная, флиш и т. п.

Необходимость естественной классификации Φ , основанной на признаках, свойственных им как геологическим телам и непосредственно наблюдаемым, принимается не только исследователями конкретных Φ , но и геологами, занимающимися прежде всего систематизацией геологических знаний и терминологии (Ю.А. Косыгин, В.А. Соловьев, 1969; О.А. Вотях, 1972 г. и др.).

Одна из конечных целей формационного анализа — выявление наборов Φ , свойственных определенным структурным элементам и определенным стадиям их развития, будет достижима лишь после разработки вещественно-структурной классификации Φ и изучения на единой систематической основе значительного числа конкретных регионов.

Детальные исследования многих Φ (например, красноцветных, моласс, вулканогенно-осадочных и т. п.) привели к тому, что в пределах каждой из них стало выделяться несколько Φ : так, красноцветная Φ расчленилась на гематитовую красноцветную, угленосную красноцветную, меденосную красноцветную, эвапоритовую красноцветную [Анатольева, 1972], а среди

вулканогенно-осадочных Φ выделяются туфогенно-карбонатная [Максимова, 1965] и многие другие. Явно назрела необходимость введения особого наименования для сочетания родственных Φ . Можно заметить, что в большинстве общих региональных работ наименование "формация" используется как понятие более высокой таксономической категории, чем в работах по конкретным Φ . Так, нередко пишется, что терригенная формация сменяется карбонатной, хотя теперь уже всем ясно, что существует большее число различных терригенных и карбонатных Φ .

Из вышесказанного следует, что в систематике конкретных Φ необходима также определенная иерархия систематических подразделений. Этот вопрос еще не был объектом специального обсуждения, хотя в ряде работ принята своя рубрификация с вполне определенными соподчинениями таксонов. Например, И.В. Хворова [1963] при классификации вулканогенно-осадочных Φ принимает разделение их на морские и наземные. Первым двум ступеням схемы классификации И.В. Хворова не дает таксономических названий. Далее ею выделяются группы и подгруппы. Близкую схему типизации использует и А.И. Анатольева [1972]: красноцветные Φ она разделяет на группы, в группах выделяются ряды, в рядах — типы. Н.П. Херасков признавал "класс" высшей таксономической категорией при классификации Φ .

В работах ряда геологов как крупное классификационное понятие употребляется название "комплекс", однако это название не принадлежит набору систематических (классификационных) единиц, является термином широкого пользования и обычно употребляется для обозначения совокупности налегающих друг на друга Φ , независимо от их систематической принадлежности.

Все вышесказанное, как нам представляется, достаточно обосновывает необходимость введения наименования для более крупных объединений, чем группы в понимании И.В. Хворовой. Применяемая нами иерархия систематических категорий в классификации Φ выглядит так: надкласс — класс — группа — тип — градация.

Как надклассы понимается совокупность Φ , объединяемая по самому общему, легко устанавливаемому генетическому показателю, и соответственно выделяются надклассы осадочных, вулканогенно-осадочных и тому подобных Φ .

Классы объединяют группы Φ , близкие по основному набору пород. Примерами классов Φ являются флиш, молассы, красноцветные, карбонатные, эвапоритовые, угленосные Φ .

Вопреки одному из предложений Н.С. Шатского, "группы" понимаются нами не как парагенез Φ , а как систематические категории, объединяющие Φ по принципу близости основных парагенезов в них. Признаки групп в разных классах Φ могут быть, вероятно, разные, поэтому приведем для примера только принципы классификации карбонатных Φ . При выделении групп карбонатных Φ особое систематическое значение может быть придано количеству и типам органогенных построек в них, так как именно рифогенные фации — это наиболее четкие индикаторы тектонического режима регионов. Соответственно выделена группа карбонатных Φ , почти лишенная органогенных построек, группа Φ с мелкими рассеянными органическими телами и группа рифогенных Φ [Королюк, 1980б].

Типы Ф выделяются по комплексу более мелких формационных признаков. Каждый систематический тип является суммой близких, хотя и несколько отличных друг от друга конкретных Ф. Каждый тип должен иметь типовую конкретную Ф, детально описанную автором этого типа.

Вопреки привычной иерархии систематических понятий наименование "тип" сохраняется для наименьшего, но основного ранга — для элементарных (абстрактные и конкретные) Ф, именно так принимал термин "тип формаций" Н.С. Шатский.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ КЛАССОВ ФОРМАЦИЙ ОРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Молассовые формации

Молассовые формации, т. е. Ф, образовавшиеся за счет разрушения горных сооружений, выполняют, как правило, значительную часть орогенной впадины, а нередко и всю ее полностью, что происходит в том случае, когда КП одновременно являются и предгорными. Молассами начинаются и заканчиваются ряды большинства КП. Число КП, лишенных моласс, крайне ограничено, хотя таковые и имеются (Предверхоанский прогиб, по Ю.М. Пушаровскому [1959]). Особенно широко распространены молассы в кайнозойских КП, во многих из которых практически нет Ф других классов. Вопросы классификации моласс чрезвычайно важны для расшифровки истории формирования КП и для сравнения, однако разработанная классификация молассовых Ф пока отсутствует. По молассам КП (а не предгорных прогибов вообще) опубликовано незначительное количество описательных работ [Михайлов, 1951; Саркисян, 1949; Хворова, 1961; Утробин и др., 1974; Расцветаев, 1969; Лютцер и др., 1977; Schoeffler, 1973.]

Соотношение моласс с другими классами Ф сложное. Особенно важно, что далеко не всегда ясна граница флиша и моласс. В молассах бывают настоящие флишевые пачки, и иногда значительная часть толщи имеет флишеподобный характер, встречаются горизонты грубообломочных брекчий типа дикого флиша. Все это сближает молассы с флишем и нередко делает границу между флишевым и молассовым комплексами спорной. Также неоднозначно решается вопрос принадлежности соленосных пачек к особым соленосным Ф или к соленосным молассам и отделения угленосных Ф от молассовых. Учитывая своеобразие угленосных толщ, принимаем положение о выделении их в особые Ф.

В классе моласс Ф выделяются по разным признакам: по цвету толщи — серо-, пестро-, красноцветные молассы; по гранулометрии преобладающего материала — тонкие и грубые молассы; по специфическому компоненту — соленосные, угленосные, вулканогенно-терригенные молассы.

Разделение класса моласс на типы Ф затрудняется, помимо изученности, тем, что нередко понятие "молассы" употребляется не для обозначения вполне определенного класса Ф, а приравнивается к понятию "орогенный комплекс". Так, в настоящее время не ясно, должны ли рассматриваться как особые типы класса моласс глинистые Ф типа майкопской и менилитовой свит, а также шпир, глинисто-ракушниковые Ф [Муратов, Цейслер, 1968] и ряд прочих Ф или же можно считать, что многие Ф не являются молассами, хотя и входят в орогенные комплексы. Представляется, что шпир, скорее всего, все же особый тип Ф молассового класса, а толщи типа менили-

товой, майкопской свит составляют Ф другого типа. В Предуральском КП развит особый карбонатный шпир, к которому относится ассельская толща Оренбургско-Актюбинского Приуралья с характерными частыми прослоями известняков в орогенных комплексах, однако в Предпиренейском КП выделяемый шпир относится к концу геосинклинального этапа. Объясняется ли это нечеткостью понятия "шпир", неопределенностью понятия "орогенный комплекс", спецификой Пиренеев или говорит о более широком распространении шпировой Ф, чем обычно считается, — сказать трудно.

При описании собственно моласс обычно выделяются нижняя морская и верхняя континентальная молассы, которые, вероятно, можно считать особыми типами Ф в классе моласс.

Нижние молассы часто входят в единый структурный комплекс с нижележащими отложениями (Предуральский, Предкарпатский КП), а во время между накоплением нижних и верхних моласс происходит общая тектоническая перестройка региона и верхние недислоцированные молассы лежат несогласно на нижнем, дислоцированном комплексе, что дает основание в ряде регионов поднимать границу орогенного комплекса. Направленная смена морских моласс континентальными, которая определяется общими регрессиями морских бассейнов в орогенные этапы, нередко нарушается: наблюдается чередование морских и континентальных моласс (например, в Предкокетдагском КП) или обратное расположение — континентальные в основании, а морские в кровле (Предкарпатский КП). Грубообломочные молассы чаще встречаются в верхних частях комплексов, чем в нижних.

Характеризуя молассы КП, вероятно, можно добавить, что им свойственна резкая асимметрия, проявляющаяся в литологической изменчивости и быстром изменении мощности вкост простирации прогиба. Молассы КП, как правило, более тонкообломочные, чем молассы межгорных и посторогенных предгорных впадин; они нередко морского происхождения и соответственно в них относительно часто встречаются карбонатные пачки, а также разнообразные (и разной степени сохранности) органогенные постройки. В большинстве случаев органогенные постройки моласс относительно мелкие и часто наблюдаются признаки развития их в водоеме с ненормальной соленостью, т. е. это образование бедной по видовому разнообразию экосистемы (например, мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов [Андрусов, 1961]). "Рифы" тонких моласс хорошо сохраняются, и, как правило, четко фиксируют конседиментационные антиклинальные структуры, а в более грубообломочных молассах нередко остаются только рассеянные глыбы переотложенных биогермных известняков, разновозрастных вмещающей толще. Для моласс КП характерны более тонкая слоистость и меньшие размеры косых серий, чем в молассах впадин посторогенных этапов, очень часто наблюдается ритмичное чередование песчаников и глин, олистостромовые пачки. Общая характеристика разрезов четко определяется динамикой разрушения горных областей (т. е. обычно состав и текстура моласс резко изменяются поперек КП и относительно выдержаны вдоль), но в очень протяженных прогибах часто четко проявляется климатический контроль, например сероцветные молассы сменяются по простирацию красноцветными.

Мощности моласс резко уменьшаются вкост простирации КП и над по-

перечными поднятиями. Максимальные значения (до 12 км) приводятся для Предгималайского и Предандийского КП, где к молассам относится весь орогенный комплекс, что, возможно, и не совсем справедливо.

Мощность моласс нередко намного больше, чем глубина залегания их подошвы. Так, в Предуральском КП мощность моласс достигает 12, а глубина подошвы — 6 км, в Предальпийском КП соответственно 10 и 4 км, в Терско-Каспийском — до 6 и 3 км. Такое соотношение определяется клиноформным залеганием толщи и миграцией зон максимального прогибания.

Изучение петрографического состава моласс и переотложенной в них фауны позволяет установить этапы поднятий и глубину эрозии в геосинклинальной зоне. Быстрая миграция области эрозии в сторону впадин КП приводит к разрушению и переотложению самих молассовых комплексов. Детальные работы по определению возраста переотложенного материала пока проведены только в единичных КП, но они показали принципиальную значимость работ этого плана.

Глинистые формации

Характерными представителями класса глинистых Φ зон сочленения ГС и ПЛ являются майкопская (Предкавказье) и менилитовая (Предкарпатский КП) Φ , выделяемые в объеме одноименных свит. Общая характеристика этих свит хорошо известна. По набору пород (глины, песчаники) они, казалось бы, могут относиться к тонким молассам. Однако экологические характеристики глинистых и молассовых Φ резко различные — в глинистых встречаются остатки только планктона и отсутствуют остатки бентосных обитателей мелководных бассейнов, типичных для моласс. Породы и майкопской, и менилитовой Φ отложились в условиях относительно глубоких впадин, но в отличие от аналогичных по обстановке осадконакопления депрессионных отложений некомпенсированных прогибов имеют большие мощности (до 3500 м) и, что особенно существенно с точки зрения оценки возможностей их нефтегазоносности, нередко содержат частые, повторяющиеся в разрезах пачки песчаников. Чередование пористых песчаников и плотных глин определяет нефтегазоносность майкопской свиты Предкавказских КП.

Мощные глинистые толщи способны к диапиризму. Особенно крупные скрытодиапировые структуры широко развиты в Индо-Кубанском КП, в западной части которого, кроме того, отмечается большое число грязевых вулканов, чье существование, помимо других причин, также определено наличием мощных глинистых толщ в разрезе. Пластичность Φ типа майкопской обуславливает структурное несогласие внутри толщ, выполняющих КП. Не исключено, что под наиболее крупными майкопскими диапировыми складками находятся разломы. Глиняный диапиризм отмечен в Новогвинейском и Предкарибском КП, где развиты также мощные глинистые толщи, вероятно аналогичной или близкой Φ .

Угленосные формации

Угленосные Φ чрезвычайно широко распространены в орогенных комплексах КП, особенно герцинских (Предаппалачский, Боуэн-Суратский, Предтаймырский, Субгерцинский и др.), отмечаются в мезозойских КП (Предверхоянский) и крайне редки в альпийских. Типичны паралические

Ф, но встречаются и красноцветные угленосные и континентальные лимнические Ф. Паралические угленосные Ф приурочиваются к нижним, а лимнические — к верхним частям орогенных комплексов. Преобладание паралических Ф обычно отличает впадины КП от межгорных, для которых типичны лимнические Ф. По мнению М.В. Муратова и В.М. Цейслера [1968], для угленосных Ф КП характерна крупная ритмичность, большие мощности и площадь распространения. Мощность угленосных Ф в Субгерцинском КП достигает 5500, в Предараканском — около 2000, в Предапалачском и в Предверхожанском — 3000 м. Иногда (Предараканский КП) угленосные Ф появляются дважды в пределах орогенного ряда Ф. В некоторых меридионально вытянутых КП они сменяются по простиранию КП красноцветными молассами. В отдельных прогибах угленосные Ф почти полностью выполняют КП (Субгерцинский КП — Угольный Канал Западной Европы). Относительно часто отмечается сонахождение угленосных и вулканогенно-осадочных Ф (Субгерцинский, Новогвинейский и Боуэн-Сюратский КП).

Кроме того, угленосные Ф иногда встречаются ниже, в доорогенных отложениях, или в прилежащих частях платформенного комплекса, однако мощность этих угленосных Ф обычно невелика.

Соленосные формации

Соленосные Ф — характерные, хотя далеко необязательные члены формационных рядов КП. Соленосные Ф в формационных рядах зон сочленения встречаются на пяти уровнях.

1. В основании плитных Ф, например нижний кембрий Месопотамского КП.

2. В основании переходного комплекса (пермь—триас) альпийских КП, накладывающихся на молодые ПЛ, — Предальпийский, Предпиренейский, Предбетско-Рифский и другие КП.

3. В средней части доорогенного комплекса платформенного ряда Ф. В альпийских зонах сочленения нередко происходит замещение юрских карбонатных миогесинклинальных Ф эвапоритовыми платформенными, например в Индоло-Кубанском, Месопотамском, Предкопетдагском КП, а также в Северо-Кубинском КП и ряде других.

4. В орогенных комплексах — Предуральский, Месопотамский КП. Наряду с эвапоритовыми Ф на этом уровне в некоторых КП появляются иногда засолоненные молассы (Предкопетдагский КП) или соленосно-карбонатные Ф (Предкиртаро-Сулейманский КП).

5. В основании платформенного чехла, перекрывающего погребенные КП, — Субгерцинский КП.

Площади распространения соленосных Ф редко совпадают с контурами КП, но отдельные градации орогенных эвапоритовых Ф (галитовые, калийные) хорошо очерчивают наиболее четко оконтуренные впадины КП.

Мощность соленосных Ф в КП обычно значительная, несмотря на короткое время их накопления. Соленосные Ф орогенных стадий иногда характеризуются быстрой изменчивостью вкост простирания прогиба, в некоторых случаях оконтуриваются полосами органогенных массивов, очень примитивных по экологической характеристике.

Наличие мощных соленосных толщ обычно вызывает проявление соляной тектоники, приводящей соответственно к расчленению орогенной тол-

щи на структурные ярусы и к несовпадению надсолевого и подсолевого структурных планов. Однако это несоответствие, сильно затруднявшее разведку в недалеком прошлом, как правило, относительно легко расшифровывается. Так, в Предуральском КП установлено смещение солевых валов к западу по отношению к нижележащим валам, поэтому картировка структур кунгура используется для выяснения тектоники нижележащих отложений. Соляная тектоника возникает как при наличии соленосных Ф в орогенном комплексе (Предуральский, Месопотамский КП), так и при развитии мощных пачек солей на других уровнях. В Предпиренейском КП, в прогибе Эбро ее вызвала соль триаса, т. е. доорогенного комплекса, в Субгерцинском — соль поздней перми — посторогенного комплекса.

Олистостромовые формации

Совершенно особые Ф образуются в результате перемещения крупных масс обломочного материала. Под названием "дикий флиш", "горизонты глыбовых брекчий" и т. п. они известны давно, а в последнее время эти тела стали выделяться как олистостромовые Ф [Лукьянов и др., 1975]. Олистостромы знаменуют эпохи крупных тектонических подвижек. В частности, олистостромы нередко образуются перед фронтом перемещающихся тектонических пластин. Именно так трактуются олистостромы в девоне и позднем карбоне Зилаирского синклиория [Руженцев, Хворова, 1973], в тортоне Предрифской и Гвадалквивирской впадин, в палеогене Северо-Кубинского и Предальпийского КП. В большинстве случаев олистостромовые Ф образуются в конце геосинклиального этапа, в период замыкания флишевых трогов. Но иногда крупные олистостромовые покровы возникали в орогенные этапы. Так, в Предрифской впадине в основании третичных отложений отмечается огромный перерыв — повсеместно отсутствуют палеогеновые и нижнемиоценовые отложения, а на значительной площади — и меловые. В подошве третичных отложений лежит мощная тортонская олистострома, которая местными геологами считается покровом Узан. В олистостроме смешаны мергели мелового возраста, гипсы триаса, известняки юры, глинистые мергели тортона. Крупные и мелкие обломки, огромные клиппы погружены в глинистую массу. Мощность покрова достигает 1000 м. Олистострома дает языки в одновозрастную тортонскую слоистую песчано-глинистую толщу. Предполагается, что перемещение потока происходило в тортоне, так как на его "спине" имеются отложения этого возраста. Выше залегает толща песчаников, мергелей, аргиллитов, песков и глин мощностью около 2000 м, составляющая тонкую молассу. Вся толща терригенных отложений смята в складки [Тектоника..., 1973].

Вулканогенно-осадочные формации

В КП редко отмечаются не только особые вулканогенно-осадочные Ф, но даже прослои вулканогенно-осадочных пород. Чаще других, но только в единичных КП встречаются прослои измененных туфов в виде бентонитов и, только как исключение, мощные базальты (Новогвинейский КП) или базальты и риолиты, достигающие мощности 2,5 км (Субгерцинский и Бозун-Сюратский КП). В Субгерцинском КП излияния базальтов и риолитов ассельско-сакмарского возраста многократно чередуются с терригенными

пачками, имеющими подчиненное значение. Накопление нижнепермской вулканогенной молассы в Субгерцинском КП не ограничивалось КП, а шло на широком поле орогенического вулканического пояса [Моссаковский, 1975].

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Помимо описанных выше Ф орогенного этапа, слагающих орогенные впадины зон сочленения, в них встречаются Ф флишевого, кремнистого, терригенного и карбонатного классов. Из всех этих Ф лучше всего изучены Ф флишевого класса, которым посвящена огромная специальная литература, поэтому не будем давать им даже краткую характеристику. Кремнистые и терригенные Ф опустим в виду их ограниченного распространения. В отношении возможной нефтегазосности наиболее интересны карбонатные Ф, чрезвычайно широко распространенные, но гораздо менее освещенные в литературе. Используя опыт личного изучения Приуралья, Прибайкалья и некоторых других регионов и привлекая данные литературных источников, мы попытаемся дать несколько более полную характеристику карбонатных Ф, учитывая, что именно они являются в настоящее время основными объектами разведки при поисках нефти и газа. Однако далеко не все карбонатные толщи содержат скопления нефти и газа. Именно поэтому классификация класса карбонатных Ф на более дробные категории приобретает практическую значимость, так как позволяет подойти к выяснению закономерностей распределения УВ. Однако недостаточная изученность карбонатных толщ ряда КП не дает возможности провести анализ на должном уровне, т. е. во многих КП можно выделить лишь классы Ф. Все же, используя разработанную классификацию карбонатных Ф [Королюк, 1980б], можно сделать некоторые обобщения.

Карбонатные Ф в зонах сочленения ПЛ и СО чаще всего встречаются в платформенных доорогенных комплексах, реже — в миогеосинклинальных и, как исключение, в орогенных. Преобладание в основании КП платформенных карбонатных Ф над геосинклинальными подтверждает вывод о заложении большинства КП на платформенном склоне. Но нужно учитывать, что в ряде КП бывает трудно или даже невозможно определить принадлежность конкретных Ф к платформенному или миогеосинклинальному комплексу как ввиду неясности характера конкретной Ф, так и из-за недостаточно разработанной систематики карбонатных Ф вообще. Все это приводит к тому, что роль миогеосинклинальных карбонатных Ф в построении зон сочленения исследователями явно преуменьшается.

Распределение типов карбонатных формаций по основным структурно-формационным комплексам

Доорогенные платформенные карбонатные формации

Одной из доорогенных Ф зон сочленения ПЛ и СО является Ф известняков и доломитизированных известняков [Королюк, 1980б], особенно широко распространенная в плитных комплексах перикратонных прогибов.

Ф сложена чередующимися, относительно мощными (десятки, сотни метров) и относительно выдержанными пачками разнообразных известня-

ков (детритовых, шламовых, копролитовых, ракушняковых) и доломитизированных известняков или вторичных доломитов, возникших за счет изменения известняков отмеченных выше типов. Второстепенные члены Ф — глины, песчаники, первичные доломиты, оолитовые и биогермные известняки, органогенные постройки — редки, маломощны, имеют пластовый характер. Ф состоит обычно из нескольких макроритмов, в основании которых расположены маломощные прослои песчаников или глин, а выше — более мощные толщи чистых карбонатов. Слоистость карбонатных толщ четкая, преимущественно плоская, среднего размера. Характерно большое количество мелких перерывов. Породообразующую роль играют остатки несколько обедненного, но нормального морского бентоса, обычного для данного возрастного интервала. Характерны захоронение пороодообразователей в основном в виде детрита, небольшой разнос скелетных остатков, преобладание микрофауны над макрофауной. Однако представители последней (например, брахиоподы, кораллы) составляют характерную часть фаунистических остатков в палеозойских Ф этого типа.

Ф известняков и доломитизированных известняков отмечена в среднем и верхнем карбоне Предуралья, в юре и мелу Предпиренейского прогиба, Предкавказья, в мелу Предтельской впадины. Ф часто нефтегазоносна.

Другим, относительно широко распространенным типом карбонатных Ф в краевых частях ПЛ являются доломитистые Ф — толщи частого чередования седиментационных, седиментационно-диагенетических доломитов, первичных известковистых доломитов, известняков с подчиненным количеством ангидритов, гипсов, каменной соли и аксессуарных членов — калийных солей, мергелей, песчаников. Карбонаты в основном биохомогенные, органогенно-обломочные почти не встречаются. Толща при общем однообразии имеет мелко ритмичное строение и быструю, хотя и небольшую латеральную изменчивость. Характерны преобладание мелкозернистых пород, тонкая и микроскопическая слоистость, что мало благоприятствует образованию высокопористых пачек в Ф. Исключение составляют строматолитовые и микрофитолитовые биостромы, встречающиеся в Ф. Остатками организмов породы Ф обычно бедны, хотя нередко имеют темный цвет и пахнут сероводородом. Отмечаются представители обедненного бентоса и относительно часто — следы пребывания бесскелетной зарывающейся фауны (червей и т. п.).

Ф распространены на структурных ступенях, разграничивающих впадины открытых морей и внутренние впадины окраин ПЛ, выполненные нередко эвапоритовыми Ф. Доломитистые Ф отмечены как в палеозое, так и в мезозое и единично — в кайнозое.

Типичная доломитистая Ф — Булайская (кембрийского возраста) — была описана в Ангаро-Ленском перикратонном прогибе [Жоролюк, 1979], доломитистая Ф также может быть выделена в юрских отложениях Копетдага под названием Келятинской Ф. К Келятинской Ф нами отнесена гардажаганская, мехинсуская и узынсыртская свиты оксфорд-киммериджского возраста, описанные К.П. Аманиязовым [1972] и рядом других исследователей. Для них характерны те же особенности, что и для всех доломитистых Ф. Необычным является значительное окремнение, редко отмечаемое в доломитистых Ф. К этому же типу относятся силурийско-нижнедевонские отложения Косью-Роговской и Верхнепечорской впадин и, возможно, отложе-

ния келловей-оксфордского возраста внешней зоны Предкарпатского прогиба. Близкие, но отличные доломитовые Ф встречаются в зонах сочленения гораздо реже. В перикратонных прогибах относительно часто развиты Ф мергелей, особенно характерные для мезозойско-кайнозойских КП и практически не встречающиеся в более древних. Также иногда отмечаются в плитных комплексах зон сочленения Ф слоистых известняков и Ф писчего мела. Из группы рифогенных Ф в плитных комплексах встречаются слои карбонатов с рассеянными органогенными постройками и, вероятно, Ф биогермных массивов (ордовик Мичиганского бассейна, девон Альберты).

Особый тип Ф образуют карбонатные "платформы" и сопряженные с ними впадины, выполненные относительно более глубоководными карбонатами. Одна из конкретных Ф этого же типа под названием "тройственная" описана в девонских отложениях Приуралья [Королюк, Максимова, 1980]. В некоторых случаях по краям карбонатных ПЛ развиваются рифовые фации и различные по типу органогенные постройки, составляющие в общем объеме тел Ф незначительную часть. Мелкие размеры карбонатных "платформ", тесное сочетание их с окружающими впадинами разрешают считать их единой Ф, а необязательность появления рифовых фаций делает спорным отнесение их к рифогенным Ф. Подобные Ф описаны в карбоне платформенного крыла Субгерцинского КП Англии, в верхнем мелу внешней зоны Месопотамского КП в Сирии [Николаевский, 1972]. Дсорогенные карбонатные Ф залегают под орогенным комплексом КП, а иногда принимают участие в построении передовых складок и бывают надвинуты на орогенные Ф.

Карбонатные геосинклинальные формации

Набор специфических геосинклинальных карбонатных Ф бесспорно еще не выявлен ввиду недостаточной изученности Ф складчатых областей. Специфически геосинклинальными карбонатными Ф являются: а) планктоногенные карбонатные Ф (например, Ф глобигериновых мергелей); б) Ф "аммонитико-россико"; в) Ф мощных разнослоистых известняков; г) Ф оолитовых известняков; д) Ф мраморов и др.

Большинство типов карбонатных Ф геосинклинальных областей не описаны, а только намечены, хотя некоторые, например Ф "аммонитико-россико", очень специфичны и, вероятно, несмотря на отсутствие хорошего описания, понимаются всеми однозначно.

Планктоногенные карбонатные Ф типичны для современных океанов, отмечены в геосинклинальных комплексах Альп, Кавказа, а также как Ф "аммонитико-россико". Выделяются эти Ф довольно часто, однако описание типичных (опорных) для этих типов конкретных Ф еще не опубликовано.

Помимо карбонатных Ф, в МГС часто встречаются кремнисто-карбонатные Ф типа описанной нами ранее Зилимской спонголитовой, т. е. терригенно-карбонатной толщи с массовыми прослоями спонголитовых известняков и кремней [Королюк, Максимова, 1980].

Орогенные карбонатные формации

В собственно орогенных комплексах карбонатные Ф редки, что вполне естественно. Наиболее известны Ф биогермных массивов (типа Ишимбаевской), депрессионная Ф (типа Селеукской) [Хворова, 1961]. Встречаются Ф мергелей, терригенно-карбонатные Ф (известняково-глинистая в Си-130

цилийском КП). Мощность орогенных карбонатных Ф очень резко колеблется — десятки метров у депрессионных, сотни и до тысячи метров у рифогенных Ф. На рифогенных Ф мы остановимся ниже в специальном разделе. Нужно подчеркнуть, что развитие мощных карбонатных толщ в зонах сочленения затрудняет определение границ орогенного этапа. Так, неоднозначная трактовка истории Новогвинейской зоны сочленения — это следствие того, что в верхних частях разреза этой зоны имеется мощная (1000 м) рифогенная Ф, замещающаяся по простиранию еще более мощной (1500 м) карбонатно-глинистой Ф и 5-километровой карбонатно-терригенной Ф с массивами рифовых известняков. Не исключено, что весь этот комплекс является доорогенным, хотя, по ряду авторов, это уже орогенная толща. Мощный своеобразный карбонатный орогенный комплекс описан для Северо-Кубинского КП (см. рис. 23). Это 1000-метровая толща неогеновых известняков в МГС и сложная Ф Багамской отмели, включающая комплекс мелководных карбонатных отложений с рифами на мелководных блоках и комплекс глубоководных карбонатов на опущенных блоках. Однако правильнее все же считать, что орогенный период здесь также начался позднее, с плиоцена, и ему соответствует только Ф глинистых известняков и верхняя часть сложной Ф на Багамской плите.

Рифогенные и близкие им формации

Совершенно особое значение среди карбонатных Ф зон сочленения имеют рифогенные Ф и обособленные органогенные постройки в различных других Ф. К рифогенным Ф относятся карбонатные Ф, в которых главными членами являются органогенные постройки, продукты их разрушения и парагенетически связанные с ними породы, образующие рифогенные толщи, сочетающиеся с подчиненными им пачками и толщами другого происхождения. От рифогенных толщ [Ископаемые..., 1975] рифогенные Ф отличаются присутствием крупных пачек, лишенных органогенных построек. Рифогенные Ф встречаются почти во всех карбонатогенных и флишевых зонах сочленения (см. рис. 23—25) и изредка — в терригенных зонах сочленения (ордовик Аппалач, девон Гарца). В ряде зон сочленения рифогенные Ф развиваются неоднократно. Рассматриваемые Ф очень разнообразны, что дает основание расчленить группу рифогенных Ф на типы — собственно рифовые Ф, рифоидные Ф, Ф биогермных массивов, Ф биоритмичные, банково-рифовые Ф слоистых карбонатов с рассеянными органогенными постройками. В ряде зон сочленения благодаря соответствующей изученности можно определить рифогенные Ф до типа, что позволяет заметить наличие определенной связи между типами рифогенных Ф, региональной структурой и этапом развития региона.

Крупные органогенные постройки, которые могут быть особыми ловушками нефти и газа, встречаются как в различных рифогенных Ф, так и вне их, относительно чаще — в соленосных Ф, иногда в глинистых.

В доорогенных комплексах зон сочленения ПЛ и МГС сохраняются рифогенные Ф платформенных и, значительно чаще, геосинклинальных формационных рядов. Нужно сразу же подчеркнуть, что в платформенном комплексе из рифогенных Ф встречаются только Ф слоистых карбонатов с рассеянными органогенными постройками и ряд Ф, принадлежность которых к

рифогенным только формальная, так как природа локальных раздувов мощностей, являющихся основанием для причисления их к рифогенным, нередко резко отличная от природы органогенных построек.

Пример доорогенной платформенной Φ из группы рифогенных – верхнедевонская толща впадины Альберта – Φ Ледюк. Это сложный комплекс рифовых, биогермных массивов, органогенных банок и, частично, пачек слоистых известняков, глинистых известняков, доломитов, сульфато-карбонатов и соленосных пачек. Φ эта уникальна, хотя входящие в нее органогенные массивы по своему строению и литолого-экологической характеристике имеют аналоги, например во впадине Каннинг (Австралия) и в некоторых других регионах. Для массивов характерно участие каркасной фауны в построении тела, что принципиально отличает эти органогенные постройки от нередко приравняемых к ним массивов Камско-Кинельской системы прогибов. Φ Ледюк имеет мощность порядка 2000 м, распространена на всей площади впадины Альберта. Органогенные массивы в ней развиты неравномерно, приурочены к зонам разломов и к зонам выклинивания карбонатных градаций. Φ развита в перикратонном прогибе и протягивается до зоны передовых складок Скалистых гор. В МГС Скалистых гор в одновозрастных отложениях обособливается узкая полоса, в которой развиты карбонатные толщи несколько другого типа. Они могут рассматриваться или как особая градация Φ Ледюк, или, скорее, как особая Φ . В ней амфипоровые банки большего размера, чем во впадине Альберта, сочетаются с оползневыми брекчиями и карбонатными песчаниками, т. е. эти отложения явно фиксируют уступ подводного рельефа и по ряду признаков близки к банково-рифовым Φ , нередко развитым на границах с МГС.

Другой, нередко рассматриваемой как рифогенная, доорогенной Φ зон сочленения является фаменско-турнейская толща Приуралья [Мкртчян, 1964; Мирчинк и др., 1974; Хачатрян, Громека, 1980]. Скорее всего, эти отложения не должны включаться в состав рифогенных Φ [Королюк, Максимова, 1980]. Однако специфику этой Φ придают локальные раздувы карбонатного тела, вызванные ростом иловых холмов, которые по ряду признаков выступают в роли аналогов органогенных построек, хотя и резко отличаются от них по литолого-экологическим показателям, поэтому формально и крайне условно эту Φ можно включать в группу рифогенных и рассматривать как крайнюю разновидность рифогенных Φ . К последним, вероятно, можно отнести, кроме того, нижний карбон Англии, верхний мел Сирии и ряд других толщ. Для всех этих Φ характерно сочетание основных компонентов (что дает основание для их названия "тройственные"): 1) крупных массивов слоистых карбонатов размером от десятков до 200–300 км ("карбонатных сводов"); 2) относительно крупных органогенных построек или линз карбонатных пород резко увеличенной мощности, оконтуривающих эти массивы, а также массы более мелких построек в теле массива, преимущественно в его кровле; 3) развитых между карбонатными телами карбонатных биохомогенных отложений, карбонатно-глинистых, сульфатно-карбонатных и т. д., отлагавшихся во впадинах, но в пределах шельфа.

Все Φ этого типа приурочены к крупным платформенным впадинам.

Тройственные Φ возникают в перикратонных прогибах ПЛ при расчленении их на мелкие блоки, более крупные из которых опускаются медлен-

нее, чем промежутки между ними, при этом скорость опускания всех более стабильных блоков примерно одинаковая, так же как и скорость прогибания промежуточных блоков. Общая характеристика позднего девона Камско-Кинельской системы прогибов общеизвестна. Размеры карбонатных сводов колеблются от 10–20 до 200–300 км, разделяющие их прогибы имеют ширину 10–30 км и протяженность до сотен километров. Общая мощность Φ колеблется от десяти до первых сотен метров. Изменения мощностей происходят очень плавно. В участках увеличенной мощности встречаются в крайне небольшом количестве остатки каркасного бентоса и резко преобладают сферовые и узорчатые известняки, т. е. массивы, скорее всего, представляли собой иловые банки [Максимов, Розонова, 1981].

В меловых отложениях северного периклинального окончания Месопотамского прогиба размеры карбонатных сводов достигают 15x200 км, а их мощность – 600 м. В краевых частях сводов выделяются линзы массивных известняков, трактуемых как рифовые. Именно они нефтегазоносны. Между карбонатными "платформами" залегают глинистые известняки и глобигериновые мергели [Henson, 1950; Николаевский, 1972]. Как девонские, так и меловые рифогенные Φ этого типа залегают в средних частях комплексов соответствующих доорогенных циклов.

Каменноугольная "тройственная" Φ Англии [Parkinson, 1957] занимает несколько более высокое положение в разрезе и непосредственно предшествует орогенным Φ . Здесь в краевой части ПЛ, в зоне приближений к герцинской ГС, имеется ряд обособленных сводов (Дербошир, Клитероу), на которых отлагаются "шельфовые" известняки, оконтуренные зонами рифообразования. Известняки имеют мощность до 500 м, в верхней части нередко окремнены, содержат два прослоя туфов. Возраст известняков – визейский. Во впадинах между сводами откладывались темные глинистые известняки с прослоями глинистых сланцев, лавы. "Шельфовые" известняки имеют текстурные признаки образования в условиях мелководья, содержат богатые комплексы брахиопод, кораллов, гастропод, криноидей, фораминифер, водорослей. Часто толщи (свиты милердале и менсалдале) по простиранию замещаются двумя водорослевыми рифовыми комплексами – серией биогермных тел длиной до 400 при ширине 10 м. Мощность каждого – 30 м. Биогермные тела сопровождаются детритовыми шлейфами, залегающими наклонно в сторону впадин и особенно богатыми остатками разнообразной фауны. Биогермные тела распространены более ограничено, чем детритовые шлейфы. Возможно, часть их полностью разрушалась почти сразу.

Образованию этих относительно крупных поясов рифов предшествовал рост мелких желваков. После прекращения активного роста построек свит милердале и менсалдале также возникали рассеянные желваки ("knolle") в "шельфовых" отложениях.

Некоторые исследователи относят рифогенные образования Дербошира, Клитероу и Кастелтона к уолсортским фациям [Уилсон, 1980]. Однако и органогенные постройки, и общий характер толщ, включающих постройки уолсортских фаций, резко отличны. Уолсортские фации – криноидно-мшанковые холмы, линзы, рассеянные в карбонатной толще. Они приурочены к полосе замещения карбонатных Φ кульмом. Возможно, уолсортские фации являются весьма своеобразной краевой града-

цией рассматриваемой Ф. Соотношение уолсортских фаций с карбонатными массивами, окруженными органогенными постройками, не совсем ясно, и требуются специальные более направленные исследования.

Для плитных комплексов зон сочленения также характерна Ф слоистых известняков (доломитов) с рассеянными органогенными телами, т. е. толщи слоистых известняков относительно постоянной мощности и общего характера, образованные остатками обычного морского бентоса, в которых рассеяны на большой площади довольно мелкие биогермные массивы, не меняющие принципиально мощность Ф. Не исключено, что именно к этому типу Ф относятся толщи ряда зон сочленения, рифовая природа которых спорная (например, верхняя юра Бухаро-Хивинской области). Рассеянное размещение "рифов", их нерезко выраженная морфология, незначительное количество в них биогермных известняков дает основание оспаривать рифогенность всей толщи. Распределение ловушек нефти и газа в этих Ф определяется как антиклинальными структурами, так и рифогенными телами. Скорее всего, к рассматриваемому типу Ф относятся рифогенные Ф силура и ордовика Предаппалачского бассейна, юры и мела платформенного комплекса Месопотамского прогиба, поздней юры Аквитанского бассейна, юры Предкарпатского бассейна и многие другие.

Особенность доорогенных рифогенных Ф платформенных частей зон сочленения – в широкой площади их развития, выходящей далеко за контуры будущего КП. Доорогенные образования (так называемые "рифы", т. е. самые разнообразные органогенные постройки, а также банки, иловые холмы и т. п.) нередко четко проявляют палеоструктуру окраины ПЛ, причем в ряде регионов (впадина Альберта, Предуральский перикратонный прогиб) основные структурные линии, подчеркнутые массивами, оказываются поперечными по отношению к границам прилегающей ГС. Но иногда они вытянуты полосами, параллельными будущим границам КП.

В МГС рифогенные Ф широко распространены. Таковы Герцинский риф западного склона Урала, триасовые и позднеюрские рифовые Ф, отмеченные почти во всех ГС Средиземноморского пояса, отложения юры – верхнего мела Северо-Кубинского КП, верхнеюрская и нижнемеловая Ф Гельветской и Флишевой зон Альп, верхнедевонская терригенно-рифовая Ф Арденн, верхняя юра–эоцен (?) Предкиртарского КП. Среди миогеосинклинальных рифогенных Ф наиболее широко распространены собственно рифовые, банковорифовые, биоритмные Ф. Основными зонами рифообразования в ГС послужили: 1) крупные зоны поднятий, существовавшие при начале заложения ГС, например приподнятые триасовые блоки в Средиземноморском поясе; 2) приподнятые блоки, обособившиеся при раздроблении ГС на крупные структурные зоны, например в поздней юре Средиземноморского пояса; 3) поднятия, ограничивающие флишевые трюги как внутренние – например ургонская фация Карпат, так и внешние – например банковорифовая Ф Урала; 4) структурные уступы на границе МГС и ЭВГС – Предкиртаро-Сулейманский КП; 5) вулканогенные поднятия в ЭВГС – девон Урала.

Каждой из этих структурных зон свойствен, вероятно, свой набор рифогенных Ф.

До недавнего времени эти Ф вообще не рассматривались как нефтегазные, но постепенно выяснилась ошибочность этого положения, так как нередко именно они нефтегазоносны в зонах передовых складок. Так, ри-

фогенная эвгеосинклинальная Φ нефтегазоносна в Предкубинском КП [Адамович, Чехович, 1964; Максимов и др., 1976], рифогенная верхняя юра — в Месопотамском. Относительно более часто, вероятно, будут нефтегазоносны Φ поднятий, разграничивающих флишевые трог и ПЛ. В этих зонах нередко возникают банково-рифовые Φ .

Примером банково-рифовых Φ могут служить Злоказовская и Беркутовская (Приуралье) Φ , в которых рифогенные отложения развиты в верхней части карбонатного разреза визейско-башкирского возраста в виде мелких маломощных линз, расположенных на своде или на склонах палеоподнятий. Φ нефтегазоносна (Беркутово). Очень близкий характер имеют каменноугольные известняки Скалистых гор, также, вероятно, фиксирующие поднятия, остатки которого обнажаются в структуре Уосатч.

Как говорилось выше, разграничить платформенные и миогеосинклинальные Φ в зонах сочленения не всегда возможно. Так, остается неясным характер Φ позднего мела Золотого пояса Мексики, позднего триаса плато Палармид северо-западной части Сицилии, Φ Лонг-Айленд Кубы (см. рис. 23) и ряда других.

Рифогенная Φ мела Золотого пояса мощностью около 1000 м, скорее всего, также является банково-рифовой и приурочена к краевому поднятию системы Сьерра-Мадре-Ориенталь. Основанием для такой трактовки служит наличие массовых остатков орбитолин и других обитателей крайнего мелководья при незначительном участии рудист, образующих бронирующие пачки в верхних частях Φ .

Более ограниченное развитие в зонах сочленения имеют терригенно-рифогенные (Арденны, девон) и вулканогенно-рифогенные Φ . Последние обычны в ЭВГС и в зонах сочленения оказываются лишь в результате крупных надвигов, как, например, в Северо-Кубинском КП.

Глинисто-рифогенная позднедевонская Φ Арденн имеет мощность до 500 м, отложилась в крупной впадине, осевая часть которой заполнена глубоководными глинами, а на склонах впадины на трех стратиграфических уровнях развились массовые биогермные и настоящие рифовые массивы, сложенные строматопорами, кораллами и сопутствующими им органическими остатками. В массивах хорошо видны зональное распределение сообществ, изменение форм роста особей одних и тех же родов в зависимости от условий роста биогермного тела. Опыт изучения этих органических построек [Lecompte, 1970] широко используется во всем мире.

Возможным аналогом этой Φ является Φ Стреппеноза Сицилии (средний—верхний триас), т.е. мощная толща глин (600 или 3000 м, по разным авторам) с рассеянными биогермными массивами и с биостромной фацией по внешнему контуру (М. Манфредини, 1978 г.).

В орогенный этап рифогенные Φ и фации были распространены в КП меньше, чем в предшествующий этап, что связано с быстрым накоплением обломочного материала, препятствующего росту органогенных построек. Существующее мнение, что для КП типична Φ барьерных рифов, не соответствует действительности. Полосы рифов чаще встречаются в доорогенных, чем в орогенных Φ . Орогенная Ишимбаевская Φ биогермных массивов — уникальное явление. Подобные образования не описаны ни в одном КП, хотя в некоторых КП в орогенных комплексах есть рифогенные толщи. Наиболее известной нефтегазоносной орогенной рифогенной Φ является

Ф асмари (Месопотамский КП) — сложная толща сочетания рифогенных, детритовых, хемогенных карбонатных пород с ангидритами, гипсами и прочими породами. Особенность этого типа рифогенных Ф — в широком площадном распространении без существенных изменений на всей территории КП, что говорит о незначительной морфологической расчлененности зоны КП в начале формирования этих КП. Такого типа карбонатные Ф отмечены в Северо-Кубинском и, возможно, в Предельском КП. Мощности этих рифогенных Ф значительны — до 1000 м и более.

Необычной телеорогенной рифогенной Ф служат Толтры Украины и Молдавии, фиксирующие границу подвижного блока ПЛ.

Заключительная стадия орогенного этапа характеризуется накоплением преимущественно континентальных, часто грубообломочных моласс, поэтому органогенные постройки в КП для этой стадии не типичны, хотя и имеются в толще моласс в Предуральском и в ряде других КП. Иногда они отмечаются на бортах платформенных впадин, выполненных эвапоритовыми Ф. Таковы рифовые фации цехштейна Западно-Европейской молодой ПЛ.

Эвапоритовая цехштейновая Ф верхнепермского возраста образована сложным полифациальным комплексом. Она выполняет Североморскую впадину, а также опущенные блоки зоны сочленения и по ним заходит далеко в глубь Рено-Герцинской СО. Ф сильно нарушена соляной тектоникой, поэтому ее мощность оценивается только примерно, причем допускается, что она достигает 2000 м в осевой части Североморской впадины. Ф четко ритмичная, состоит из пяти крупных ритмов, каждый из которых начинается терригенными и карбонатными толщами, а заканчивается соленосными. Четко проявляется и площадная зональность — обособлены участки максимального прогибания, где шло накопление каменных или калийных солей, а также прибрежная полоса, фиксируемая терригенными и карбонатными осадками. В основании двух нижних крупных ритмов имеются две регионально распространенные карбонатные пачки — так называемый известняк цехштейна серии Верра и главный доломит серии Страсфурт. Обе эти пачки нефтегазоносны на ряде площадей. Мощность известняковых пачек небольшая — 5–10 м, но резко возрастает до 40–80 м вдоль берегов, где предполагается развитие полос рифогенных фаций и наличие отдельных органогенных массивов. Рифогенные отложения серии Верра установлены на Предсудетской ступени и на северо-восточном борту Североморской впадины [Гурари и др., 1974]. На Предсудетской ступени, кроме того, известны рифогенные фации главного доломита, достигающие мощности 100 м. Рифогенные цехштейновые фации обнажаются в ряде мест, где отмечается замещение известняков типичного цехштейна с обедненной фауной брахиопод, двухстворок и гастропод известняками с массовыми мшанками, морскими ежами, лилиями и корковыми организмами неясного систематического положения (*Stromaria*). Явный палеогеографический контроль за размещением рифогенных фаций, малые мощности построек, их экологическая примитивность — все это отличает рифогенные постройки цехштейна от подобных тел КП, в которых всегда очень четко проявляется тектонический контроль.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Формационные ряды всех зон сочленения сложные, изменчивы по простиранию зон, поэтому, рассматривая формационные ряды различных КП, мы вынуждены обобщать их до схем, отражающих общую направленность развития всей зоны сочленения, откидывая особенности ее отдельных участков. Недостаточная изученность большинства КП приводит к невозможности выделения в большинстве из них систематических категорий Ф, более дробных, чем классы.

Как отмечалось в гл. 1, сравнение формационных рядов разновозрастных КП позволяет выделить три группы КП, существенные различия формационных рядов которых определяются главным образом петрофондом зоны денудации и типом прилегающей ГС впадины, т.е. тем, была ли она карбонатогенной, флишевой или выполнена преимущественно терригенными толщами. Кроме того, эти отличия определяются скоростью горообразовательных процессов в отмирающей ГС, а также частотой и величиной перерывов осадконакопления. Каждая из трех групп КП обладает своим набором Ф. Возраст КП и прилегающей ПЛ является второстепенным фактором при формировании формационных рядов КП [Королук, 1978]. Обоснуем этот тезис рассмотрением формационных рядов зон сочленения.

Первую группу по особенностям формационных рядов составляют Предуральский, Месопотамский, Северо-Кубинский, Сицилийский, Предтельский КП; возможно, в нее входят Восточно-Мексиканский и Предкиртаро-Сулейманский КП. Очень близок к ним Ангаро-Ленский перикратонный прогиб (см. рис. 23). Для всех этих зон сочленения характерны сложные формационные ряды, в которых наблюдается широкое развитие в доорогенные этапы карбонатонакопления как в МГС, так и на ПЛ. Для доорогенных толщ типичны преобладание в разрезе карбонатных пород, а также большое количество перерывов, разнообразный набор конкретных карбонатных Ф. В карбонатогенных МГС описано несколько типов различных рифогенных Ф, а также Ф тонкозернистых маломощных известняков, планктоногенные карбонатные Ф, Ф разнообразных слоистых и разнослоистых известняков, мраморов, фитолитовые, терригенно-фитолитовые, спонголитовые Ф. Карбонатные Ф сочетаются с подчиненными им флишевыми, развитыми в отдельных впадинах, а также с разнообразными кремнистыми и терригенными Ф типа фалаховой и некоторыми другими. В платформенных зонах на доорогенном этапе широко развиты Ф известняков и доломитизированных известняков, доломитистые, реже доломитовые Ф, сочетающиеся с фалаховыми и другими Ф терригенного класса. Также типичны развитие в основании орогенного цикла карбонатных Ф и, в частности, Ф биогермных массивов, а также полос барьерных рифов; широкое распространение разнообразных органогенных построек и рифогенных фаций в различных частях разрезов и в разных структурных зонах. Особенность этих зон сочленения — в наличии мощной самостоятельной галогенной соленосной Ф, имеющей краткий срок образования, но огромную мощность, высокий коэффициент соленаккумуляции и большое число карбонатных прослоев при крайне ограниченном количестве терригенных пачек.

Описание Ф Предуральского КП неоднократно опубликовывалось [Келлер, 1949; Хворова, 1961 и др.], причем основное внимание исследователей привлекали флишевые впадины (Зилаирская, Лемвинская), имеющие на Урале резко подчиненную площадь по сравнению с крупными антиклинальными зонами (Башкирская, Среднеуральская), в которых в конце геосинклинального цикла преобладало карбонатнакопление, что и определило особенности Ф Предуральского КП. Формационный ряд последних структур известен гораздо хуже. Нередко утверждается, что в них вообще развиты платформенные Ф девона и карбона. Однако еще В.Н. Крестовников и Н.П. Херасков подчеркивали своеобразие карбонатных толщ Западного склона Урала и необходимость выделения их в Западно-Уральскую карбонатную надформацию [Херасков, 1967]. Проведенное позднее изучение каменноугольных отложений Западного Урала показало справедливость этого предположения, так как было установлено наличие в разрезах ряда особые Ф — Злоказовской банково-рифовой, Зилимской карбонатно-кремнистой, отсутствующих в платформенных областях и, в частности, на Русской плите [Королюк, Максимова, 1980]. Общая схема формационного ряда Приуралья (см. рис. 23) хорошо известна, поэтому не будем на ней останавливаться, другая же типичная зона сочленения этой группы — Месопотамская (см. там же) описана в гл. 2.

Вторую группу составляют КП, наследующие крупные флишевые трогии: Предальпийский, Предпиренейский, Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Предбетско-Рифский и, возможно, Предгималайский (см. рис. 24).

Для орогенных Ф этих КП характерны резкое преобладание моласс, отсутствие карбонатной Ф и крайне ограниченное развитие карбонатных пачек, наличие шшира, часто Ф типа Майкопской, отсутствие обособленных галитовых Ф и широкое развитие засолоненных моласс.

В доорогенных отложениях рассматриваемых зон сочленения Ф очень разнообразны. Иногда в МГС заходят платформенные, в частности эвапоритовые, Ф, приуроченные к основанию ряда. Как правило, четко проявляется направленная смена Ф от сланцевых кремнистых к флишевым, мощный флиш сочетается с накоплением разнообразных карбонатных, в меньшей степени терригенных Ф. Ограниченно отмечается развитие и характерных олистостромовых Ф. Рифовые фации и особые рифогенные Ф образовались преимущественно на ранних, дофлишевых, стадиях, вероятно на поднятиях, ограничивающих флишевые впадины, в частности на пограничных краевых поднятиях, разделяющих ПЛ и ГС, МГС и ЭВГС, а также на поднятиях в пределах ЭВГС.

Формационный ряд классического КП этого типа — Предальпийского — трудно восстановим ввиду больших и не всегда установленных амплитуд перемещений структурных зон. Так, до сих пор не выяснено, образовывались ли карбонатные толщи Известняковой зоны Альп "перед" флишевыми трогами (т.е. на границе с ПЛ) или "за" ними (на границе с ЭВГС). Возможная схема формационного ряда дана на рис. 24. Значительно более четко расшифровываются формационные ряды Предпиренейского и Предкарпатского КП (см. рис. 24). Предкавказская зона (Индоло-Кубанская) отличается от прочих флишевых МГС несколько большей ролью терригенных и терригенно-карбонатных Ф. Сравнивая формационные ряды зон сочленения с крупными флишевыми трогами, легко увидеть их значительное

сходство, что, возможно, помимо других причин, объясняется принадлежностью всех их к альпидам.

Зоны сочленения с третьим типом формационных рядов наиболее распространены. Они возникают вдоль ГС, выполненных мощными терригенными и терригенно-карбонатными осадками. Таковы Предверхолянский, Предкопетдагский, Предаппалачский, Субгерцинский, Боуэн-Сюратский, Предтаймырский, Предколлвилский, Предкарибский, Предандийский, Предараканский КП, мезозойский КП Скалистых гор.

Все эти прогибы выполнены мощными относительно однообразными терригенными толщами. Во многих из них вся орогенная толща относится к одной-двум Ф. Особенно часто в них развиты угленосные Ф (морские и континентальные). Помимо угленосных Ф, встречаются красноцветные (нередко опять-таки угленосные), терригенно-эффузивные (Субгерцинский, Боуэн-Сюратский КП), иногда ледниковые Ф (Боуэн-Сюратский КП), сероцветные молассы, иногда терригенные, но не молассовые Ф (в Предверхолянском КП, по мнению Ю.М. Пушаровского). В орогенных Ф этих зон сочленения полностью отсутствуют Ф карбонатного, эвапоритового, кремнистого классов. Для КП этих зон характерна нечеткость нижней границы орогенного этапа ввиду близости доорогенных и орогенных Ф. В миогеосинклинальных доорогенных толщах резко преобладают терригенные и терригенно-карбонатные Ф, в которых иногда имеются рассеянные орогенные массивы (девон Арденн), относительно мощные карбонатные толщи в основании (Предаппалачская зона) или менее мощные карбонатные толщи в средних частях разреза (Копетдагская зона). КП с такими формационными рядами особенно часто встречаются среди мезозойских КП, но отмечаются и среди альпийских КП. Типичный пример такой ГС – Верхоянская. Специфику Верхоянской (Верхояно-Колымской) ГС А.В. Бергер (1979 г.) объясняет образованием в результате раздробления дорифейского кратона системой раздвигов. При этом реликты крагона сформировали приподнятые блоки – источники обломочного материала, а зона раздвигов – трюги, заполняющиеся материалом денудации блоков. Справедлива ли эта схема для других терригенных ГС, сказать трудно, но весьма вероятно, что близкую историю имели многие из них.

Другим примером терригенной ГС является Копетдагская, формационный ряд которой более сложный (см. рис. 25). В Предкопетдагском КП Ф герцинского основания непосредственно в зоне сочленения не известны. На прилегающей части ПЛ к пермо-триасу относится комплекс метаморфических Ф, отделенных угловым несогласием от юрских. В ранней и средней юре накапливались глинистые, углисто-глинистые, глинисто-известняковые толщи, возможно отсутствующие на внешнем борту КП (Аманниязов, 1972). В южных частях Копетдага (Калугин, 1977) накопление углисто-аргиллитовой Ф продолжалось и в поздней юре, но в северной части Копетдага (и, возможно, под КП) отложилась доломитистая Келятинская Ф. Келятинская Ф имеет мощность порядка 800–1000 м. Севернее КП Келятинская Ф замещается глинисто-карбонатной Ф, а на юго-востоке – эвапоритовой. С угловым несогласием на ней лежит известняковая Фирюзинская Ф оолитовых известняков, замещающаяся на ПЛ глинисто-карбонатной и сульфатно-карбонатной толщ.

В конце неокома в Копетдагской ГС прекратилось интенсивное карбо-

натообразование и началось накопление различных глин, мергелей, тонкозернистых песчаников, продолжавшееся в позднем мелу и палеогене. Литологические и фаунистические отличия отдельных частей разрезов позволяют выделить здесь ряд обособленных Ф (см. рис. 25). Их общей особенностью является преобладание глин, алевролитов, т.е. тонкозернистого обломочного материала часто обогащенного глауконитом, иногда пиритом. Бросается в глаза бедность и однообразие органических остатков, преимущественное развитие среди них планктонных форм, хотя временами образовывались горизонты с остатками массовой бентосной (пелециподовой) фауны, например устриц. В некоторых толщах имеет место нечетко выраженная ритмичная смена крупных пачек песчаников и аргиллитов, на других уровнях наблюдается ритмичное чередование тонких слоев, придающее флишеподобность отдельным частям разреза. Однако для всех толщ в целом характерны литологическое однообразие крупных пачек, их плоская тонкая слоистость. Весь комплекс признаков Ф позднего мела—палеогена Копетдага говорит об образовании осадков во впадинах со спокойным гидродинамическим режимом, почти лишенных бентосных породообразователей. В пределах мелового—палеогенового разреза имеются межформационные стратиграфические несогласия (наиболее крупные в основании турона) и угловое несогласие в основании неогена. Близкие по составу отложения мезозоя и палеогена развиты и на платформенном борту (на Бахардокском склоне), но мощность их примерно в два раза меньшая, чем в Копетдаге, и они несколько больше обогащены песчаниками, которые иногда обособляются в особые пачки.

Завершается комплекс глинистых Ф Майкопской Ф, которая имеет обычную для Карпатско-Кавказского региона характеристику — это чередование бескарбонатных и карбонатных глин, содержащих сидеритовые и септариевые конкреции, редкие, тонкие прослои доломитов, песчаников, налеты ярозита. В толще имеются остатки рыб, редко, в отдельных горизонтах — скопления раковин двустворок.

С угловым несогласием и крупным региональным стратиграфическим перерывом на палеогеновую Ф ложится комплекс моласс миоценового и плиоценового возраста. Выделяются две морские молассовые Ф (гельветсарматского и ачкагыльского возраста), разделенные континентальной красноцветной Ф [Расцветаев, 1969]. Нижняя из них близка к глинисто-ракушняковым молассам, выделенным М.В. Муратовым и В.М. Цейслером [1968]. Это зелено-серые, голубоватые, реже розовые глинистые карбонаты, мергели с частыми прослоями ракушняков (массовые остатки спанидонтелл, эрвилей, кардиумов, мактр и др.), оолитовых известняков, песчаных известняков, песчаников. Толщи плосконаслоенные, смена пород частая, незакономерная. Общая мощность Ф порядка 700 м. В верхней морской молассе в Узекдагском синклинии (северное окончание Копетдага) обособливается соленосная маломощная толща, которую В.В.Благовидов считает примером особой соленосной Ф гипс-глауберит-мирабилит-астраханит-галитового типа, образовавшейся в заливообразном бассейне. Однако, по принятому нами понятию об объеме Ф, эта толща может рассматриваться лишь как особая градация морских засоленных моласс. В КП и на склоне ПЛ весь комплекс моласс континентальный.

Особенность Предкопетдагского КП — в отсутствии в разрезе орогенно-

го комплекса угленосных Ф, частых в других КП этого формационного типа.

Итак, анализируя формационные ряды различных зон сочленения, можно заметить, что они отражают следующие различные тектоно-седиментационные режимы орогенных этапов: а) неравномерного разрушения СО, при котором временами возникают "неувязки" амплитуды прогибания и скорости заполнения впадины, что фиксируется соленосными и депрессионными Ф; б) энергичного относительного постоянного разрушения СО, сопровождаемого накоплением Ф практически только молассового класса; в) сноса как со СО, так и с ПЛ, что приводит к широкому развитию угленосных Ф.

Наложение различных орогенных режимов на разного типа МГС приводит к возникновению сложных конкретных формационных рядов.

Глава 4

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРУКТУРУ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Структурные особенности КП определены в основном их положением на стыке СО и ПЛ, а также структурой и особенностями Ф каждой из этих областей.

Тип геосинклинали. Резко подавляющее большинство КП образовывалось вдоль полноразвитых ("истинных", "океанических") ГС, т.е. вдоль ГС, имеющих как миогеосинклинальные, так и эвгеосинклинальные зоны. Однако существуют прогибы, которые по структурно-формационным признакам относятся к типично краевым, но вытянуты вдоль СО, чья геосинклинальная природа вызывает сомнения у ряда исследователей. Таковы, как отмечалось выше, Пиренейские Альпиды, Копетдагская СО, Гималаи и Капиды.

Рассматривая природу Альпийско-Средиземноморской области, М. Леуан, М.В. Муратов, В.Е. Хаин выделяют два почти прямолинейных ответвления от Альпийской и Карпатской дуг альпийского складчатого пояса, не являющихся "истинно геосинклинальными". Это, на западе – цепи Пиренеев-Прованса, на востоке – цепи Горного Крыма-Большого Кавказа-Копетдага... "Пиренейская и Кавказская ветви обладают особыми чертами, отличающими их от ветвей, упомянутых ранее: тенденцией к прямым структурам, даже с двойным опрокидыванием вместо отчетливо выраженной внешней вергентности; отсутствием крупных шарьяжей; может быть также отсутствием типичных эвгеосинклинальных областей, т.е. областей, включающих остатки возможно океанической коры (собственно офиолитов)" [Муратов, Цейслер, 1978, с. 275]. Отсутствие эвгеосинклинальной зоны в Пиренейской СО подчеркивалось и в более ранних исследованиях [Руттен, 1972; Geologie..., 1974]. Также многими исследователями отмечалось отсутствие ЭВГС в Туркмено-Хорасанской геосинклинальной системе.

Неоднозначно решается вопрос и о характере Гималайской СО ввиду своеобразия Гималасов, сложенных широким краевым поднятием с отложе-

ниями, близкими к платформенным, и очень узкой эвгеосинклинальной зоной. Подробнее мы останавливались на этом в гл. 2. Наиболее спорна тектоническая природа Капской СО, поскольку на Африканском материке присутствует лишь небольшой ее участок. Д.У. Бишоп и О.Р. Ван Иден [Тектоника..., 1973] рассматривают Капскую СО как ГС, существовавшую с позднего силура–девона, т.е. с периода отложений Капской системы. Специфический (геосинклинальный) характер этих отложений подчеркивается, по мнению названных авторов, их приуроченностью только к одной определенной структуре – Капским горам: севернее за пределами складчатых хребтов, породы Капской системы не развиты, что подтверждено результатами глубокого бурения. По мнению В.Е. Хаина [1971], ограниченный период погружения, весьма умеренные мощности отложений, интенсивность складчатых деформаций, характер Ф, отсутствие проявлений магматизма и метаморфизма не позволяют считать Капскую зону в палеозое и раннем триасе типичной ГС; скорее всего, ее следует отнести к внутриплатформенным подвижным зонам – авлакогенам типа Гондванид Южной Америки, часто рассматриваемых как вероятное западное продолжение Капид. Окончательно вопрос о характере Капид, видимо, может быть решен после проведения морских геолого-геофизических работ непосредственно южнее материка.

Вдоль всех этих складчатых зон, не имеющих ЭВГС или имеющих их в неполноразвитом виде, располагаются КП, принципиально ничем не отличающиеся от других КП. Следовательно, КП возникают не только вдоль полноразвитых ГС, но и вдоль структур, состоящих только из миеосинклинальных зон без эвгеосинклинальных. Количество таких КП невелико, но, судя по описанным, наличие или отсутствие ЭВГС, хотя и подразумевает несколько иную историю развития СО, но не влияет на характер КП.

Особых исследований требует вопрос о возможности существования КП у внутрикратонных ГС, т.е. у СО, возникших на основе авлакогенов (у структур типа Донбасса, Вичиты и т.п.). Вдоль Вичиты уже выявлен крупный прогиб Анадарка, обладающий большими запасами нефти и газа и по ряду структурных и формационных признаков очень близкий типичным КП [Webster, 1980]. Вдоль Донбасса также иногда выделяется КП.

Формирование структуры геосинклинальной СО. Как правило, структурные особенности КП определяются заключительными фазами складчатости в ГС и последними крупными этапами горизонтальных перемещений. Именно в этот период возникает большинство продольных разломов и сопутствующих им приразломных складок, определяется структурная зональность КП. Соотношение времени заложения орогенной впадины и эпох складчатости и горизонтальных перемещений позволяет различать КП по степени дислоцированности орогенных отложений во внутренних зонах. Так, в единичных КП орогенный комплекс не затронут складчатостью или надвигами (например, Сицилийский, Терско-Каспийский); ряд других КП отличается тем, что деформации в них имели место после накопления всего комплекса орогенных образований (Предандийский, север Предуральского КП, Субгерцинский КП). В большинстве КП завершающие складчатость и горизонтальные перемещения имели место после образования нижних моласс, тогда как верхние молассы или не затронуты склад-

чатостью вовсе (Предпиренейский, юг Предуральяского, Предкарпатский, Предкопетдагский и другие КП), или дислоцированы чрезвычайно слабо и иногда по этому признаку носят название постскладчатой молассы. Различающиеся по этому показателю КП содержат локальные, возможно нефтегазоносные, структуры в разных структурно-формационных комплексах.

Структура краевых частей СО оказывает влияние не только на внутреннее строение КП, но и на его конфигурацию в целом. Так, выступы СО приводят к полному выклиниванию или резкому ограничению КП: юго-восточным ограничением Предверхоянского КП является глыбово-складчатое сооружение Сетте-Дабана, Индоло-Кубанский КП выклинивается на склоне Адыгейского выступа и т.д.

Тектоническая позиция КП. Наличие МГС и ПЛ в основании КП, вероятно, сказывается на их структуре настолько, насколько литологический состав толщ вообще влияет на морфологию структур. Сравнение КП не дает возможности отделить по структурным особенностям КП, имеющие МГС в основании внутренней зоны, от КП, развитых полностью на ПЛ.

Наличие миогеосинклиналичного основания во внутренних зонах большинства КП в период формирования КП отрицается в настоящее время все большим числом геологов. Широко известная схема развития КП над краевым швом ПЛ поколебалась после того, как геофизиками было прослежено продолжение кристаллического фундамента ряда ПЛ далеко внутрь прилежащих СО: Русской ПЛ – до Уральского разлома [Огаринов, Хатьянов, 1962; Берлянд, 1971], Северо-Американской – под Аппалачами и под Скалистыми горами [Роджерс, 1968; Tysdal, 1976] и т.п. Соответственно, нередко стало допускаться, что и плитный комплекс также протягивается в СО, а КП закладывался полностью на платформенном основании. Распространению этого положения способствует недостаточная изученность Ф переходных областей. Противоречащие этому факты – залегание моласс на ГС Ф, в частности на флише, объясняется тем, что накопление моласс начинается после перемещения миогеосинклиналичных пакетов на край ПЛ в процессе стыка двух разновозрастных блоков коры. Последнюю точку зрения подтверждают данные о частом развитии олистостром и о большой площади их покровов в некоторых КП (например, в Предрифско-Бетском).

Тем не менее нам представляется, что во многих случаях КП закладывались над зоной смены платформенных Ф миогеосинклиналичными и что в основании ряда КП были миогеосинклиналичные Ф. Это подтверждается тем, что в передовых складках нередко сохраняются фации, характерные для зон, пограничных между ПЛ и МГС. Таковы банково-рифовые, спонголитовые, некоторые кремнисто-карбонатные и другие Ф. Однако ширина миогеосинклиналичного основания под КП несравнимо уже, чем платформенного.

Заложение КП частично на миогеосинклиналичном основании не препятствует (а может быть, даже способствует) перемещению миогеосинклиналичных Ф в составе надвинутых пластин на платформенные основания, как это наблюдается на юге Приуралья (см. рис. 16). Напрашивающаяся трактовка, как нам кажется, дает основание для поисков нефти и газа в шатфурменных отложениях под всей зоной передовых складок. Но, веро-

ятно, в ряде случаев во внутренних частях зон передовых складок происходит смена доорогенных платформенных Ф миогеосинклинальными.

Миграция впадин КП и ПЛ. Это процесс не является в прямом смысле структурообразующим фактором. Однако он определяет распределение зон максимального прогибания и, по существу, форму тела, сложенного орогенным комплексом, т.е. самую общую структуру КП.

Миграция оси впадины КП в орогенный период на склон платформы свойственна большинству КП. Она достигает значительных размеров, что приводит к тому, что полнота разрезов и набор фаций внутреннего и внешнего бортов КП часто резко различны. В отдельных КП (например, Предкарпатском) амплитуда миграции внешнего борта равна ширине всей внешней зоны, однако чаще она значительно меньше. Для Предкарпийского и некоторых других КП сделана попытка количественного определения скорости миграции (см. гл. 2). Во всех известных нам случаях скорость миграции орогенной впадины несравненно больше скорости разрастания предшествующей ей платформенной впадины (рис. 26).

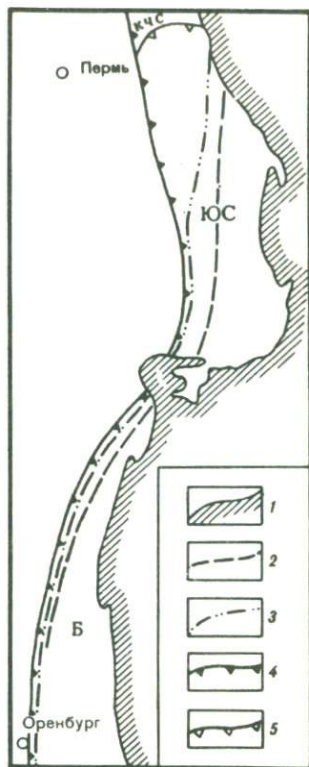
Увеличение площади сноса вдоль внутреннего борта КП, изменение интенсивности размыва иногда удается очень четко датировать по смене наборов переотложенной фауны. Так, в Предуралье устанавливаются две эпохи увеличения глубины размыва в сакмарское время и резкое усиление размывов в артинское время, а набор переотложенных фораминифер разрешает предполагать крупные перерывы в осадконакоплении в карбоне [Королюк и др., 1975].

Возраст платформы. КП возникают на ПЛ разного возраста. Структурные различия КП на молодых и древних ПЛ отмечались Ю.М. Пущаровским [1959]. Они определены разной историей формирования молодых и древних ПЛ [Крылов, 1971] и выражаются в более тесной связи КП молодых ПЛ со всем набором структур их окраины и нередко в большей изометричности. Тем не менее нужно подчеркнуть, что возраст ПЛ не определяет модель КП (см. ниже), а также ряд других важнейших их качеств. Например, однотипно построены Терско-Каспийский КП, возникший в зоне сочленения мезозойской ГС Кавказа и молодой Скифской ПЛ, и Месопотамский прогиб, образовавшийся в зоне сочленения альпийской системы Загроса и древней Аравийской ПЛ. Предальпийский КП, являющийся зоной сочленения Альп и молодой Западно-Европейской ПЛ, и Предкарпатский КП (на территории СССР), возникший на контакте альпийской СО Карпат и древней Восточно-Европейской ПЛ, также весьма сходны в своем строении. Некоторые КП (Предкарпатский, Предандийский) располагаются как над древними, так и над молодыми ПЛ или над разновозрастными блоками фундамента ПЛ (Предуральский КП).

При переходе КП с более древнего блока земной коры на более молодой, как правило, происходит расширение границ КП. Так, Предуральский КП, переходя с протерозойского блока на байкальский в своей южной и северной частях, резко расширяется, однако это, видимо, не определяется структурной моделью КП, так как то же происходит с Предкарпатским прогибом при переходе его с Восточно-Европейской ПЛ на Скифскую. Вероятно, можно считать, что во многих случаях КП, лежащие на молодых ПЛ или на более молодых блоках земной коры в пределах одной ПЛ, имеют более подвижный фундамент. Такое явление наблюдается в более погруженных

Рис. 26. Схема миграции западного борта южной части Предуральского прогиба

1-5 — границы: 1 — Уральской СО, 2-4 — КП и ПЛ (2 — в позднем карбоне, 3 — в ассельско-сакмарское время, 4 — в артинское время), 5 — поперечной седловины. Буквы на схеме: Б — Бельская впадина, ЮС — Юрюзано-Сылвенская впадина, КЧС — Косьюинско-Чусовская седловина



северной и южной частях Предуральского КП, расположенных на байкальском фундаменте, тогда как средняя, более стабильная и наименее погруженная часть располагается на протерозойском фундаменте.

Структура краевых частей ПЛ. Этот фактор бесспорно оказывает прямое воздействие на вероятность появления КП, на расчлененность КП на отдельные впадины, на глубину погружения фундамента, определяет формационные и фациальные особенности плитного комплекса, а также структурный план внешнего крыла КП. Наиболее крупные структуры ПЛ обычно фиксируют контуры прогибов. Еще Н.С. Шатский подчеркивал, что близость к шиту приводит к выклиниванию прогиба. Например, вдоль северных Аппалачей, приближенных к Канадскому шиту, нет КП: восточное замыкание Предпиренейского КП определено южным окончанием Центрального массива (поднятием Черных гор); Западно-Канадский КП ограничен на юге платформенным сводом Суитграсс.

Иногда сближенность КП и шитов приводит к сужению прогиба и интенсивной дислоцированности выполняющих его отложений по всей ширине КП (например, западный отрезок Предкарпатского КП и восточный отрезок Предальпийского КП, ограниченные соответственно с северо-запада и северо-востока Чешским массивом).

Часто КП ограничиваются по простиранию крупными секущими линеаментами (восточное окончание Предкопетдагского прогиба срезано Серахско-Герирудской зоной разломов Урало-Оманского линеамента) или региональными поперечными флексурами. Можно заметить, что развитие крупных платформенных впадин в краевой части ПЛ приводит к раскрытию КП по простиранию или к исчезновению внешнего борта КП как морфологически выраженной единицы (южное окончание Предуральского КП, Субгезинский КП).

Наличие перикратонных опусканий в основании многих КП говорит о "предопределенности" большинства КП. Возможно, сравнение КП, развитых на перикратонных опусканиях и на устойчивых блоках ПЛ, позволит в дальнейшем выявить их различия, но, вероятно, они не проявляются в структурных особенностях. Так, Предпиренейский КП, наследующий мезозойский Аквитанский прогиб, структурно близок Предальпийскому, наложенному на относительно устойчивый блок Западно-Европейской

10. Зак. 265

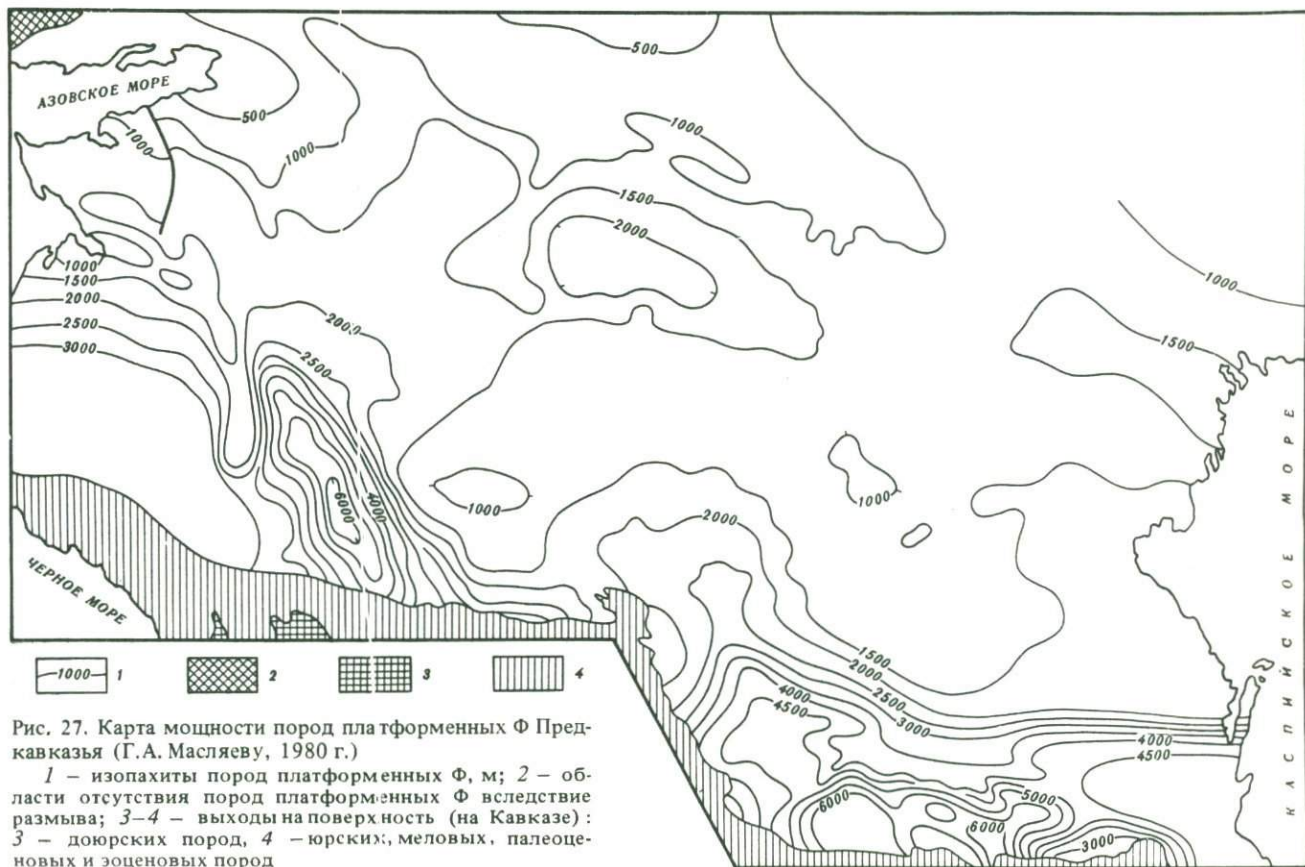


Рис. 27. Карта мощности пород платформенных Ф Предкавказья (Г. А. Масляеву, 1980 г.)

1 — изопахиты пород платформенных Ф, м; 2 — области отсутствия пород платформенных Ф вследствие размыва; 3-4 — выходы на поверхность (на Кавказе): 3 — доюрских пород, 4 — юрских, меловых, палеоценовых и эоценовых пород

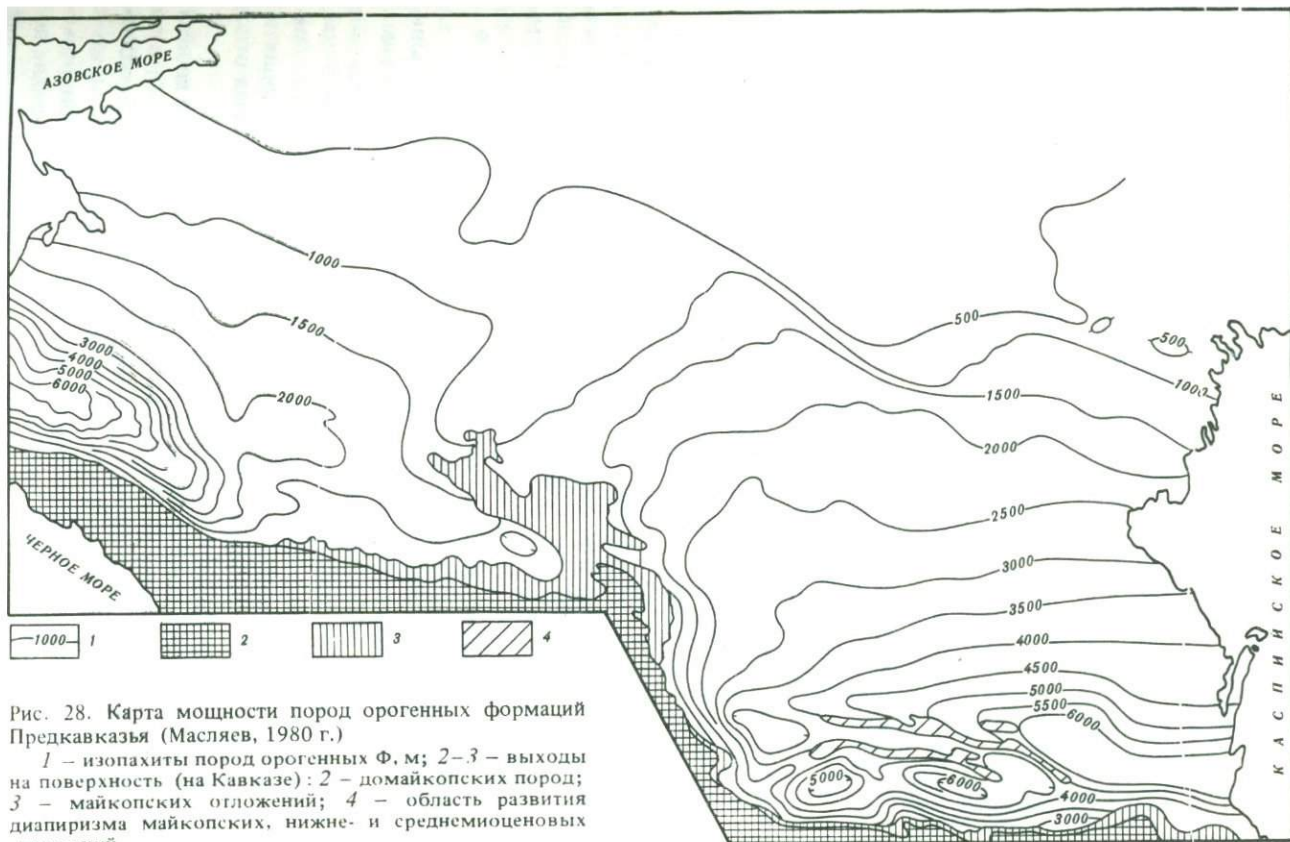


Рис. 28. Карта мощности пород орогенных формаций Предкавказья (Масляев, 1980 г.)

1 - изопахиты пород орогенных Ф, м; 2-3 - выходы на поверхность (на Кавказе): 2 - домаякопских пород; 3 - майкопских огложений; 4 - область развития диапиризма майкопских, ниже- и среднемиоценовых отложений

ПЛ. Связь перикратонных опусканий с КП, наверно, очень относительная, проявляется в основном в тенденции крупной зоны к длительному погружению. Структурный план этих зон в отдельных случаях весьма устойчивый и прямо сказывается на структуре орогенного чехла, но часто существенно изменяется в процессе формирования зоны сочленения. Примеры сложных соотношений структуры краевых частей ПЛ доорогенного и орогенного этапов дают карты суммарных мощностей Предкавказья (рис. 27, 28), составленные Г.А. Масляевым (1980 г.).

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Общие структурные особенности КП описаны неоднократно, поэтому коротко повторим известное, но подчеркнем те дополнения, которые удалось выявить при сравнении различных КП (см. гл. 2).

Глубина погружения основных опорных горизонтов. Предполагается, что глубина поверхности фундамента ПЛ под КП колеблется от 1 км на внешних крыльях отдельных КП (Предальпийского, Предандийского) до 10 и даже, вероятно, до 20 км в зонах, приближенных к ГС. Несмотря на всю условность данных о глубине поверхности фундамента, все же возможно предположить, что в подавляющем числе КП, вне зависимости от того, наложены ли они на молодой или древний фундамент, глубина его погружения не превышает 10 км.

В большинстве КП поверхность фундамента наклонена в сторону СО, но в ряде КП предполагается некоторый региональный подъем или воздымание отдельных блоков фундамента на границе с передовыми складками. Так, в Индоло-Кубанском КП фундамент погружается от -4 до -13 км, а затем воздымается до -9 км; в Предпиренейском — от -10 в центральной зоне приподнимается до -4 км; в Предандийском — от 1 на внешнем крыле опускается до -9 км, а затем предположительно поднимается до -6 км; соответственно в Терско-Каспийском КП — $(6-7)$ км во внешней, $(9-11)$ в центральной и $(3-5)$ км во внутренней зонах.

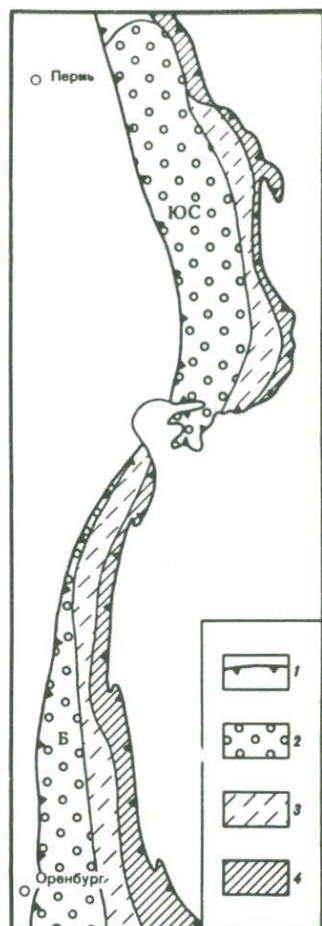
Системами пересекающихся субвертикальных разломов фундамент большинства КП раздроблен на разновеликие блоки. Превышение отдельных блоков фундамента над соседними, вероятно, может достигать 3 км, а разница между наиболее приподнятыми и наиболее опущенными — 5 км.

Рельеф крупных блоков фундамента определяет расчленение КП на впадины и поднятия, но далеко не всегда. В Предуральском КП под поднятием Каратау находится глубокая впадина в фундаменте, заполненная отложениями рифа увеличенной мощности (рис. 29, вкл.).

Подошва доорогенных отложений вскрыта в большинстве, но не во всех КП. Глубина ее во внешних зонах $(0,5-3)$, в центральных $(3-6)$ и во внутренних — 6 км. Общая форма этой поверхности разная у КП различных структурных моделей (см. ниже). Толща отложений переходного и плитного комплексов, как правило, выравнивает мелкие неровности рельефа фундамента, и поэтому блоковая структура фундамента по кровле доорогенного комплекса в отдельных впадинах или не выражена вовсе, или проявляется очень слабо. Взбросо-надвиги и крупные валы существенно осложняют структуру плитного комплекса. Предполагается, что взбросо-надвиги и надвиги развиты в основном в плитном и орогенном комплексе и, выполаживаясь, затухают, не доходя до фундамента.

Рис. 30. Схема соотношения зон передовых складок, линейных складок и куполовидных структур в южной части Предуральяского прогиба

1 — граница Предуральяского прогиба; 2—3 — площади развития: 2 — малоамплитудных брахиантиклиналей и куполов, 3 — взбросо-надвиговых нарушений и высокоамплитудных линейных складок; 4 — зона передовых складок Урала. Буквы на схеме впадины: ЮС — Юрюзано-Сылвенская, Б — Бельская



КП — структуры крайне плоские, что нередко забывается после построения многочисленных профилей, выполненных с большим искажением соотношения вертикального и горизонтального масштабов.

Продольная структурная зональность. Наиболее четко проявляется в наличии в большинстве КП двух структурных зон — зоны интенсивных линейных складок и взбросо-надвигов и зоны куполовидных структур. В первом приближении эти зоны соответствуют внутренней и внешней зонам КП. Но имеются и существенные отклонения от схемы. Например, в северной части Бельской впадины Предуральяского КП зона взбросо-надвигов и антиклинальных складок вдоль них захватывает весь прогиб, а в соседней Юрюзано-Сылвенской впадине зона куполовидных структур протягивается наискось через весь прогиб до зоны передовых складок (рис. 30). В ряде КП на внешнем борту почти нет куполовидных структур и он представляет собою моноклинал, осложненную структурными носами.

Основными структурными элементами зоны линейных складок являются взбросо-надвиги амплитудой от нескольких сот до тысячи метров. Вдоль этих нарушений развиваются вытянутые приразломные антиклинали длиной в десятки при ширине несколько километров.

Количество региональных продольных разломов широко варьирует в КП. Чаще всего их бывает три—четыре, причем обособляются блоки шириной 5—10 и длиной до 200 км. В некоторых КП число региональных разломов гораздо больше — до 8. Однако не исключено, что оценка количества региональных нарушений является весьма субъективной, так как во многих крупных блоках имеются более мелкие нарушения, что делает условным их число в зоне.

Иногда в КП выделяется не две, а три структурные зоны. Центральная зона, если ее можно выделить, представляет собой уплощенное днище, редко осложненное пликативными структурами. Она четко намечается на юге Бельской впадины Предуральяского КП. В ее пределах, как исключение, иногда бывают развиты резко выраженные высокоамплитудные валообраз-

ные структуры, образующие протяженный гребень вдоль оси КП. Эти валы формируются взбросо-надвигами (Вуктыльский вал в северной части Предуральского КП), глубинными взбросо-сбросами (Терско-Сунженский вал Терско-Каспийского КП), или являются дискордантными структурами, возникающими из-за большой мощности глинистых толщ (Анастасиевско-Троицкий вал Индоло-Кубанского КП) (см. рис. 5,6) или в результате облекания эрозионно-тектонических останцов (вал Комет в Боузи-Сюратском КП) (см. рис. 22).

Совершенно особый тип продольной структурной зональности выявлен в Предбетско-Рифском КП, в котором вся внутренняя зона перекрыта платформой орогенной олистостромы.

Простирание крупных структур края ПЛ бывает параллельно структурам СО. В таком случае формируются крупные валы, вытянутые вдоль контуров КП (например, Савинборский и Рязано-Охлебининский в Приуралье, Каневско-Березанский в Прикавказье). Чаше платформенные структуры срезаются под углом к СО и наложенным КП, что приводит к возникновению в КП поперечных структур разного масштаба.

Поперечная расчлененность КП. В орогенном структурном комплексе проявляется в распадении КП на ряд впадин и поднятий, а также в наличии блоков, отличающихся мощностями орогенных отложений. Однако последние, как правило, завуалированы более резко выраженной продольной структурно-фациальной зональностью. Гораздо четче, чем в орогенном плане, поперечная расчлененность зоны сочленения проявляется в доорогенных отложениях. Можно заметить относительную размерную близость крупных поперечных структур всех КП – впадины имеют длину ≈ 500 км, разделяющие их поднятия обычно меньше. Выделяются погребенные перемычки (типа Косьвинско-Чусовской в Предуральском КП), т.е. обладающие маломощным чехлом орогенных отложений, и поднятия, лишенные последних. Большинство поднятий представляет собой части платформенных структур. Реже эту роль играют выступы складчатого основания (выступ Маккензи, Каратау и др.). Иногда складчатый комплекс имеет синклиналиную структуру – прогиб Сигби разделяет Предсулейманскую и Предкиртарскую впадины. Степень участия процессов воздымания и горизонтального перемещения при образовании складчатых перемычек в КП, как правило, пока не установлена. В отдельных случаях (например, Фокшанский выступ в Прикарпатье) можно, вероятно, достаточно твердо говорить о перемещении всего складчатого комплекса, и тогда разделения КП на впадины по существу не происходит. В Месопотамском КП платформенный выступ Газа и выступ Фарс складчатой зоны, расположенные один на продолжении другого, образуют крупнейшую поперечную зону поднятий.

Формирование структуры плитных отложений продолжается длительное время, поэтому в доорогенных отложениях зон сочленения ПЛ и СО оконтуриваются как палеоподнятия, сказывавшиеся на мощностях и фациях определенных горизонтов доорогенных отложений, так и структуры, влиявшие на строение орогенных впадин, на мощность и характер отложений орогенного комплекса. В наиболее изученных КП (например, в Предуральском) выделяются субпоперечные структуры раннерифейского, позднеерифейского и палеозойского этапов [Кованько, 1968; Вахрушев, 1959; Клубов, 1973; Хачатрян, Громека, 1973, 1980]. Очень сложная структура

Скифской и Туранской плит также была в основном сформирована к началу образования краевых прогибов [Шарданов, 1959, 1967; Бурштар, 1960; Летавин, 1959; Юдин, Байрак, 1975; Байрак, 1978; Крылов, 1971; Амурский и др., 1966; Годин, 1960; Вальбе, 1969; и др.]. Например, Ашхабадская и Каахкинская впадины Предкопетдагского прогиба унаследовали Учтаганско-Бахардокскую и Илимско-Каахкинскую палеовпадины, а южное окончание Центрально-Каракумского палеосвода преобразовалось в Артыкскую седловину. В Предуральском КП Косьвинско-Чусовская седловина развивалась унаследованно в доорогенное и орогенное время, что отмечено полосами рифогенных образований девона и перми. Структурный план впадины Альберта также четко фиксируется полосами органогенных построек, вытянутыми по контуру крупных доорогенных структур субширотного простирания, тогда как КП имеет субмеридиональное простирание.

До последнего времени понятие "поперечные структуры КП" обычно связывалось только с крупными элементами типа сводов, блоков, седловин. Однако появляется все больше данных о наличии и более мелких, в частности локальных, структур, имеющих простирание, необычное для КП. Так, Оренбургский вал имеет широтное простирание, и его восточное периклинальное окончание упирается в Предуральский меридиональный прогиб. Локальные структуры, поперечные простиранию КП, выявляются, по данным В.К. Утоплиеникова [1982], в Бельской впадине Предуральского КП. Некоторые из них фиксируются широтно вытянутыми рифовыми массивами (Введенским, Кумертауским и др.). Структуры, поперечные простиранию Месопотамского КП, отмечены в прилегающей части Аравийской плиты.

Существенное значение в структуре КП имеют поперечные разломы, которые фиксируются в настоящее время почти во всех КП. Густота сети поперечных разрывов на опубликованных картах очень разная, что определяется как объективными, так и субъективными причинами, поэтому сравнение КП по этому показателю может быть только самым общим. Наблюдаются планетарные разломы, пересекающие СО, КП, ПЛ (Златоустовский в Приуралье, Джигинский в Предкавказье, Сумбарский и Бахарденский в Копетдаге и в Предкопетдагском прогибе, Вильфранш-де Рур в Предпиренейском КП и в Пиренеях). Чаше развиты региональные разломы, ограничивающие крупные поперечные блоки. Так, в Терско-Каспийском КП намечено шесть региональных разломов только в пределах Дагестанского клина [Байков и др., 1980]. Эти разломы отделяют блоки с различными режимами прогибания в мелу и частично прослеживаются во впадинах Терско-Каспийского КП.

В Предуральском КП блоки фундамента в Бельской впадине, предположительно выделяющиеся по геофизическим данным, отмечаются во всех структурных этажах и нередко в современном рельефе. Но в Юрюзано-Сылвенской впадине эти блоки не проявляются в структуре осадочного чехла, а снивелированы чехлом допалеозойских отложений.

Поперечные разрывные нарушения обычно сочетаются с продольными разломами. Можно предполагать, что во всех прогибах имеется сложная сеть разномасштабных, наложенных друг на друга разломов, что приводит к расчленению КП на множество разновеликих блоков, обладавших различной активностью в разное время. Это блоковое строение хорошо изучено в Предкарпатском КП (рис. 31).

Особая форма поперечной расчлененности единого КП наблюдается в Субгерцинском КП, разбитом на крупные блоки широкими грабенами, секущими СО и ПЛ. Весьма своеобразно разделяется на три части Индоло-Кубанский КП, в котором разломами обособливается поперечная, своеобразная по структуре Керченско-Таманская зона. Не исключено, что образование этой зоны определялось формированием глубоководной впадины Черного моря.

Локальные структуры в КП всех типов отличаются большим разнообразием. Это линейные, лежащие, запрокинутые, принадвиговые антиклинали, брахиантиклинали, горст-антиклинали, изометричные антиклинали (платформенного типа), тектоно-седиментационные структуры (рифты), соляные купола, соляные диапиры, глиняные диапиры, мульды проседания. Но наиболее распространены высокоамплитудные линейные антиклинали во фронте надвигов и взбросо-надвигов, образующие несколько параллельных линий на внутренних бортах КП, и куполовидные антиклинали (на внешних бортах). Преобладающая часть локальных структур КП формируется в заключительную стадию орогенеза и генетически связана с тангенциальными напряжениями со стороны ГС. Есть и локальные структуры, сформированные в доорогенную стадию развития региона, которые хорошо выявляются по анализу мощностей и фаций. Такие конседиментационные структуры известны в Предверхолянском прогибе [Киселев, Кульчицкий, 1980], в Актюбинском Приуралье [Авров, 1967; Бакиров и др., 1972], на юге Предуральского прогиба [Королюк и др., 1975], а также в Северо-Кубинском, Предкарпатском КП. Время формирования и масштаб конседиментационных структур может быть различным и широко варьирует в разных КП. Фиксируются доорогенные и раннеорогенные структуры, локальные и региональные. В некоторых случаях конседиментационные локальные структуры при образовании надвигов "скальпируются", срываются с основания и перемещаются. Иногда они сохраняют свою форму и служат ловушками для УВ (Предкарпатский прогиб).

Дизъюнктивные нарушения, как и локальные структуры, отличаются большим разнообразием. Преобладание тех или иных типов дизъюнктивных нарушений определяется общим структурным типом КП. Помимо уже отмечавшихся выше взбросо-надвигов и надвигов, встречаются трещины растяжения, микрограбены, сдвиги.

Вертикальные разломы развиты во внешних и центральных зонах КП. Представляется, что вертикальные разломы образовались главным образом на доорогенном этапе, а во внешних зонах КП – также и на орогенном этапе. Надвиги, взбросо-надвиги, шарьяжи и сдвиги – структуры заключительной стадии формирования КП, позднеорогенной или посторогенной, и приурочены в основном к внутренним бортам КП. Они возникают не только в орогенные, но и в доорогенные толщи (см. рис. 4, 16). Возможно, что сдвиги наследуют глубинные вертикальные разломы предыдущей стадии развития, определяющие обычно поперечную зональность КП. Сдвиги фиксируются редко, что, скорее всего, определяется не их малым количеством, а трудностями картировки.

Структурные особенности границ КП. В гл. 1 было отмечено, что границы КП определяются по распространению орогенных Ф. Структурное выражение их весьма разнообразно.

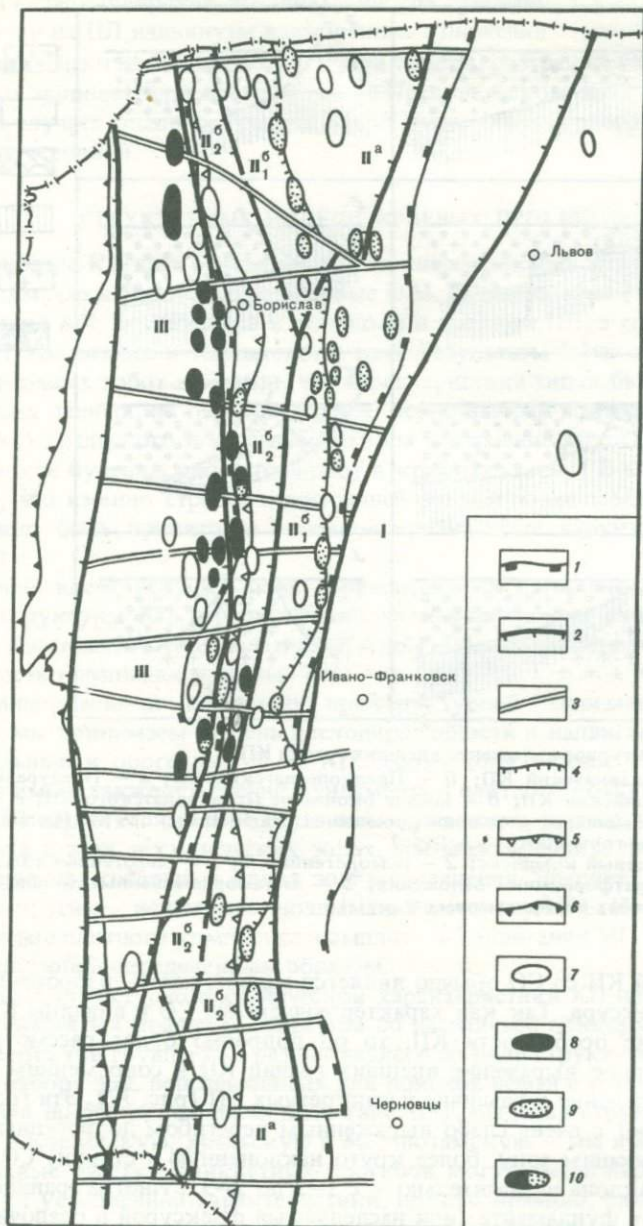


Рис. 31. Схема тектоники и нефтегазоносности Предкарпатского КП, по материалам Г.И. Доленко и др.

1 – Волинско-Подольская окраина Восточно-Европейской ПЛ; II – Предкарпатский КП; II^а – внешняя зона; II^б – внутренняя зона: II^б₁ – Самборская подзона, II^б₂ – Бориславско-Покутская подзона; III – Складчатые Карпаты.

1 – границы основных геотектонических элементов; 2 – главнейшие региональные разломы фундамента; 3 – поперечные разломы фундамента, отраженные в чехле; 4 – региональный надвиг молассы внутренней зоны КП на внешнюю; 5 – карпатский надвиг (молассы, флиш); 6 – внутрикарпатские надвиги; 7 – локальные складки; 8–10 – месторождения: 8 – нефтяные, 9 – газовые, 10 – нефтегазовые

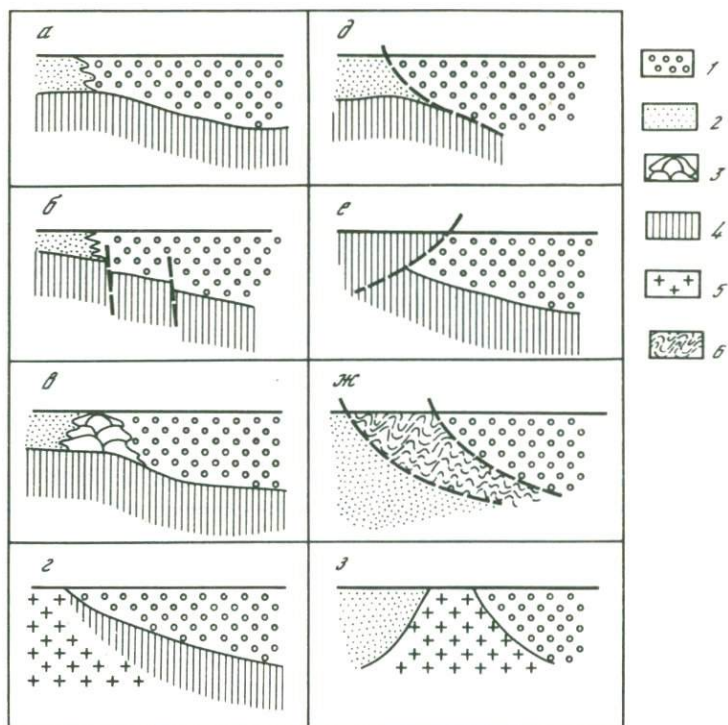


Рис. 32. Структурное выражение внешних границ КП

а – Предкавказский КП; *б* – Предкопетдагский КП; *в* – Предуральский КП; *г* – Предальпийский КП; *д* – южное окончание Предкарпатского КП; *е* – Гвадалквивирская впадина; *ж* – западное окончание Предгималайского КП (Соляной кряж); *з* – Скалистые горы США

1 – молассовый комплекс; 2 – телеорогенные Ф; 3 – рифогенные толщи; 4 – доорогенные платформенные отложения; 5 – метаморфизованные толщи; 6 – блоки дислоцированных платформенных Ф

Границей КП со СО обычно является надвиг, реже – взбросо-надвиг или крутая флексура. Так как характер сочленения СО и впадины КП определяет многие особенности КП, то он подробно будет рассмотрен ниже.

Структурное выражение внешних границ КП в современном плане более неопределенно и различно у конкретных КП (рис. 32). Эти границы часто совпадают с очень слабо выраженным перегибом доорогенных отложений, выделяющим зону, более круто наклоненную в сторону СО. Увеличение угла наклона незначительно – с 1–2 до 2–3°. Иногда границей является разлом в фундаменте (или наследуемый флексурой в осадочном чехле, или снивелированный покрывающими толщами). Возможно, что при ограничении КП крупным разломом его контуры более устойчивы во времени.

Вдоль границ такого типа в платформенной части нередко развиты протяженные валы или зоны рифообразования орогенного этапа. Реже вдоль внешних границ наблюдаются линии нарушения – надвиг орогенного комплекса на ПЛ (например, внешнее крыло Предкарпатского КП надвинуто на Мизийскую плиту) или, редко, надвиг платформенных отложений на оро-

генные (Гвадалквивирская впадина); иногда отмечаются взбросо-надвиг, по которому на ПЛ надвинуты вздыбленные отложения основания КП (Сояной кряж Предгималайского КП), или горсты, разграничивающие ПЛ и КП (гряды Чернова, Чернышева на севере Предуральского КП).

В ряде случаев внешняя граница КП не имеет структурного выражения и является условной.

СТРУКТУРНЫЕ МОДЕЛИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Разнообразие КП дает основание для их классификации по структурным показателям, что и было сделано впервые Ю.М. Пущаровским [1959], который выделил КП, прилежащие к молодым и древним ПЛ, а среди последних – КП Уральского и Карпатского типа. Результаты более поздних геологоразведочных работ показали, что характеристика типов была основана на неполных данных, но был совершенно верно выбран показатель для типизации КП Уральского и Карпатского типа – строение внутреннего борта КП. Глубокое бурение, широко начатое в краевых частях СО в 60–70-е гг., показало, что именно строение внутренней зоны и зоны передовых складок должно быть принято за основной признак для структурной типизации КП.

Увлечение идеей ведущей роли горизонтальных движений при формировании структуры КП нередко приводит к унификации схем строения КП (Ю.В. Казанцев, М.А. Камалетдинов и др.). Однако строение внутренних крыльев резко различное у разных КП.

За принципиальный показатель при структурной типизации краевых прогибов мы принимаем степень дислоцированности и надвигания миогеосинклинальных и орогенных Ф на КП. Кроме того, важное значение для этой цели имеет также поведение фундамента и плитного комплекса прилегающей ПЛ под МГС (и ЭВГС). Не имея достаточно данных о поведении фундамента в этих тектонических зонах, мы можем судить лишь о плитном комплексе, который в одних зонах сочленения "ныряет" под МГС и ЭВГС, а в других – испытывает воздымание в сторону МГС. Не исключено, что поведение плитного комплекса и амплитуда надвигания МГС на КП связаны между собой определенным образом.

Сравнение структурно-тектонической характеристики КП прогибов различных складчатых поясов и возрастов по названным показателям позволяет наметить три группы КП, различающиеся по ряду структурных признаков и по набору зон, перспективных для поисков нефти и газа, и построенные каждая по определенной модели (рис. 33). Выделяя структурные модели КП – Карпатскую, Уральскую и Месопотамскую – мы имеем в виду, что отдельные участки конкретных прогибов могут иметь иное строение, отличное от усредненной характеристики, но, как правило, размеры таких участков невелики.

Каждой из трех моделей КП присущ определенный набор признаков. Основными являются: амплитуда надвигания МГС на КП и соответственно амплитуда перекрытия внутренней зоны КП и плитного комплекса; форма тела КП, сложенного орогенным комплексом; степень асимметрии КП; набор продольных зон КП; характер локальных структур и разрывных нарушений во внутренних зонах КП и в зонах передовых складок.

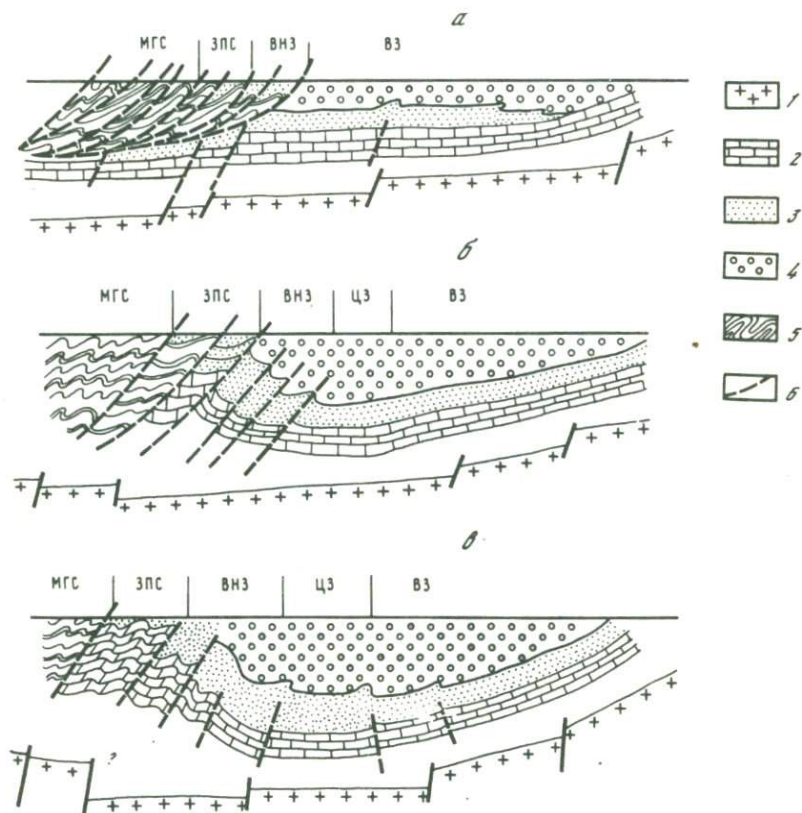


Рис. 33. Принципиальные схемы моделей КП: а – Карпатская, б – Уральская, в – Месопотамская

1 – фундамент; 2 – плитный комплекс; 3 – нижняя моласса; 4 – верхняя моласса; 5 – складчатый комплекс (геосинклиальный и платформенный); б – разломы. Зоны: ВЗ – внешняя, ЦЗ – центральная, ВНЗ – внутренняя, ЗПС – передовых складок, МГС – миогеосинклиальная

Нужно подчеркнуть, что основание для определения модели КП дают результаты геолого-структурного картирования в зонах передовых складок, т.е. по характеру локальных структур и разломов может быть сделан первый прогноз глубинного строения КП до постановки в нем большого объема бурения.

Карпатская модель краевых прогибов.

Для краевых прогибов Карпатской модели (см. рис. 33) характерны: надвигание (щарьирование) далеко в прогиб (на 30–90 км) смятых пластин геосинклиальных и нижнеорогенных отложений; развитие во внутренних зонах КП серий покровов; перекрытие надвинутыми пластинами значительной внутренней части КП и плитного комплекса; "ныряние" плитного комплекса под МГС, далеко в глубь СО; значительная перемещенность Ф внутренней зоны КП и "ныряние" плитного комплекса, приводящие к то-

му, что в современном плане фундаментом структур КП являются плитные комплексы; резко асимметричная, синклинали чая, клиновидная структура КП, с более крутым внутренним и пологим внешним бортами и с падением обоих крыльев прогиба в сторону ГС; узость внутренних зон (отношение ширины внутренней зоны к ширине остальной части КП мы принимаем за показатель асимметрии у КП всех моделей – для Карпатской модели он самый высокий и составляет обычно 1/7). Резко выраженная асимметрия КП проявляется не только в его форме, но и в распределении мощностей орогенных отложений, в различном наборе Ф, в различной структурно-тектонической характеристике. Так как внутренний борт КП и прилегающая часть СО представляют собой пологие, надвинутые далеко на прогиб покровы, то прогиб приобретает не только асимметричную, но и изоклинальную форму и, таким образом, в его структуре выделяются лишь две продольные зоны – внутренняя и внешняя. Ширина первой 5–15 км (редко 20 км), второй – до 100 км и более; во внутренних зонах развиты сближенные узкие принадвиговые антиклинали, наклоненные в сторону прогиба, и разделяющие их узкие длинные синклинали (длиной до 40 при ширине 3–4 км), часто редуцированные. Амплитуда надвигов отдельных пластин относительно друг друга равна 1–2 км. В направлении в глубь прогиба интенсивность дислокаций резко уменьшается.

По Карпатской модели построены и другие КП: Предкарпатский, Предальпийский, Предгималайский, Северо-Кубинский, Предбетско-Рифский (см. гл. 2), т.е. КП только альпийского возраста.

В наиболее хорошо изученном Предкарпатском КП внутренняя зона вскрыта большим числом скважин (см. рис. 31). В пределах Гуцульской и Молдовской ветвей прогиба внутренние зоны – Бориславско-Покутская и Ойтузская – сложены главным образом мел-палеогеновым флишем, перекрытым лишь местами самыми нижними горизонтами миоценовых моласс. По В.С.Бурову и др. [1980], Бориславско-Покутская зона – бескорневой тектонический покров, сильно усложненный надвигами второго порядка, обусловившими многоярусное расположение групп складок. Особенностью структуры является также развитие преимущественно лежащих антиклиналей, разделенных между собой надвигами при слабо выраженных синклиналичных складках. Этот покров испытал сильное горизонтальное перемещение (15–20 км) и на глубине ограничен пологой поверхностью надвига, объединяющей его вместе со Скибовым покровом Карпат в единый мегашарьяж с амплитудой надвигания 50–60 км (см. рис. 4, 31).

Близкое строение имеет Предальпийский КП (см. рис. 3), шарьяжи которого неоднократно описывались [Клар, 1976; Бернулли и др., 1977; и др.]. На внутренний борт Предальпийского КП надвинуты с юга пластины гельветид, флиша и Известняковых Альп, под которыми герцинский фундамент, кровля доорогенных мезозойских и палеогеновых отложений, а также нижние горизонты молассы погружаются далеко на юг, под Альпы. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения чехла ПЛ, а также фундамент в пределах прогиба вскрыты скважинами и прослежены под надвигом гельветид, флиша и толщей моласс на расстояние 30–40 км. Общая ширина зоны КП, перекрытой альпийскими надвигами, не менее 30–40 км, т.е. максимальная из зафиксированных бурением [Оксбург, 1977; Бернулли

и др., 1977]. Возможно, так же построено внутреннее крыло Предгималайского КП (см. рис. 13). Границей между Предгималайским КП и Гималайским мегантиклинорием служит Главный пограничный надвиг – серия шарьированных пластин и крутых надвигов, под которые уходит клин КП. Под докембрийскими–мезозойскими сильно дислоцированными породами нередко просматриваются третичные молассы. Это разрешает предполагать исследователям Гималаев [Ганссер, 1965] выполаживание крутых поверхностей надвига на глубине, что приводит к перекрытию значительной части КП аллохтонными структурами Гималаев. Однако, по данным Н.А. Еременко, В.А. Клубова [1980], фундамент Индостанской плиты под Гималаями не прослеживается.

Своеобразие Северо-Кубинского КП, построенного по модели Карпатского типа, заключается в шарьировании во внутреннюю зону эвгеосинклинальных Ф, а Предбетско-Рифского КП – в том, что значительная часть площади КП перекрыта олистостромой (см. гл. 2).

Уральская модель краевых прогибов

КП Уральской модели (см. рис. 33) наиболее широко распространены. Они характеризуются следующими основными чертами: чешуйчато-надвиговым строением внутренних бортов КП и прилегающих частей СО; относительные амплитуды перемещения по взбросо-надвигам составляют, как правило, интервал от сотни метров до 2,5 км, абсолютные обычно не превышают 15 км; во внутреннем борту или в зоне передовых складок фиксируется подъем доорогенных плитных отложений, т.е. ныряние плитного комплекса под СО не отмечается; КП Уральского типа асимметричны. Крутизна внутреннего борта в среднем $10-15^\circ$, максимальная до 20° , с падением в сторону ПЛ; крутизна внешнего борта $3-6^\circ$. Подобная асимметрия обуславливает узость внутреннего борта и значительную ширину остальной части прогиба. Соотношение этих двух величин, т.е. степень асимметрии тела КП, остается практически постоянным для всех КП Уральского типа и составляет $1/4$.

В КП Уральского типа выделяется три продольные зоны – внутренняя, внешняя и разделяющая их центральная, представляющая собой обычно плоское днище.

Внутренние зоны и зоны передовых складок представляют собой серии узких клиньев, падающих в сторону ГС и ограниченных взбросо-надвигами, иногда достаточно крутыми. Клинья имеют более простое строение по сравнению с Карпатским типом. Фронтальные части надвигов и взбросо-надвигов сопровождаются линейными запрокинутыми антиклиналями и разделены широкими, часто плоскодонными изоклинальными синклиналями, расположенными в тыловой части надвигов.

По Уральской модели построены КП разного возраста: герцинские – Предуральский, Предаппалачский, Боуэн-Сюратский (см. рис. 20, 23); мезозойские – Предкордильерский, Предверхожанский, Колвиллский; альпийские – Предпиренейский, Предандийский, Индоло-Кубанский.

КП Уральской модели особенно близки к той обобщенной структурной характеристике КП, что давалась выше.

Строение типичного для этой модели Предуральского прогиба хорошо

известно. Предуральский КП имеет четкую структурную зональность. У него хорошо выражена платформенная зона, которая только на юге Бельской впадины сокращается за счет развития центральной зоны. Внутренняя зона рассечена взбросо-надвигами на три—пять пластин, сдвинутых друг относительно друга на 1–2 км. В зоне передовых складок разрывные нарушения более пологие, местами отмечаются даже локальные бескорневые шарьяжи (Нязепетровские) или существенное перемещение на 10–15 км всего комплекса пластин (см. рис. 33). Однако чаще величины надвижения структур передовых складок на впадину КП невелика, порядка нескольких километров. Во внутреннем борту или в зоне передовых складок фиксируется подъем доорогенных плитных отложений, т.е. "ныряние" плитного комплекса под СО не отмечается. Ф плитного комплекса и миогеосинклинальные Ф в зоне передовых складок или однотипны, или являются соседними членами нормального латерального ряда Ф, что говорит о небольших взаимных сближениях края ПЛ и ГС. В ряде участков Предуральского КП фиксируются отложения края стабильного шельфа и его переход в подвижный шельф, в относительно глубоководные впадины (банково-рифовые, спонголитовые, аспидные Ф).

Месопотамская модель краевых прогибов

КП Месопотамской модели возникают, очевидно, при минимальных тангенциальных напряжениях со стороны ГС, что влечет за собой практическое отсутствие надвижения СО на КП. Можно предполагать, что КП этого типа заложены полностью на платформенном основании, воздымающемся в сторону СО.

Им присущи следующие основные черты строения: сохранение асимметричной формы впадины с крутым внутренним (наклоненным в сторону ПЛ) и пологим внешним крыльям. Степень асимметрии всего орогенного тела значительно меньшая, чем у КП других моделей, и составляет 1/3.

В структуре КП выделяются три продольные зоны – внутренняя, внешняя и центральная. Для КП этой модели характерна слабая нарушенность внешней зоны и небольшое количество в ней локальных структур (Терско-Каспийский и Предкопетдагский КП). Крупные валы в центральной зоне отмечены в Терско-Каспийском и Месопотамском КП, причем в первом – это, скорее всего, облекание узкого горста (Терско-Сунженского), а во втором – вал, осложненный рифовыми постройками (Киркукский).

Внутренние зоны КП и зоны передовых складок характеризуются развитием серии складок, вытянутых параллельно СО, иногда запрокинутых, не осложненных или почти не осложненных локальными взбросо-надвигами, быстро погружающимися в прогиб. Расчленения всей смятой толщи полными надвигами и взбросо-надвигами на пластины, смещенные относительно друг друга, а также перемещения этих пластин на впадину КП не наблюдается. Однако отсутствие надвижения СО на КП не означает, что в пределах ГС надвиги и шарьяжи отсутствуют. Так, в Загросе отмечаются ряд шарьяжей (Главный надвиг), а также линейные структуры, образование которых связано с надвигами и взбросо-надвигами (например, структуры, сопровождающие Главный надвиг).

В настоящее время известны в основном альпийские прогибы такой модели — Месопотамский, Предкопетдагский, Терско-Каспийский. Единственным герцинским КП подобного типа является Предкапский. Описание этих прогибов дано выше.

* * *

Сравнивая намеченные структурные модели КП, можно легко сделать заключение, что они отражают различную интенсивность деформаций при геосинклинальной зоне.

Наиболее интенсивные дислокации выражаются в развитии надвигово-покровных, покровных и шарьяжных структур с амплитудами перемещения до 90 км, что установлено в результате буровых работ в Предкарпатском и Предальпийском КП. Меньшая интенсивность тектонических движений привела к образованию в пограничной области серии взбросо-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структур. Амплитуды перемещения по взбросо-надвигам внутри КП в этом случае составляют обычно сотни метров — первые километры, а в сторону СО эти величины возрастают и в зонах передовых складок и в их аналогах уже составляют в среднем 10—15 км. Однако существует крайняя точка зрения о строении этих регионов, согласно которой перемещения пластин, обрамляющих КП, отнесенные нами к Уральской модели, достигают сотен километров [Камалетдинов, 1974; Роджерс, 1968].

И, наконец, в наименее дислоцированных пограничных областях мы наблюдаем развитие складчатой структуры, мало осложненной разломами.

Распределение КП по моделям свидетельствует о том, что характер структурно-тектонических дислокаций внутреннего борта и общая форма тела, сложенного орогенными Ф, не зависят от возраста КП и ПЛ, к которой он прилегает, а связываются исключительно с особенностями строения, развития и тектонической активности геосинклинали, породившей его. Помимо общих причин, обуславливавших различную динамику превращения ГС в СО, вероятно, большую роль играет и набор Ф пограничных зон. Так, по Карпатской модели построены только те КП, которые имеют крупные флишевые впадины. Однако ряд КП с флишевыми комплексами приобрели строение по Уральской модели.

Все КП характеризуются приблизительно одинаковым строением внешних бортов, а конкретные особенности определяются главным образом морфологией, подвижностью шатформенного комплекса и, в меньшей степени, интенсивностью нарушений внутреннего борта.

Определение модели строения каждого конкретного КП или его отдельного отрезка имеет большое практическое значение. Выяснение особенностей поверхностной складчатости в зонах передовых складок в результате геологической и структурной съемок позволяет прогнозировать глубинное строение внутренних зон КП и прилежащих СО и, следовательно, вернее ориентировать поисково-разведочные работы на нефть и газ в глубоко погруженных отложениях этих высокоперспективных зон.

ЭВОЛЮЦИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ И ПОЗДНЕЙШИЕ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Изменение общего характера КП во времени определяется общей эволюцией земной коры и тектонических процессов в ней, а активное существование отдельных регионов после формирования КП значительно изменяет структуру последних. Первый процесс обуславливает своеобразие герцинских, мезозойских и кайнозойских КП, второй – возникновение погребенных, активизированных КП и морских продолжений ряда КП.

ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ¹

Хорошо известно, что КП часто развивались у альпид и реже – у мезозид и герцинид. Вопрос о догерцинских (каледонских, байкальских и др.) КП является дискуссионным, большинство геологов склоняются к мнению, что КП и СО более древних, чем герцинские, не существует. Однако, по мнению ряда исследователей (Г.А. Кузнецов, Б.Н. Красильников и др.), древние КП возникали и ранее. Такое различие выводов определяется тем, что на стыках древних СО и ПЛ нередко располагаются прогибы, близкие к КП по ряду структурных и формационных показателей. Например, согласно данным Б.Н. Красильникова [1968] в основном по материалам геолого-съёмочных работ, древние КП прослеживаются вдоль южного края Сибирской ПЛ. К их числу он относит позднедокембрийский прогиб западного края Алданского щита (Кадаро-Удоканский): вендские прогибы, вытянутые вдоль Енисейского кряжа и Протосаян; Унаковский прогиб в Западном Прибайкалье и Ангаро-Ленский прогиб Иркутского амфитеатра. К КП ранних каледонид Б.Н. Красильников относит ордовикско-силурийский прогиб, описанный В.В. Хоментовским между салаирскими складчатыми сооружениями Манского прогиба и Канской глыбой, а к КП поздних каледонид – систему девонских впадин (Кузнецкую, Уймен-Лебединскую и др.), протягивающихся вдоль салаирских складчатых сооружений Саяно-Алтайской области.

Подобные структуры, близкие КП, но и отличающиеся от них, возникали на стыке многих древних СО и ПЛ, что говорит, по всей видимости, о том, что эти структуры можно рассматривать как гомологи КП, а их своеобразие – как проявление эволюции тектонических процессов в земной коре.

Наиболее вероятно наличие своеобразных КП ("зачаточные", по А.Л. Яншину [1962]) у байкалид. У более древних СО гомологов КП пока выделить не удастся. Вдоль большинства байкалид наблюдаются прогибы, аналогичные более молодым КП по своему региональному положению и имеющие близкие к КП формационные ряды, но отличающиеся тем, что каждая Ф в них обладает более платформенным характером, чем соответствующий член формационного ряда настоящих КП. Примерами зачаточных КП байкалид являются Приенисейский и Предбайкальский (Ангаро-Ленский) прогибы. Понятие "Ангаро-Ленский прогиб" имеет разное значение в лите-

¹ Сочавтор С.М. Доронко.

ратуре 50–60-х годов и в более поздней, что часто не учитывается при обсуждении природы этого прогиба. Первоначально к Ангаро-Ленскому прогибу относилась значительная часть Иркутского амфитеатра, испытывавшая тенденции к прогибанию в венде и в раннем палеозое. Длительная история формирования чехла этой территории, платформенный характер ее Ф дали основание Е.В. Павловскому исключить ее из КП и выделить в особый тип структур – перикратонных прогибов [Павловский, 1959]. Однако в пределах перикратона выделяется более узкая полоса вдоль Байкало-Патомского нагорья, имеющая значительно больше оснований считаться зачаточным КП [Тектоника..., 1966]. Этот прогиб, судя по данным геолого-геофизических работ и глубокого бурения, наиболее четко выделяется лишь по отложениям рифея, венда и подсоленосным пачкам нижнего кембрия. Предбайкальский КП простирается в северо-восточном направлении на расстояние свыше 1200 при ширине 60–80 км. Рядом седловин (Карамской, Чайской и др.) он расчленяется на впадины – Прибайкальскую, Казачинскую, Нюйскую и др. Впадины характеризуются асимметричным строением. Их платформенные борта обычно пологие, а борта, примыкающие к складчатой области байкалид, – крутые. Глубина залегания кристаллического фундамента в этих впадинах, по данным геофизических работ, различная. Так, наиболее погружена из них Нюйская впадина, где кристаллический фундамент залегает на глубине 5 км, а приподнята – Прибайкальская, в которой фундамент предполагается на глубине 3 км.

Каледонские КП не выделяются большинством геологов. Отдаленный аналог КП – молассовые девонские впадины, возникающие в орогенный этап во внешних зонах каледонид. Таковы небольшие впадины каледонид Скандинавии у западного побережья южной Норвегии. Иногда как КП каледонид рассматриваются отдельные впадины Саяно-Алтайской области, однако большинство этих впадин скорее межгорные, чем краевые. Очевидно, можно считать, что для каледонид типично сочленение СО и ПЛ по красному шву, тогда как в зонах сочленения других возрастов краевые швы развиваются локально и нередко перекрываются молассами.

К герцинским КП относятся Предуральский, Предаппалачский, Боуэн-Сюратский, Предтаймырский, Предкапский, Предуошитский КП, прогиб Северо-Европейских герцинид. Герцинские КП возникают вдоль карбонатных или терригенных МГС, имеющих флишевые впадины только на ограниченных участках. В структурном отношении большинство их относится к Уральскому типу. Специфика герцинских КП заключается в чрезвычайно широком развитии в них угленосных Ф, общей вытянутости, линейности всего прогиба, энергичной дислоцированности внешних и внутренних крыльев, в приуроченности газовых месторождений преимущественно к внутренним бортам, а нефтяных – к внешним [Проблемы..., 1973].

К мезозойским КП относятся Предверхооянский, Предкордильерский и Предколвиллский КП, т.е. относительно небольшое число КП, что, возможно, определяется спецификой самих мезозойских КП. Малое количество мезозойских КП делает неправомерными выводы об их специфике.

Кайнозойские КП наиболее многочисленны и наиболее сложно построены. Среди них есть КП всех структурных моделей, но значительную роль играют КП Карпатской модели. Также встречаются КП всех трех формационных типов, однако наиболее типичен КП с флишевым формационным

рядом. Для КП характерны огромные размеры, развитие вдоль большинства фронтов СО кайнозой, большие мощности моласс, сложные структуры, а также обратные герцинидам закономерности распределения нефти и газа. Более подробно об особенностях нефтегазоносности разных по возрасту КП см. в гл. 6.

В заключение раздела отметим, что своеобразие КП разных тектонических циклов отмечалось неоднократно во многих работах по тектонике зон сочленения ПЛ и СО и особенно подробно рассматривалось Г.А. Кузнецовым [1966]. Как самую общую закономерность изменения структуры зон сочленения нужно подчеркнуть присутствие зачаточных КП у байкалид, отсутствие их у каледонид и последовательное усложнение структуры КП в течение герцинско-кайнозойского времени, а также различные закономерности размещения нефти и газа в герцинских и альпийских КП [Варенцов и др., 1973].

ПОГРЕБЕННЫЕ КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Под понятием "погребенные краевые прогибы" нами понимаются КП, перекрытые чехлом платформенных отложений. КП, вовлеченные в зоны крупнейших структурных перестроек, например герцинские КП в альпидях Европы, в мезозоидах Северной Америки и т.п., возможно, также могут считаться погребенными, однако степень их переработки настолько значительна, что трудно говорить о наличии относительно сохранившихся структур КП. Исключением является погребенная система Балканских герцинид [Белов, 1970], вероятно Предобруджинский КП. Однако в этих случаях КП перекрыты платформенными Ф. Перекрытие древней зоны сочленения мощным чехлом платформенных отложений приводит к захоронению в относительно сохранном виде структур КП, т.е. к образованию особым погребенных КП — высоко перспективных структур в отношении их возможной нефтегазоносности.

Наиболее широко известный прогиб такого типа — Субгерцинский. Но нужно учесть, что сам Субгерцинский КП — не типичный КП, поэтому его особенности нельзя считать спецификой погребенных КП. Другой крупный погребенный КП — Предтаймырский. Однако большая мощность мезозойско-кайнозойского чехла на нем препятствует его изучению. Несколько подробнее изучены Предморавский, Предобруджинский, Боуэн-Сюрятский и нередко относимый к этому же типу структур Львовско-Люблинский КП, хотя последний едва ли является краевым, о чем говорилось выше.

Суммируя разрозненные данные об известных погребенных КП, можно прийти к заключению, что погребенные КП близки к обычным, обладают всеми их основными качествами, но отличаются наличием мощного (2—3 км) чехла платформенных Ф. Глубина кристаллического фундамента в них 7—11 км, т.е. почти такая же, что и в обычных КП. Следовательно, приходится допускать, что орогенные отложения погребенных КП имеют мощность несколько меньшую, чем обычно. Другая особенность формационного ряда погребенных КП — в широком развитии вулканогенных, в частности трапповых, Ф в орогенном комплексе (Боуэн-Сюрятский, Субгерцинский, Предтаймырский КП). Границы погребенных КП удается устанавливать геофизическими методами. По данным Э.В. Волкова, З.И. Юшинской

и В.Г. Чичмарева, границы Предтаймырского прогиба можно определить по смене напряженности, знака и морфологии аномальных магнитометрических и гравитационных полей. Граница Предтаймырского КП со складчатым герцинским бортом определяется по смене отрицательного магнитного поля ΔT_a напряженностью от -1 до -6 мэ положительными аномалиями ΔT_a . Аномальное поле внешней зоны КП имеет плавные линейно вытянутые контуры изоаномал, сгущающихся в пограничной области и приобретающих напряженность до $+10$ мэ. Внешняя граница КП и ПЛ определяется по серии продольных нарушений, фиксирующихся в магнитных полях в виде узких и протяженных максимумов (Э.В. Волков, З.Н. Юшинская, В.Г. Чичмарев). Косвенным указанием на возможное наличие погребенного КП в зоне стыка СО и ПЛ служит резкое увеличение мощностей платформенного чехла. Прямой связи между структурным планом чехла и погребенными структурами КП обычно не устанавливается, однако отмечается, что длительно сохраняется подвижность основных разломов. В ряде случаев удается доказать, что большинство разломов сохраняло активность почти на всем протяжении формирования зон сочленения. Это позволяет проводить общее районирование погребенных КП, хотя режимы отдельных блоков в разные этапы формирования зон сочленения могли быть различными.

Главным, определяющим необходимость поисков и выделения погребенных КП, является то, что именно они нередко определяют нефтегазоносность расположенных над ними платформенных синеклиз (Боуэн-Сюратской, Предтаймырской, юга Северо-Германской впадины).

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

В отдельных случаях КП испытали столь резкое воздействие на посторогенной стадии, что приобрели принципиально новые качества. Обычно активизация затрагивает не весь КП, а крупные участки, отделенные от остальной части КП поперечными сквозными разломами, секущими и ПЛ, и ГС. В пределах обособившихся сегментов происходит резкое расчленение на подвижные блоки, накопление обломочных толщ, энергичное смятие, раздробление. Так как активизация захватывает не только бывшие КП, но и прилежащие участки ПЛ и СО, то возникают сложные петельчато-ячеистые краевые системы [Пушаровский, 1959], принадлежность которых к КП определяется наличием орогенных моласс соответствующего тектонического цикла.

Наиболее наглядно эти процессы проявились в Скалистых горах США, где зона сочленения мезозоид Кордильер и древней ПЛ превращена в сложную краевую систему.

Краевая система Скалистых гор

Краевая система Скалистых гор описывалась Ю.М. Пушаровским [1959, 1972], а более новые данные взяты нами из работ П.Ф. Аншутца [Anschutz, 1980], Л.Е. Монли [1974], с Тектонической схемы Америки [Tectonic..., 1962].

Краевая система Скалистых гор выделяется между широтными глубинными разломами Льюиса и Кларка на севере и Техасским на юге; глубинным

разломом долины р. Снейк она разделена на два сегмента — северный (небольшой по площади), Орегонско-Монтанский, и южный, Колорадский. На западе краевая система ограничена миогеосинклинальной областью Кордильер, возраст главной складчатости которой спорный: поздне меловой-раннепалеогеновый (ларамийский), по В.Е. Хаину [1971], юрско-меловой (невадийский), по Е.Н. Меланхолиной [1967]. В пределах краевой системы (рис. 34, вкл.) выделяются две субмеридиональные зоны — пояса надвигов, граничащий с мезозойской ГС по разлому Уосатч, и система разноориентированных впадин (Грин-Ривер, Ларами, Уинд-Ривер, Уинта, Сан-Хуан, Биг-Хорн, Парадокс, Блек-Меса), разделенных поднятиями. Еще западнее вытянута система сопряженных платформенных структур—краевых поднятий, образованных фронтальными хребтами Скалистых гор (Биг-Хорн, Ларами, Фронт-Редж, Сангре де Кристо), и субмеридиональных впадин (Паудер-Ривер, Денвер, Рэтон). Длина отрезка зоны сочленения, превращенной в ячеистую структуру, более 1500, ширина до 500 км.

Рассматриваемый регион сложен платформенными отложениями палеозоя и мезозоя (триаса—нижнего мела) мощностью до 2 км. Они разделяются на две части—преимущественно карбонатную, палеозойскую, мощностью до 1500 м и преимущественно терригенную, мезозойскую, мощностью в несколько сотен метров. Восточная граница развития платформенных карбонатных отложений палеозоя проходит внутри Пояса надвигов [Монли, 1974], в пределах которого мощность палеозойской толщи возрастает с 1500 до 8000—10 000 м в западной части зоны надвигов. Платформенные отложения литологически сходны с миогеосинклинальными, но образовались в ином режиме, с более слабым непостоянным прогибанием, в связи с чем в разрезе отмечается много перерывов. Свообразны отложения впадин Парадокс, Сан-Хуан, Игл и других, где в пенсильванское и пермское время формировались мощные (1500—3000 м) соленосные, рифовые и красноцветные породы. Образование их связывают с существованием в этом районе поднятия Анкомпагре, секущего зону сочленения и, возможно, являющегося западной ветвью внутриплатформенного герцинского складчатого пояса Вичита [Ирдли, 1962]. На ПЛ в среднем—позднем карбонеперми образовались изометричные структуры, а вдоль поднятия Анкомпагре, в центральном Колорадо и соседних участках — узкие линейные прогибы и поднятия. С поздне мелового времени (и даже несколько раньше) соотношение мощностей отложений в МГС на крайнем западе Пояса надвигов и во всей более восточной части Скалистых гор изменяется, так как происходит коренная перестройка района. В позднеюрско-раннемеловое время заканчивается геосинклинальное осадконакопление и формируется СО, перед фронтом которой развивается КП. Она располагается вдоль линии Уосатч, замыкаясь при приближении к плато Колорадо. Особенно энергично прогиб заполнялся молассами в меловую эпоху. Первое значительное воздымание западных миогеосинклинальных областей уже в раннемеловое и даже в позднеюрское время выразилось в образовании базальных конгломератов, содержащих обломки палеозойских пород, а, по мнению Е.Н. Меланхолиной (1967), и в образовании впадины КП вдоль линии Уосатч, замыкавшейся при приближении к плато Колорадо. Основной орогенный этап приходится на поздний мел. В это время образуется КП, выполненный молассами мощностью до 2500—3000 м; к востоку мощ-

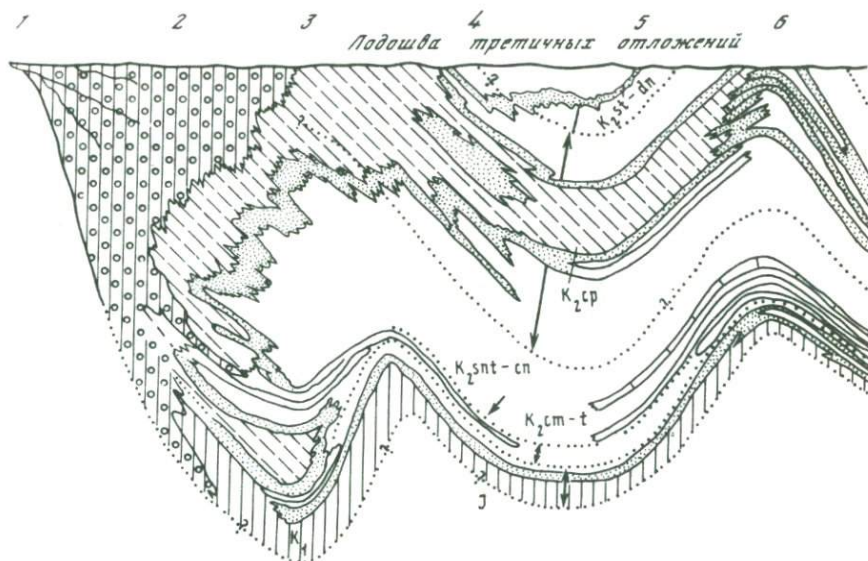
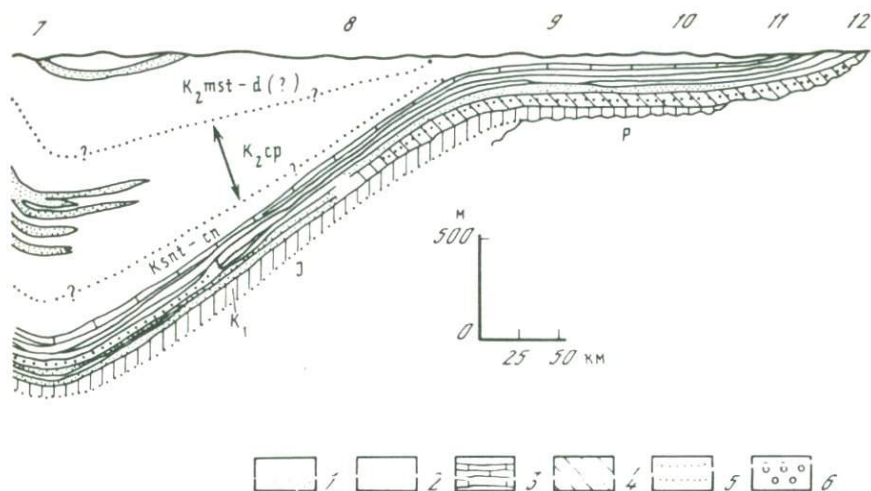


Рис. 35. Фациальный профиль меловых отложений Скалистых гор [Меланхолина, 1967]

1-3 — морские отложения: 1 — неритовые и литоральные песчаники, 2 — неритовые глинистые сланцы, 3 — прослой неритовых известняков; 4-6 — континентальные отложения: 4 — лагунные и болотные глинистые сланцы и песчаники, 5 — аллювиальные конгломераты, 6 — песчаники и глинистые сланцы. Цифры на профиле — места опорных разрезов (см. рис. 34, вкл.)

ность молассы и крупность обломочного материала уменьшаются, что хорошо иллюстрируется широтным профилем (рис. 35). В позднемеловое время территория к востоку от Пояса надвигов представляла собой КП, максимально погруженный в период образования сланцев Льюис; на западе формировалась грубообломочная континентальная угленосная моласса, на востоке — морская. Лишь к самому концу позднего мела, во время образования отложений Ланс, наметились положительные структурные элементы, развившиеся позднее и существующие до настоящего времени. Прогиб был заложен полностью на платформенном основании и характеризовался асимметричным строением.

С самого конца мела и в начале палеогена КП и окраинные части прилегающей ПЛ подверглись значительной тектонической переработке, индуцированной процессами в Кордильерах, в результате чего регион превратился в систему мозаичных впадин, разделенных поднятиями, служившими источниками сноса. Развитие этих структур было вызвано интенсивными ларамийскими движениями, приведшими к образованию дислокаций на поднятиях внутри прогиба и у восточного края Невадийского пояса, где сформировалась серия надвигов и складок меридионального кордильерского направления. Палеоцен-эоценовые отложения, образовавшиеся за счет размыва новообразованных поднятий, представлены терригенными породами молассоидного типа мощностью до 2000 м. Однако в отличие от верхнемеловой молассы для палеогенового молассоидного комплекса не существ-



вует единой направленности в уменьшении с востока на запад ни мощности отложений, ни величины обломочного материала.

Таким образом, резкая активизация мезозойского КП и погребенных платформенных структур в посторогенное время привела к превращению зоны сочленения Невадид и Северо-Американской ПЛ в еще более сложную петельчато-ячеистую структуру. Произошло оживление древних структурных планов, согласно которым еще в палеозое в краевой части ПЛ выделялась серия впадин, в позднем мелу — единая обширная впадина, а в палеогене — серия глубоких впадин и разделяющих их поднятий. Разница в глубине залегания маркирующих горизонтов в современной структуре, представляющей собой в рельефе расчлененные горные поднятия, достигает более 7000 м.

Впадины Скалистых гор (и их богатая нефтегазоносность) неоднократно описывались в нашей литературе. В последние годы принципиально новые данные получены о строении Пояса надвигов, и именно в нем сосредоточены в настоящее время поисковые работы на нефть и газ. Поэтому остановимся на структуре пояса надвигов несколько подробнее и короче — на описании структуры остальной части краевой системы.

Пояс надвигов (Overthrust Hingeline province) — часть обширной системы Кордильерского орогенического пояса. Он простирается от Аляски до Южной Америки и расположен в зоне, пограничной между Кордильерской ГС и древней Американской ПЛ (в так называемой шарнирной зоне). Он соответствует по своему тектоническому положению, составу и дислоцированности отложений зонам передовых складок, выделяемых практически во всех КП. В меловое и более позднее время в результате серии орогенических движений слагающие пограничную область породы были подняты, интенсивно деформированы и пояс надвигов приобрел современную структурную конфигурацию. В пределах США Пояс надвигов проходит через территорию штатов Юта, Айдахо, Вайоминг между долиной р. Снейк Ривер на севере и Высоким вулканическим плато на юге. Северная часть Пояса

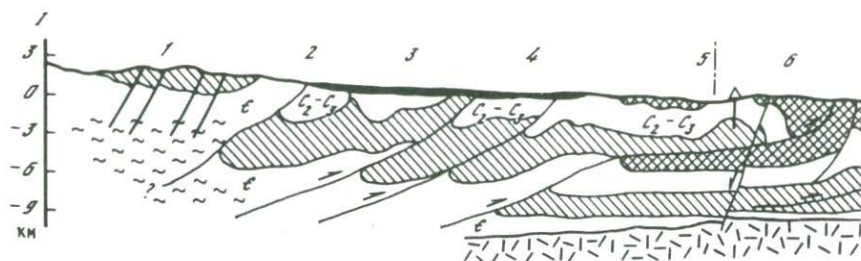


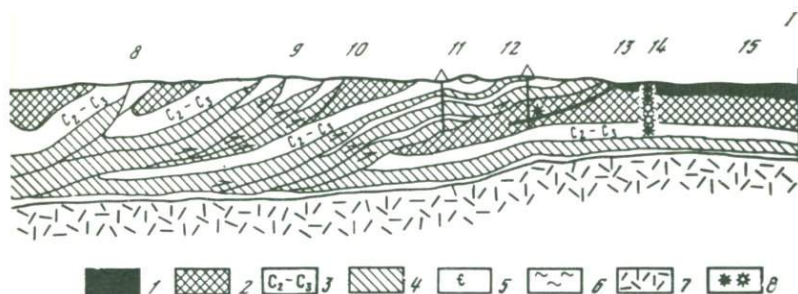
Рис. 36. Геологический профиль Пояса надвигов Скалистых гор (Айдахо-Вайоминг), по Л.Е. Монли (1972 г.)

1-2 — отложения: 1 — третичные, 2 — меловые и юрские (до Твин-Крик); 3 — пенсильванский (от наджет до веллс); 4 — миссисипий — кембрий (от пачки грос-вентр); 5 — кембрий (до пачек брайкен и флетхед); 6 — докембрий, серия белт; 7 — докембрий, кристаллические породы; 8 — нефтегазопроявления. Цифры на профиле: 1 — хребет Бэр-Ривер, 2 — надвиг Парис, 3 — долина Бэр-Лейк, 4 — антиклиналь Хом-Каньон, 5 — Айдахо — Вайоминг, 6 — антиклиналь Сублетт, 7 — надвиг Крауфорд, 8 — хребет Тамп, 9 — хребет Коммисари, 10 — надвиг Абсараока, 11 — антиклиналь Вайоминг, 12 — хребет Дедлаим, 13 — надвиг Дарби, 14 — надвиг Хиллийард, 15 — платформа Ла-Барж

надвигов выделяется под названием Нарушенного пояса (юго-запад штата Монтана) и прослеживается на северо-западе в предгорьях Альберты. В южной части Пояса надвигов, южнее гор Уинта, надвигообразование было менее интенсивным, в связи с чем некоторые исследователи исключают этот район из Пояса надвигов.

В Нарушенном поясе (см. рис. 34), по данным П.Ф. Аншутца [Anschutz, 1980], выявлено шесть основных полого падающих на запад разломов-надвигов (с запада на восток): Мед-Крауфорд, Тэнп, Абсараока, Дэрби-Хогбэк, Джексон Проспект, Бано-Пари. Интересно, что большинство почти параллельных хребтов этой территории отражает в рельефе надвинутые че-шуи, как это наблюдается на западе Аппалачей, на востоке Канадских Скалистых гор и т.п. По основным надвигам сохраняется на большом протяжении одинаковое перемещение — около 6 км. Дислоцированы, смяты в складки и перемещены по надвигам три крупные толщи — докембрийская-нижнекембрийская кварцитовая, палеозойская карбонатная, мезозойско-кайнозойская кластическая. Фундамент пассивен, не затронут дислокациями, кровля его несколько наклонена к западу. Локальные антиклинальные структуры Пояса надвигов образуют шесть линий, сопровождающих основные надвиги. Размер антиклиналей до 25 × 5 км. Складки асимметричные, с крутыми или запрокинутыми восточными крыльями. Интенсивность складчатости убывает с запада на восток. Тот же характер складчатости сохраняется и на глубине.

К востоку от Пояса надвигов, где естественно ожидать КП Невадид, расположены Скалистые горы США — система разноориентированных впадин и поднятий, ограниченная на востоке фронтальным разломом Скалистых гор, проходящим по хребтам Бергут, Биг-Хорн, Ларами, Фронт-Рендж и Сангре де Кристо (см. рис. 34). Эта область рассматривается в литературе как глыбово-складчатая резонансно-тектоническая структура, зона эпплатформенного орогенеза, зона неустойчивой ПЛ, система крупных впадин и



т.д., что еще раз подчеркивает сложность ее формирования и строения. В пределы области входят впадины Грин-Ривер, Ларами, Биг-Хорн, Уинта и впадины плато Колорадо-Сан-Хуан, Парадокс, Блек-Меса и др. Во впадинах докембрийский фундамент погружен до глубин 4–5 км и более, а в разделяющих их поднятиях он часто выступает на поверхность. Впадины, а также поднятия имеют различные простирания – субмеридиональные, северо-западные, широтные. По-видимому, направления осей впадин и поднятий, отличные от субмеридиональных (кордильерских), отражают существование древних структурных линий.

Предположительная внешняя граница мезозойского КП – зона выклинивания мощных моласс – проходит западнее фронта Скалистых гор, представленного серией сбросов и надвигов, по которым породы докембрия и палеозоя надвинуты на телеорогенные Ф крупных платформенных впадин – Паудер-Ривер, Денвер, Рэтон.

Открытия залежей УВ в Поясе надвигов США были сделаны впервые в 1975 г. (нефтяное месторождение Пайнвью) и в начале 1976 г. (месторождение Рикман-Крик), хотя месторождения подобного структурного положения были известны с 1924 г. в предгорьях Альберты (Тернер Велли и др.). Кроме того, в 1950 и 1960 гг. было открыто несколько месторождений нефти и газа, связанных с разломами и расположенных в непосредственной близости от Пояса надвигов Ла Барж (см. рис. 34). Между 1975 и 1980 гг. в Поясе надвигов было открыто 12 промышленных месторождений, из них одно – Уитни-Каньон – гигант. Месторождение Хогбек Ридж приурочено к надвигу Кроуфорд, а остальные месторождения – к антиклинальным ловушкам надвигов Абсарока или Танп. Характер антиклинальных ловушек, генетически связанных с надвигами, показан на рис. 36.

В Поясе надвигов установлено всего 11 различных промышленно продуктивных комплексов, на глубинах от 900 до 5000 м и более. Это главным образом отложения юры (известняки Твин Крик и песчаники Наггет), мела (песчаники Келвин), известняки триаса; большие перспективы в настоящее время связывают и с палеозойскими отложениями – карбонатами свит Мадисон миссисипия, Динвуди нижнего триаса, Биг-Хорн ордовика (см. рис. 36).

Нефтегазоносность впадин Скалистых гор давно хорошо известна. Она связана в основном с терригенными отложениями нижнего и верхнего мела, юры, триаса, пенсильвания. В последнее время сделан ряд открытий в

глубоко погруженных горизонтах палеозоя — в известняках мадисон миссисипия, карбонатах фосфория перми и в более древних отложениях вплоть до кембрийских (впадина Грейт-Дивайд), разведка которых активизируется.

Прочие активизированные краевые прогибы

Ячеистая структура Скалистых гор необычна по общим своим размерам, по контрастности структур в ее пределах и по богатству залежами нефти и газа. Ее уникальность подчеркивалась Ю.М. Пушаровским еще в 1959 г. Однако не исключено, что несколько менее эффективные, но сравнимые с ней краевые системы существуют и в ряде других сочленений.

Согласно нашим представлениям, близкую структуру и историю формирования имеет и северная часть Предуральской зоны сочленения (севернее Тимана). В ней энергичные посторогенные поднятия захватили прилегающие к КП части ПЛ и привели к образованию ряда поднятий (гряды Чернышева, Чернова, Печорской, Сорокина и др.), секущих к простиранию КП, и обособленных между ними впадин. Представления о ячеистом строении северного окончания Предуральского КП придерживаются М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева [1980], П.Е. Оффман и Э.А. Буш [1980].

Не исключено, что подобной структурой является южная часть Предандийской зоны сочленения, в которой глыбовые поднятия края Патагонской ПЛ расчленили КП на впадины Мендоса, Неукен, Майо, имеющие уже черты межгорных, что характерно для впадин краевых систем.

Близки к краевым системам серии впадин Атласа, однако решение этого вопроса требует специальных исследований. В целом диагностика КП, испытывавших перестройку в последующее время, и их границ, как правило, очень сложна.

В заключение следует сказать, что выделяемые нами активизированные КП — это переработанные впоследствии участки КП. Они входят в третью группу глыбово-складчатых резонансно-тектонических структур Ю.М. Пушаровского, "которые сформировались в самые поздние фазы развития складчатых областей" [Пушаровский, 1972, с. 85].

МОРСКИЕ ПРОДОЛЖЕНИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

В настоящее время в результате проведения большого объема поисково-разведочных, геофизических и буровых работ на акваториях стало известно, что КП часто продолжают на территории морей и океанов. В ряде случаев можно предполагать, что разделение КП на наземную и морскую части произошло после формирования основной толщи моласс, поэтому авторы сочли возможным поместить этот раздел в настоящую главу.

Морские продолжения существуют почти у всех прогибов. Большинство их расположено в пределах шельфов, но некоторые прослеживаются и за континентальной ступенью.

Шельфовые окончания имеют Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский, Предуральский, Преддинарский, Предтельский, Месопотамский, Предколвиллский, Предкордильерский, Венесуэльский, Ново-Гвинейский и некоторые другие КП.

За пределы континентального уступа уходят Предпиренейский, Предаканский, Нижнекамчийский, Предбетско-Рифский, Северо-Кубинский КП.

Структура и Ф шельфовых продолжений КП тесно связаны с их наземными частями, поэтому выше (в гл. 2) дано общее описание как наземных, так и морских частей ряда КП (Терско-Каспийского, Индоло-Кубанского, Новогвинейского, Предбетского-Рифского и др.).

Краткое рассмотрение структуры морских продолжений шельфовых КП позволяет прийти к выводу об общем принципиальном сходстве наземных и шельфовых частей КП. Оно заключается в том, что на акватории КП сохраняют обычное строение – асимметрию синклинальной структуры, миграцию оси прогиба от СО к ПЛ, структурно-формационную продольную зональность. Сходство обусловлено единством материка и шельфовых зон, что отличает их от прогибов, переходящих из шельфовых зон в глубоководные океанические котловины. Но намечаются и специфические особенности строения КП на акваториях. К ним относятся: 1) резко увеличивающиеся мощности орогенных отложений в направлении суша–море; 2) ослабление складчатости вплоть до изменения структурных форм на внутренних бортах КП: наземные асимметричные антиклинали сменяются структурными носами и террасами в море.

Эти особенности отмечены, помимо Терско-Каспийского КП [Лебедев и др., 1976], для северной части Предуральского КП, для Нижнекамчийского [Бобылев и др., 1980] и Северо-Кубинского [Рябухин, 1973] КП.

Граница морских и наземных частей КП иногда совпадает с разломом, но часто представляет собой абразионно-аккумулятивный уступ.

На формирование структуры морских звеньев шельфовых КП нередко существенное влияние оказывало возникновение вблизи них глубоководных впадин или новейшей сети разломов. Так, сложная структура Индоло-Кубанской впадины (см. рис. 5) в зоне Керченского пролива, возможно, определена ростом Черноморской глубоководной впадины, а наклон поверхности герцинского фундамента в Предбетско-Рифском КП усилен Гибралтарским разломом. Сложные фациальные соотношения осадков в Северо-Кубинском КП – это следствие наличия густой сети разломов, превративших морскую часть КП в мозаику приподнятых и опущенных блоков.

Близкое к стандарту строение имеет и морское звено Предпиренейского КП, хотя и расположен он вне континентального уступа. Узкую полосу шельфа здесь занимает складчатая зона, а прогиб в виде полосы накопления мощных моласс фиксируется в глубоководной впадине Бискайского залива. Прогиб имеет значительно большие размеры (см. рис. 1), чем его наземная часть. Морское звено отделено от наземного разломом, вдоль которого прослеживается поперечное поднятие Ланда, принадлежащее к платформенным структурам и сложенное маломощными отложениями мела–палеогена и молассами. В морской части геофизическими методами прослеживаются фронт Северо-Пиренейского надвига и, возможно, Бискайский надвиг, отделяющий южную часть прогиба, осадки которой интенсивно дислоцированы, от северной, где они мало нарушены. Предполагаемый Бискайский надвиг сечет впадину КП с северо-востока на юго-запад. Внешним ограничением прогиба является Северо-Гасконский выступ фундамента. Интересно, что в морском звене КП имеются как продольные, так и поперечные нарушения.

Очень своеобразны КП, переходящие по простиранию в глубоководные желоба. Примером их является Предараканский КП, открывающийся на юге в Бенгальскую впадину, в которой идет длительное накопление терригенных толщ.

Бенгальский конус выноса – крупнейший глубоководный конус выноса мира – имеет общую длину более 3000 при ширине до 1000 км. В его основании лежит доорогенная толща мела–палеогена мощностью от 3 до 10 км. Максимальная мощность отложений конуса выноса предполагается на ближайшем продолжении Предараканского прогиба. Эта толща ограничена поверхностью несогласия. Перерыв в осадконакоплении охватывает поздний палеоцен–эоцен, а с олигоцена идет накопление терригенных толщ. Структура толщи сложная, выделяются клинья отложений приусловых валов, поля турбидитов. Толща является глубоководной молассовой, так как отложена на орогенном этапе и сформировалась за счет размыва прилегающих сооружений. Не вникая в детали строения моласс, отметим только, что они дислоцированы. Исследователи Бенгальского конуса выноса, стоящие на позициях гипотезы плитной геотектоники [Керри, Мур, 1978], связывают несогласия в основании молассы с эпохой первого столкновения Индии и Южной Азии. Дислоцированность моласс авторы объясняют продолжающейся и в настоящее время субдукцией, т.е. поддвижением Индостанского сектора под Бирманско-Зондский, а всю зону конуса выноса рассматривают как впадину перед фронтом столкновения двух плит, причем на краю Азиатской плиты в результате надвигания друг на друга серий покровов образовались горные сооружения Бирмано-Суматринской области.

Следует подчеркнуть, что, как правило, с морскими территориями КП связывают высокие перспективы открытия залежей УВ. Уточнение нефтегазоносности морских звеньев КП является в настоящее время одной из важнейших задач нефтяной геологии.

Промышленная нефтегазоносность морской антиклинальной зоны внутреннего борта Терско-Сулакской впадины доказана на поднятии Инчке-море. Отмечены месторождения в морской части Преддинарского КП, богатые и многочисленные залежи в Месопотамском КП и в ряде других. В морской части Новогвинейского КП, о структуре которой нам мало что известно, открыты промышленные месторождения нефти и газа в рифовых известняках, входящих в состав орогенного комплекса (см. рис. 18). Перспективы нефтегазоносности платформенного борта Северо-Кубинского КП высоко оцениваются американскими исследователями [Mullins et al., 1978; Мейерхоф, Хаттен, 1978]. Поисковые работы ведутся на многих акваториях, где есть основания предполагать КП.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

КП как структуры переходного типа от ГС к ПЛ вызывают в последние годы большой научный интерес, особенно в связи с установлением широко распространенного явления — крупных горизонтальных перемещений горных масс со стороны СО в направлении ПЛ (Урал, Аппалачи, Скалистые горы и т.п.). Кроме того, их изучение составляет в настоящее время важную практическую задачу, так как КП — исключительно благоприятные объекты, где могут быть успешно решены такие актуальные вопросы нефтегазовой геологии, как, например, отдельный прогноз нефте- и газоносности; вертикальная и латеральная зональности в распределении залежей УВ и их фазовое состояние; проблема нефтегазоносности сверхглубоких горизонтов и трещинных коллекторов; время и направление миграции УВ, а также вопрос о перспективах нефтегазоносности так называемых зон передовых складок, часто включаемых в состав МГС, и ряд других вопросов. Не случайно в последние годы сторонники неомобилистских воззрений все чаще обращают внимание на КП, стремясь найти закономерные связи между богатой нефтегазоносностью этих регионов и тектоникой литосферных плит и с этих позиций объяснить актуальные вопросы генезиса и миграции УВ, их зональное размещение по фазовому состоянию и другие вопросы [Klemme, 1971; McNabb, 1975; Сорохтин и др., 1974; и др.].

КП наряду с древними и молодыми платформами играют исключительно важную роль в общем балансе мировых ресурсов УВ. Достаточно сказать, что начальные доказанные запасы нефти наиболее разведанных зарубежных КП — Месопотамского, Преаппалачского, Западно-Канадского, Предантильского, Предандийского и Колвиллского — составляют свыше 40% от общих запасов нефти капиталистических и развивающихся стран. Аналогичная картина наблюдается также и в отношении распределения ресурсов природного газа. При этом нужно заметить, что во всех указанных КП присутствуют крупные, гигантские и даже сверхгигантские месторождения нефти и газа, в которых бывает сосредоточено от 30 до 50% начальных ресурсов всего прогиба. И хотя на вышеприведенную цифру (40%) оказывает влияние наличие уникального Месопотамского прогиба, все же, учитывая колоссальные скопления вязкой нефти и битумов на платформенных бортах ряда других КП (Ориноцкий пояс вязкой нефти в Венесуэле, битуминозный пояс Атабаска в Канаде и др.), становится неоспоримым, что рассматриваемые участки земной коры являются уникальными по своей концентрации УВ на единицу площади.

Чем же обусловлена такая богатая нефтегазоносность этих регионов? Несомненно, здесь прежде всего сыграла важную роль благоприятная палеотектоническая и палеогеографическая обстановка осадконакопления. В палеотектоническом отношении рассматриваемые области охватывали окраины древних или молодых ПЛ (перикратонные опускания, окраинные впадины и т.п.) и частично внешние зоны МГС. До начала накопления специфических орогенных Ф здесь на протяжении длительного времени (до нескольких периодов) существовали крупные области устойчивого прогибания со сравнительно спокойным тектоническим режимом, в кото-

рых в условиях стабильного или подвижного шельфа формировались мощные толщи преимущественно морских осадков, сильно обогащенных рассеянным органическим материалом.

На следующем важнейшем этапе в связи с проявлением инверсионных тектонических движений в смежных геосинклинальных областях образовались собственно КП с мощным развитием орогенных Ф, причем внутреннее строение доорогенного комплекса отложений значительно усложнилось. Второй этап особенно способствовал возникновению оптимальных термобарических условий для катагенетического превращения огромных масс захороненной органики в УВ, формированию исключительно благоприятных структурных и неструктурных ловушек и созданию путей миграции в них УВ.

Сравнительный анализ геологического строения и истории развития территорий КП показывает, что их богатая нефтегазоносность обусловлена сочетанием ряда факторов, благоприятных для генерации, аккумуляции и сохранения УВ. Среди них наиболее важную роль играют: 1) длительный и сравнительно спокойный седиментогенез с накоплением огромных объемов морских осадков, многие из которых являлись благоприятными для генерации нефти и газа; 2) региональное развитие пород-коллекторов терригенного и карбонатного состава и сопутствующих им глинистых или эвапоритовых пород-покрышек на разных стратиграфических уровнях; 3) широкое развитие структурных и неструктурных ловушек, существовавших как во время первичной миграции УВ, так и на заключительной стадии формирования залежей, и др. Таким образом, в каждом конкретном КП масштабы запасов нефти и газа зависят от того, насколько оптимально проявились в них вышеназванные факторы.

За последние 10–15 лет в КП мира сделан ряд новых крупных открытий. Особое место среди них занимают нефтяные и газовые месторождения в Месопотамском прогибе, ряд крупнейших месторождений в Предандийском и Колвиллском прогибах и др. Учитывая эти открытия, можно сказать, что основной прирост запасов нефти и газа за рубежом за этот период был получен главным образом за счет КП и прилежащих участков ПЛ, составляющих с КП единый бассейн нефтегазонакопления.

Рассматривая нефтегазоносность КП, нельзя не упомянуть и об открытии нефтяных и газовых месторождений, нередко высокодебитных, в так называемых зонах передовых складок СО, обычно трактуемых как МГС, но зачастую имеющих много общих черт в литофациальном облике слагающих их пород с породами, развитыми в пределах КП (например, Высокий Загрос в Иране, провинция долин и хребтов в Аппалачах, надвиговой пояс Скалистых гор в Канаде и др.). Эти факты, несомненно, открывают новые перспективы поисков залежей нефти и газа в смежных районах СО.

Все это требует проведения сравнительного анализа нефтегазоносности зон сочленения платформенных и складчатых областей и, в первую очередь, в областях развития КП с целью познания общих закономерностей нефтегазонакопления. Совершенно очевидно, что такое исследование прежде всего должно включать анализ размещения НПР УВ по: 1) структурным зонам; 2) стратиграфическим комплексам и типам Ф; 3) фазовому состоянию и т.д. В этой связи в настоящий анализ были включены сравни-

тельно хорошо изученные в нефтегазоносном отношении КП СССР (Предуральский, Предкарпатский, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский) и зарубежных стран (Предаппалачский, Западно-Канадский, Месопотамский, Предандийско-Предантильский и др.). Нужно отметить, что анализ размещения ресурсов нефти и газа по вышеназванным показателям в зарубежных КП не всегда возможен из-за недостатка и противоречивости данных по запасам, а также в силу того, что в зарубежных источниках обычно анализируются доказанные запасы, а не потенциальные ресурсы. Поэтому по зарубежным КП вырисовывается лишь общее представление о характере нефтегазоносности доорогенного и орогенного комплексов и об их ресурсах, о преобладающей роли нефти или газа в разрезе и их структурно-тектонической приуроченности и т.п. В данном случае количественная оценка НПР по различным показателям приводится в процентном выражении, так как здесь не ставилась цель дать абсолютные цифры, но было важно проследить максимальную приуроченность начальных ресурсов УВ к тем или иным структурно-тектоническим зонам, стратиграфическим комплексам и типам Ф. Такой подход, как нам кажется, может способствовать выявлению общих ведущих факторов, определяющих характер и масштабы нефтегазоаккумуляции в КП независимо от их возраста, а полученные результаты могут быть учтены при планировании поисково-разведочных работ на нефть и газ в слабо изученных районах КП Советского Союза (Предверхоанский, Предкопетдагский, Предуральский).

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ И РАЗМЕЩЕНИЕ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПО СТРУКТУРНЫМ ЗОНАМ

Прежде чем рассмотреть распределение НПР нефти и газа в КП по структурным зонам, необходимо заметить, во-первых, что такая оценка ресурсов, как правило, отсутствует, хотя она имеет важное значение для определения направлений поисково-разведочных работ. Обычно распределение потенциальных ресурсов в КП дается по крупным тектоническим элементам, т.е. по впадинам, составляющим отдельные их звенья.

Во-вторых, нужно иметь в виду, что характер размещения скоплений нефти и газа в КП разного возраста существенно различен и эти различия особенно четко выявляются при изучении нефтегазоносности однотипно построенных тектонических зон КП альпийского и герцинского циклов тектогенеза. Коротко эти различия сводятся к следующему. В КП альпийского цикла к внутренним (складчатым) и центральным (приосевым) зонам приурочены преимущественно нефтяные и реже нефтегазовые и газовые залежи, тогда как во внешних (приплатформенных) их зонах и на поперечных поднятиях (седловинах, выступах) развиты в основном газовые и газоконденсатные месторождения (Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Месопотамский, Центрально-Предандийский КП и др.). В КП герцинского цикла наблюдается обратная картина в размещении месторождений нефти и газа. Здесь с внутренними и центральными зонами связаны преимущественно газовые и газоконденсатные месторождения, а ко внешним зонам и поперечным поднятиям тяготеют в основном нефтяные и нефтегазовые (Предуральский, Предаппалачский КП и др.). Учитывая эти различия в характере размещения скоплений нефти и

газа, очевидно будет правильным рассматривать распределение НПР по структурным зонам в пересчете на условное топливо, с тем, чтобы получить общее представление о масштабах нефтегазоаккумуляции в каждой зоне.

Нефтегазоносность внутренних и приосевых зон краевых прогибов¹

Статистический анализ размещения скоплений УВ по тектоническим зонам показывает, что в большинстве КП преобладающее их развитие (как по количеству залежей и месторождений, так и по содержанию НПР) связано с внутренними и центральными (приосевыми) зонами. Особенно показательны в этом отношении Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Предаппалачский, Месопотамский и другие КП.

Так, в Предкарпатском прогибе к внутренней Бориславско-Покутской зоне приурочено более половины НПР УВ всего прогиба, причем эти ресурсы состоят главным образом из нефти.

Газовые месторождения в этой зоне не обнаружены. Обычно залежи нефти встречаются как в третичном комплексе, так и в мезозойском, но основная их масса связана с палеогеном и контролируется структурным фактором.

Аналогичная картина наблюдается в Индоло-Кубанском прогибе. Здесь с внутренней и приосевой зонами связана основная часть ресурсов УВ. Во внутренней зоне Индоло-Кубанского прогиба также практически отсутствуют чисто газовые месторождения. Условия залегания нефти и газа контролируются как структурным, так и литологическим факторами.

Анализ размещения НПР в Терско-Каспийском прогибе показывает, что они почти полностью сосредоточены в приосевой и внутренней зонах, причем основная их доля концентрируется в наиболее погруженной зоне прогиба, где развиты крупные и протяженные антиклинали Терско-Сунженской области. В общем балансе НПР Терско-Каспийского прогиба газовые ресурсы (свободный и растворенный в нефти газ) играют подчиненную роль.

Анализ размещения НПР УВ по структурным зонам КП альпийского цикла зарубежных стран можно произвести в известной мере условно ввиду применения там иных принципов структурно-тектонического районирования и разрозненности данных, но тем не менее общее представление по ним можно получить. Так, опубликованные материалы по запасам нефти и газа в странах Среднего Востока [Klemme, 1971; Oil . . . , 1973] свидетельствуют о том, что с внутренней и приосевой зонами Месопотамского КП в иранской его части, в границах, показанных на рис. 10, связано не менее 90% суммарных ресурсов нефти. Эти ресурсы концентрируются главным образом в зоне наибольшего погружения кристаллического фундамента и мощного развития доорогенного и орогенного комплексов отложений мезозоя-кайнозоя, образующих здесь ряд узких и протяженных антиклинальных линий, характеризующихся весьма высокими амплитудами складок (до 1500 м). Среди них особенно выделяются

¹ Здесь в составе внутренних зон не рассматриваются выступы складчатого обрамления КП.

антиклинальные зоны Биби-Хакиме-Ахваз, Марун-Пазенун и Гачсаран-Масджид-и-Сулейман, к которым приурочены всемирно известные одноименные гигантские месторождения нефти. Аналогичное тектоническое положение занимают также гигантское месторождение Киркук и другие в Ираке.

Приуроченность значительных ресурсов нефти исключительно к внутренней и приосевой зонам наблюдается в Предандийском КП (впадины Верхнеамазонская, Центрально-Предандийская, Апуре-Баринас).

Распределение НПР УВ во внутренних и приосевых зонах КП герцинид существенно отличается от распределения НПР во внутренних и приосевых зонах альпийских КП как по их количественному содержанию, так и по характеру флюида. Например, в Предуральском прогибе в региональном плане с внутренней, а местами и с приосевой его зонами связано более половины суммарных ресурсов всего прогиба. При этом можно сказать, что эти ресурсы почти полностью состоят из свободного газа и сосредоточены главным образом в отложениях карбона. Но если рассматривать размещение НПР по отдельным впадинам, то выясняется, что основная доля газовых ресурсов приурочена к внутренним зонам впадин Северного Приуралья и лишь незначительная их часть приходится на внутренние зоны впадин Пермского и Башкирского Приуралья, причем они практически отсутствуют во внутренней зоне Соликамской и ряда других впадин. Другими словами, максимум ресурсов УВ (газа) тяготеет к тем участкам, где внутренняя и приосевая зоны получают более широкое развитие (Верхнепечорская, Юрюзано-Сылвенская, Бельская впадины). В этой связи незначительное развитие потенциальных ресурсов (газовых), например в Соликамской впадине, можно объяснить наличием здесь сильно редуцированной внутренней зоны и исключительно широкой внешней зоны.

Сходная картина в распределении НПР УВ наблюдается в Преаппалачском прогибе. Так, из общего количества суммарных извлекаемых НПР, оцениваемых примерно в 3,706 млрд. т условного топлива, около 2,3 млрд. т или более 62% общих ресурсов связано с приосевой и внутренней зонами Преаппалачского прогиба (Западная Виргиния, Виргиния, центральные и восточные районы Пенсильвании). При этом отмеченные ресурсы указанных районов почти полностью состоят из газа. Нефтяные месторождения здесь не обнаружены, за исключением небольших залежей в районе крупного надвига Пэйн-Маунтинс (юго-западная центриклиналь прогиба). Все наиболее значительные ресурсы внутренней зоны Преаппалачского прогиба связаны с доорогенным комплексом отложений от миссисипия до кембрия включительно, а предполагаемые (возможные) запасы природного газа в количестве 1,5 трлн. м³ связываются американскими геологами именно с приосевой и внутренней зонами прогиба [Перспективные . . . , 1974].

Таким образом, на примере двух герцинских прогибов можно видеть, что их внутренние (складчатые) и приосевые зоны также имеют весьма значительные ресурсы, но в этих ресурсах преобладают в основном свободный газ и конденсат.

Нефтегазоносность внутренних и приосевых зон КП мезозойд изучена еще недостаточно. Так, в Предверхоанском прогибе внутренняя и при-

осевая его зоны остаются неразведанными и существуют самые различные прогнозные оценки его нефтегазоносности [Черский и др., 1980].

Относительно Западно-Канадского КП можно сказать, что его внутренняя зона, в том числе и передовые складки (пояс надвигов), характеризуются в основном развитием газовых, газоконденсатных и газонефтяных месторождений, среди которых выделяются и довольно крупные (например, Пойнтид Маунтин и Уотертон), с запасами газа, превышающими 60 млрд. м³ в каждом.

Во внутренней зоне Колвиллского КП (Аляска) крупных запасов нефти и газа пока не отмечено. В этой зоне развиты в основном газовые месторождения среднего масштаба с запасами порядка 20–30 млрд. м³.

Нефтегазоносность внешних зон краевых прогибов

Анализ нефтегазоносности внешних (приплатформенных) зон КП показывает, что в большинстве случаев эти зоны характеризуются меньшими масштабами нефтегазонакопления, чем внутренние и приосевые зоны. Как правило, на внешних бортах КП крупные месторождения отсутствуют или встречаются редко. В какой-то мере объяснением этому может служить характер строения внешних зон КП. Действительно, во многих КП внешний борт построен сравнительно просто. Он представляет собой в большинстве случаев широкую и пологую моноклинали, иногда ступенчато погружающуюся к осевой зоне прогиба, местами осложненную пологими валлообразными поднятиями или разрозненными группами брахиантклиналей, структурными носами, террасами и т.п.

Иными словами, здесь нет тех резко выраженных тектонических форм, которые пользуются широким развитием во внутренних и приосевых зонах КП. Все это, по-видимому, накладывает определенный отпечаток на масштабы и характер нефтегазонакопления во внешних зонах КП. Но вместе с тем в ряде прогибов в их внешних зонах на первый план выступает литолого-стратиграфический фактор. В силу их структурно-фациальных особенностей здесь нередко отмечаются зоны регионального литологического выклинивания и стратиграфического несогласия, способствующие возникновению ловушек неструктурного типа.

Высказанные замечания достаточно хорошо подтверждаются на следующих примерах. Так, в Предкарпатском прогибе к внешней зоне приурочена значительно меньшая часть НПР УВ, чем к внутренней, причем они почти полностью состоят из газа. Эти ресурсы связаны как с третичным орогенным комплексом, так и с доорогенными отложениями мезозоя. Газовые и газоконденсатные месторождения, развитые во внешней зоне Предкарпатского прогиба, не выделяются своими размерами. Они контролируются небольшими пологими брахиантклиналами или куполами.

Внешние зоны двух других альпийских КП — Индол, Кубанского и Терско-Каспийского — также не содержат значительных скоплений углеводородов.

Некоторые исследователи связывают отсутствие значительных скоплений УВ во внешних зонах Предкавказских КП прежде всего со слабым развитием здесь благоприятных тектонических форм. Но вместе с тем нужно иметь в виду, что внешняя зона Предкавказских КП изучена еще

недостаточно и здесь могут быть выявлены как структурные, так и особенно литологические ловушки.

Меньшими запасами нефти и газа по сравнению с внутренней зоной характеризуется также внешняя зона Месопотамского прогиба в иранской его части, хотя в абсолютном исчислении масштабы нефтегазонакопления здесь весьма внушительные. На внешнем борту этого прогиба распространены в основном нефтегазовые и газовые месторождения, приуроченные к пологим валлообразным поднятиям или террасам и по своим масштабам сильно уступающие месторождениям внутренней зоны (см. рис. 10). Ресурсы нефти и газа здесь связаны с мезозойским комплексом отложений (юра—мел, свиты араб, мишриф, шуэйба, бурган).

Исключением, где потенциальные ресурсы УВ внешней, приплатформенной зоны в 4 раза превышают ресурсы внутренней зоны, являются Предантильский (Ориноцкий) КП и некоторые районы Месопотамского и Преландийского прогибов [Бека, Высоцкий, 1976]. Наличие весьма значительных скоплений УВ на внешних бортах последних прогибов хорошо объясняется развитием в них благоприятных структурно-фациальных условий. Месторождения нефти и газа контролируются в этих случаях как структурными, так и неструктурными ловушками.

В отличие от альпийских КП внешние зоны КП герцинид характеризуются более резко выраженными тектоническими формами, широким развитием литологических выклиниваний и стратиграфических несогласий, что, по-видимому, отразилось и на масштабах нефтегазонакопления в их пределах.

Так, во внешней зоне Предуральского прогиба концентрация НПР УВ достигает половины суммарных ресурсов прогиба, но при этом распределяются они по впадинам неравномерно. Большая часть из них сосредоточена во внешних зонах Соликамской и Бельской впадин, где в их составе преобладает нефть. Выявленные здесь месторождения нефти и газа обычно не выделяются своими размерами, но пользуются широким распространением и, как правило, контролируются небольшими брахиантиклиналями и куполами, осложняющими структурные террасы и валлообразные поднятия, а также рифовыми телами и биогермами.

В Преаппалачском прогибе внешняя зона также обладает значительными ресурсами УВ. В общем балансе НПР этого прогиба, оценивающихся примерно в 3706 млн. т условного топлива, ресурсы внешней зоны составляют 38%, причем нефть в них играет основную роль. Важно отметить, что в связи с исключительно высокой изученностью внешней зоны Преаппалачского прогиба здесь выявлено большое разнообразие типов залежей, связанных со структурными, структурно-литологическими, литологическими и стратиграфическими ловушками. Но среди отмеченных типов залежей наиболее широко распространены залежи, связанные с ловушками неструктурного типа. Выявленные скопления УВ обычно небольшие по размерам, но многочисленны и, как правило, залегают в отложениях доорогенного комплекса (миссисипий—кембро-ордовик). Крупные месторождения встречаются редко, среди них выделяется Бредфорд с доказанными запасами более 100 млн. т.

Сравнительно крупные запасы нефти и газа установлены во внешних зонах КП мезозойского цикла тектогенеза. Так, в Западно-Канадском

прогибе с его внешней зоной связано свыше 1300 млн. т начальных доказанных запасов нефти и около 1 трлн. м³ природного газа. Эти ресурсы сосредоточены главным образом в девонских биогермных массивах и лишь 25–30% заключены в отложениях мела, юры и нижнего карбона, залежи в которых контролируются литолого-стратиграфическими ловушками. Хорошим примером месторождений, связанных литологическим выклиниванием на внешнем борту, может служить крупнейшее в прогибе нефтегазовое месторождение Пембина, где залежь нефти с запасами в 250 млн. т приурочена к верхнемеловым отложениям.

И наконец, следует упомянуть о всемирно известном гигантском скоплении УВ на платформенном борту Колвиллского КП (Аляска) – нефтегазовом месторождении Прадхо-Бей. Скопления нефти и газа в этом месторождении контролируются крупным погребенным поднятием, расположенным на стыке платформенного борта прогиба с Гиперборейской ПЛ, в зоне структурного уступа. Залежи нефти и газа связаны с терригенными и терригенно-карбонатными отложениями мела, юры, пермо-триаса и карбона. Доказанные запасы нефти месторождения оцениваются в 2,75 млрд. т [Klemme, 1971], а по некоторым источникам – в 4 млрд. т. В связи с открытием огромных запасов УВ в Колвиллском КП он выдвигается в последние годы в число богатейших нефтегазоносных провинций мира. Его потенциальные ресурсы некоторыми геологами [Буйо, 1971] сравниваются с остаточными ресурсами остальной территории США.

Нефтегазоносность поперечных структур (поднятий) краевых прогибов

Нефтегазоносность поперечных структур (выступов фундамента ПЛ, седловин, выступов складчатого обрамления) рассматривается нами отдельно, так как эти структурные элементы, так же как и продольные зоны, в КП разного возраста имеют различный характер нефтегазоносности. В тектоническом плане можно говорить о том, что во многих КП наблюдается структурная ситуация, когда структурному выступу на платформенном борту прогиба отвечает выступ во внутренней складчатой зоне, т.е. крупные положительные структуры ПЛ как бы находят свое продолжение во внешних зонах СО. Предварительный анализ истории развития поперечных структур в Месопотамском и других прогибах показывает, что, действительно, поперечные выступы, развитые во внутренних зонах и глубоко вдающиеся в КП, во многих случаях сложены платформенными Ф доорогенного комплекса (например, выступ Фарс в Загросе, Адыгейский и Дагестанский выступы в Предкавказье и др.). Именно платформенный режим развития поперечных структур на доорогенном этапе и платформенный облик слагающих их Ф сближают эти структуры по характеру нефтегазоносности с внешними приплатформенными зонами КП. Нужно заметить, что поперечные структуры в большинстве случаев не обладают такими крупными ресурсами нефти и газа, как например, внутренние и приосевые зоны прогибов, хотя встречаются и исключения из этого правила. Рассмотрим несколько примеров.

Наиболее характерным примером нефтегазоносности поперечных выступов внутренних зон альпийских КП может служить выступ Фарс в Высо-

ком Загросе в Иране. Этот выступ расположен напротив крупнейшей поперечной структуры окраины Аравийской плиты — поднятия Газа. Имеются неоспоримые материалы [Setudehnia, 1978], свидетельствующие о том, что поднятие Газа и выступ Фарс, начиная с триаса до начала третичного времени, составляли единую крупную область воздымания с накоплением сокращенной мощности мезозойского чехла. Только на кайнозойском этапе развития в связи с формированием КП эти структуры были разобщены, причем выступ Фарс претерпел значительные дислокации.

Долгое время полагали, что бассейн Персидского залива и Месопотамский прогиб, в частности, являются центром исключительно только нефтенакпления, не считая газа, заключенного в газовых шапках. Однако в результате поисково-разведочных работ, проведенных в 70-х годах в провинции Фарс, где складчатые сооружения внешней зоны Загроса образуют выпуклую дугу, обращенную в сторону КП, был выявлен целый ряд чисто газовых месторождений. Среди них имеются такие гиганты, как, например, Канган, структура "С" и другие с запасами более 4 трлн. м³. Залежи газа приурочены к карбонатным отложениям перми, триаса, юры и мела и контролируются узкими высокоамплитудными антиклиналями, хорошо выраженными на поверхности. Глубина залегания продуктивных горизонтов в среднем составляет 2500–3500 м. Залежей нефти в пределах выступа пока не обнаружено.

В других случаях, например на Адыгейском выступе в Западном Предкавказье и на Дагестанском выступе в Восточном Предкавказье, потенциальные ресурсы оцениваются не высоко, причем в их составе также преобладает газ. Выявленные залежи связаны с юрскими и меловыми отложениями. Аналогичная картина наблюдается и в других КП альпид (Предандийском, Предараканском и др.).

В КП герцинского цикла особенности нефтегазоносности поперечных структур менее изучены, но тем не менее и здесь выявляются некоторые характерные особенности. Так, в Предуральском прогибе на Косьвинско-Чусовской, Шихано-Ишимбаевской и Колвинской седловинах, разделяющих прогиб на отдельные впадины, концентрация ресурсов УВ невелика. При этом весьма характерно, что газовые ресурсы в пределах указанных седловин практически отсутствуют. Залежи нефти, как правило, заключены в тех же нефтегазоносных комплексах, которые широко распространены на ПЛ и в приплатформенной зоне прогиба.

На преимущественную нефтеносность поперечного поднятия Паулс Велли, разделяющего впадины Анадарко и Аркома в Предуашитском прогибе, указывает также И.В. Высоцкий (1976 г.). Некоторая тенденция смещения залежей нефти к востоку в область надвигов и чешуй наблюдается на широте платформенного сводового поднятия Джесмайн (месторождение Роуз Хиллс и др.) в Преаппалачском прогибе.

Приведенные данные в определенной мере дают основание полагать, что поперечные структуры КП разного возраста играют самостоятельную роль в процессах нефтегазонакопления и по характеру нефтегазоносности близки к внешним, платформенным зонам КП. Причины, обуславливающие такое сходство, остаются пока не ясными.

В заключение нужно сказать несколько слов о нефтегазоносности прилегающих к КП районов СО или внешних зон МГС. В последние годы

во внешних зонах складчатых областей (Загрос, Аппалачи, Скалистые горы, Кавказ, Урал и др.) проводятся поисково-разведочные работы на нефть и газ. Особенно успешными они оказались в Высоком Загросе, где были открыты высокодебитные газовые и нефтегазовые месторождения — Саркан, Малех-Кух, Дудро, Кухе-Риг и другие, причем некоторые из них расположены в непосредственной близости от Главного Загросского разлома. Характерно, что нефтегазоносными здесь являются карбонатные отложения пермского, юрского и мелового возрастов, т.е. те же Φ , которые регионально нефтегазоносны в зоне развития КП. Одни исследователи [Mc Quillan, 1973] считают, что указанные месторождения расположены в миогеосинклиальной зоне Загроса, другие [Setudehnia, 1978] на основе палеотектонического анализа склонны относить большую часть территории Высокого Загроса, вплоть до Главного разлома, к переработанному краю ПЛ, указывая на хорошую коррелируемость Φ , развитых как в пределах прогиба, так и в складчатом Загросе. Независимо от того, какая точка зрения является наиболее обоснованной, уже сам факт открытия месторождений нефти и газа в складчатой зоне с отметками более 2000 м над уровнем моря имеет принципиальное значение.

Обнадеживающие результаты отмечаются на западном погружении и северо-восточном склоне северо-западного Кавказа, где в составе прогнозных ресурсов нижнемеловых отложений преобладает нефть. Производится оценка ресурсов некоторых районов западного склона Урала и других регионов.

Усиленные поиски газа ведутся в Аппалачах в зоне интенсивных надвигов и чешуй, где перспективными считаются отложения кембро-ордовика [Weaver, 1974].

Все это указывает на то, что внешние зоны СО, граничащие с КП (особенно поднадвиговые их части), могут служить дополнительным резервом для прироста запасов нефти и газа.

ФОРМАЦИОННЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ И РАЗМЕЩЕНИЕ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ПО СТРАТИГРАФИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ

Анализ распределения потенциальных ресурсов нефти и газа по типам Φ и стратиграфическим комплексам является вторым важным моментом, позволяющим оценить масштабы нефтегазоаккумуляции в орогенных и доорогенных комплексах отложений КП.

В опубликованных ранее работах Н.А. Еременко, С.П. Максимова [1960], А.Г. Алексина, Г.Т. Юдина с соавторами [1970], М.И. Варенцова с соавторами [Проблемы..., 1973] указывалось на то, что доорогенные Φ территорий КП играют более важную роль в процессах нефтегазоаккумуляции, чем орогенные Φ . Эти выводы базировались на конкретных примерах, указывающих на открытие залежей нефти и газа в доорогенных Φ в различных зонах КП, и на общегеологических предпосылках.

В данной работе предпринята попытка дать сравнительную количественную оценку распределения потенциальных ресурсов УВ по типам Φ и стратиграфическим комплексам.

Наряду с другими факторами распределение залежей УВ контролируется как Ф, так и общим типом формационного ряда. Прежде всего нужно отметить, что наблюдается тенденция к избирательному распределению основных скоплений нефти и газа в КП разного формационного типа.

В КП первого и второго формационных типов, т.е. в прогибах с преобладанием карбонатных Ф или развитыми флишевыми Ф, широко распространены скопления нефти и газа, а в КП третьего типа, т.е. в тех зонах сочленения, в которых фоновыми являются терригенные толщи, явно преобладают газовые скопления.

Кроме того, намечается и несколько различное распределение залежей по разрезам. В КП первого типа основные скопления УВ расположены в доорогенных отложениях и преимущественно в карбонатных Ф, а более мелкие залежи — в карбонатных и молассовых Ф орогенного комплекса. В КП второго и третьего типов нефтегазоносны как доорогенные, так и орогенные отложения, причем иногда основные продуктивные горизонты приурочены к орогенному комплексу (Венесуэла), что, возможно, определяется лишь неразведанностью нижележащих отложений. В доорогенных отложениях зон сочленения этих типов нефтегазоносны иногда флишевые Ф (Предкарпатский КП), часто терригенно-карбонатные Ф (Индоло-Кубанский, Предальпийский, Предгималайский, Предкиртаро-Сулейманский, Предрифский, Терско-Каспийский, Венесуэльский) или карбонатные Ф (Предпиренейский, Предкарпатский, Предколвиллский, Терско-Каспийский, Западно-Канадский, Предкопетдагский и др.). Ф разных классов обладают различной потенциальной нефтегазоносностью.

Молассы нефтегазоносны в ряде КП. В большинстве случаев месторождения в них мелкие и только как исключение — крупные. Возможно, что нефтегазоносность моласс определяется нефтегазоносностью нижележащих комплексов. Действительно, в ряде КП, содержащих залежи УВ в молассах, значительные (или даже основные) скопления сосредоточились в доорогенных отложениях (Терско-Каспийский, Предрифский, Предаппалачский). Однако имеется ряд КП с богатыми залежами под молассами, но не содержащих нефти и газа в молассах (Месопотамский, Предпиренейский, Предараканский). В Месопотамском КП отсутствие скоплений УВ в молассах, вероятно, объясняется тем, что молассы подстилаются мощной соленосной толщей, играющей роль региональной покрывки для нижележащих отложений. Известны КП, в которых нефтегазоносны только молассы (Ориноковский).

Особый случай нефтегазоносности составляют молассы западно-европейских герцинид, распространенные не только в КП, но и на широкой площади молодой ПЛ, которые содержат значительные скопления нефти и газа в орогенных и посторогенных отложениях крупных структур, частично перекрывающих КП.

Нефтегазоносны в молассах, как правило, горизонты песчаников, перекрытые глинами. Большое количество прослоев песчаников, перекрытых глинистыми пачками, обуславливает значительное число нефтегазоносных горизонтов во многих молассах. Так, в Ф Офисина (Венесуэла) имеется более 100 продуктивных горизонтов. Реже нефтегазоносны пачки известняков, перекрытые пачками глин; например горизонт литотамниевых известняков Предальпийского КП.

Месторождения контролируются как структурными, так и структурно-литологическими ловушками в зонах выклинивания песчаных пачек.

В заключение можно сказать, что молассы КП нередко хорошо разбурены и проблема их нефтегазоносности для многих КП является "проблемой вчерашнего дня" [Schoeffler, 1973].

Угленосные Ф, как отмечалось выше, нередко газоносны (Предверхоанский, Субгерцинский, Боуэн-Сюратский, Предапалачский и другие КП), реже содержат и газ и нефть (Предапалачский). Угленосные Ф, точнее заключенные в них ОВ гумусового типа, часто рассматриваются (Н.А. Крылов, М.В. Корж, 1978 г. и др.) как возможный источник углеводородных газов в вышележащих толщах.

Соленосные Ф – региональные покрывки нефтегазоносных горизонтов во многих КП. Такую же роль играют соленосные молассы (например, в Предкарпатском КП). По мнению В.П. Савченко и А.Я. Берето (1968 г.), под соленосными толщами вообще чаще встречаются газовые месторождения, чем нефтяные. Однако эта закономерность не оправдывается в Предуральском, Месопотамском и других КП, где под соленосными кунгуром и фарсом встречаются газ и нефть. А.А. Козлов (1979 г.) предполагает, что мощность соли определяет содержание нефти и газа в рифовых массивах Ишимбаевского Приуралья. Проблеме связи процессов накопления нефти и соли посвящено много специальных статей И.К. Кулибакиной, А.К. Мальцевой, Л.Д. Виноградова, Л.И. Несмеянова и др. Проблема "соль–нефть" является в значительной степени геохимической, и поэтому более подробно на ней останавливаться не будем.

Флишевые Ф, как правило, не содержат залежей УВ, однако в Предкарпатском КП флиш – важный нефтеносный комплекс. Не исключено, что это связано как с наличием песчаных пачек во флише, так и с большой амплитудой перемещения флиша Прикарпатья, приведшей к перекрытию флишем мощного и платформенного, и орогенного комплексов. Большое значение имело также и сохранение над флишем сильно глинистых толщ неогена, сыгравших роль покрывки для складок, сложенных флишем. В большинстве других КП флишевые отложения обычно выведены на поверхность и не являются нефтеносными.

Собственно терригенные (глинистые) Ф в виде менилитовой и майкопской свит и их аналогов играют существенную роль в нефтегазоносности орогенных комплексов КП. В этих Ф встречаются залежи нефти и газа в песчаных прослоях, перекрытых плохо проницаемыми пластами глин. Частое чередование песчаных и глинистых пачек приводит к тому, что в Ф этих типов обычно имеется много нефтегазоносных горизонтов.

Перспективность карбонатных толщ краевых частей ПЛ и необходимость усиления в них поисков нефти и газа неоднократно подчеркивались многими ведущими геологами-нефтяниками на основании как теоретических предпосылок об условиях концентрации крупных скоплений УВ, так и по результатам бурения [Еременко, Максимов, 1960; Проблемы . . . , 1973; Мирчинк и др., 1974; и др.]. Этот вывод приобретает особое значение теперь, когда в сферу разведки вовлечены глубокие горизонты, где, как известно, карбонатные породы нередко имеют лучшие коллекторские свойства, чем терригенные [Чешиков и др., 1980].

Суммируя опубликованные данные, можно видеть, что нефтегазоносными бывают многие типы карбонатных Ф: доломитовые, доломитистые, тройственные, известняков и доломитизированных известняков, рифовые, банково-рифовые, биогермных массивов и др.

Наиболее часто нефтесодержащими бывают Ф группы рифогенных. Среди них известно наибольшее количество месторождений-гигантов. Они характеризуются максимальной концентрацией УВ на единицу площади и объема резервуара, максимальными дебитами скважин. Но наряду с этим в рифогенных массивах численно явно преобладают месторождения с незначительными запасами. Не исключено, что в настоящее время перспективность именно рифогенных Ф несколько преувеличивается в ущерб прочим карбонатным Ф. Крупные и гигантские месторождения встречаются и в других карбонатных Ф, которым рифогенные Ф часто уступают по площади распространения. Тем не менее вероятность открытия рифогенных месторождений очень высока, особенно в зонах сочленения и в краевых частях ПЛ, где развиты наиболее мощные рифогенные Ф. В последнее время встал вопрос о возможной нефтегазоносности этих Ф и в эвгеосинклинальных областях.

В рифогенных Ф наряду с месторождениями в отдельных органогенных массивах, свойственных определенным типам рифогенных Ф, встречаются месторождения в антиклинальных складках, широко распространенные в собственно рифовой и банково-рифовой Ф, в которых обособление отдельных биогермных построек происходило далеко не всегда. Именно таковы богатейшие месторождения Призагорской зоны, но факт существования структурных ловушек в рифогенных Ф нередко недоучитывается.

Относительно часто нефтегазоносны Ф известняков и доломитизированных известняков, что объясняется как распространенностью этих Ф в краевых частях ПЛ, так и широким развитием в известняках процессов доломитизации, нередко существенно повышающих коллекторские свойства карбонатных толщ Ф известняков и доломитизированных известняков нефтегазоносны в ряде впадин Предуральского прогиба, где они развиты на нескольких стратиграфических уровнях, а также в Предпиренейском, Предколвиллском, Предаппалачском прогибах. Месторождения в этом типе Ф характеризуются многопластовостью, большим этажом нефтегазоносности, часто ограниченностью ловушки поверхностью крупного регионального перерыва в осадконакоплении или глубокого размыва. Можно предполагать, что эрозия также существенно улучшала коллекторские свойства пород Ф известняков и доломитизированных известняков. Ф слоистых бентосогенных известняков, планктоногенных карбонатов и других реже бывают нефтегазоносны, что отчасти определяется существенным количеством в них плотных, первично малопористых пород. Ф глобигериновых известняков широко развиты в Месопотамском КП, где они нередко играют роль покрышек, но в отдельных случаях содержат крупные залежи нефти (Ф Шираниш). В Ф слоистых зоодетритовых известняков наиболее часто коллекторами являются пачки оолитовых или грубодетритовых известняков (Ф Мишриф и Наджмах в Предзагорской зоне). Ф разнослоистых и разнообразных известняков, как правило, не нефтеносны.

Реже других нефтегазоносны Ф, в которых существенную роль играют плотные тонкозернистые хомогенные карбонаты. Некоторые Ф этой группы — доломитовые, фитолитовые, тонкозернистые маломощных известняков — обычно не содержат скоплений УВ, если в них нет выдержанных пачек песчаников, таких, которые, например, имеются в Хидусинской Ф Ангаро-Ленского прогиба. Другие типы Ф этой группы, обладающие более разнообразным набором пород (например, доломитистые, а также тройственные), в ограниченном объеме нефтегазоносны. Месторождения в них небольшие, хотя и многочисленные, что хорошо показано на примере Камско-Кинельской системы прогибов [Хачатрян, 1964; Мкртчян, 1980]. Доломитистая Ф нефтегазоносна на внешнем борту Предкарпатского прогиба, в Ангаро-Ленском прогибе.

В настоящее время еще мало данных, чтобы делать заключения о перспективах нефте- или газоносности отдельных Ф. В Предуральской зоне сочленения Ф известняков и доломитизированных известняков преимущественно нефтеносна, банково рифовая — газоносна, а Ф биогермных массивов содержит месторождения как нефти, так и газа. Намечающаяся тенденция нуждается в проверке по другим регионам и бесспорно осложняется наложением многих других факторов.

Важное значение для познания общих закономерностей размещения скоплений УВ в недрах КП имеет также выявление преимущественной приуроченности залежей нефти и газа к тем или иным крупным стратиграфическим комплексам отложений, характеризующим определенный этап развития. С этой целью нами было проанализировано распределение НПР углеводородов по стратиграфическим комплексам в КП СССР (за исключением Предкопетдагского) и в некоторых прогибах зарубежных стран.

Из анализа приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. В Предкарпатском, Индоло-Кубанском и Предантильском (Оринокском) прогибах НПР нефти связаны с кайнозойскими отложениями, а точнее — с палеогеновыми. Во всех отмеченных выше прогибах орогенный комплекс начинается с олигоцена (свиты менилитовая, майкопская, офисина).

В Предкарпатском прогибе палеоген состоит из двух Ф — нижней флишевой (палеоцен—эоцен) и верхней глинистой (олигоцен). Все основные скопления нефти, связанные с этими Ф, приурочены к внутреннему борту прогиба. Из них в олигоцене содержится не менее двух третей разведанных запасов нефти всего прогиба.

В Индоло-Кубанском прогибе в орогенном комплексе (олигоцен—неоген) сосредоточено более половины разведанных запасов нефти, которые также сконцентрированы во внутренней и приосевой зонах.

Практически все ресурсы нефти в Оринокском и прогибе связаны с терригенным комплексом отложений олигоцена—миоцена, но здесь этот комплекс в отличие от предыдущих прогибов содержит крупные скопления нефти как на внешнем, так и на внутреннем бортах прогиба.

Ресурсы свободного газа в рассматриваемых прогибах распределяются между доорогенными и орогенными Ф более равномерно. Однако в Предкарпатском прогибе наблюдается тенденция к увеличению ресурсов газа в палеоген-неогеновом комплексе.

В Оринокском прогибе ресурсы свободного газа весьма незначитель-

ные, но они также концентрируются в олигоцен-миоценовом орогенном комплексе.

2. В большинстве же рассматриваемых КП – Терско-Каспийском, Предуральском, Предверхоанском, Лено-Анабарском, Предандийском, Предапалачском и др. – и НПР, и НРЗ УВ связаны главным образом с доорогенным (платформенным) комплексом отложений. При этом обращает на себя внимание тот факт, что эти ресурсы размещены как во внутренней, так и во внешней зонах прогиба.

3. В зонах развития погребенных КП (Енисей-Хатангском и Боуэн-Сюратском), несмотря на разные масштабы нефтегазонакопления, наблюдается принципиальное сходство в распределении НПР по стратиграфическим комплексам. В прогибах этого типа основная доля НПР нефти и газа связана с меловыми и юрскими платформенными Φ терригенного состава, перекрывающими орогенные Φ погребенного КП.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В КРАЕВЫХ ПРОГИБАХ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

В последние десять–пятнадцать лет поисковым и разведочным бурением охвачены не только структуры и формации собственно КП, но и вся гамма структур и формаций, сформировавшихся в предшествующие этапы геологического развития зон сочленения платформ и складчатых эпигеосинклинальных областей. Одновременно с расшифровкой особенностей их геологического строения и истории развития открываются все новые перспективные направления поисков скоплений нефти и газа.

В настоящее время определено установлено, что нефтегазонасность КП находится в прямой связи с историей формирования всей зоны сочленения – и платформенной, и геосинклинальной ее частей. Следовательно, понятие о краевых прогибах как особых зонах нефтегазонакопления земли включает в себя более широкий смысл, нежели само понятие о краевых прогибах как тектонических структурах с коротким периодом развития. Наличие в недрах КП огромных выявленных запасов нефти и газа и благоприятные перспективы открытия в них новых скоплений углеводородов вызывают необходимость более углубленного изучения общих закономерностей нефтегазонакопления в их пределах.

Исторически развитие промышленной добычи нефти в мире связано именно с краевыми (предгорными) прогибами. Характерно, что начало поисков нефти осуществлялось на их складчатых бортах (Месопотамский, Предапалачский, Предкавказский, Предкарпатский и др.), так как в этих тектонических зонах отмечались многочисленные прямые признаки нефтегазонасности недр. Со временем, по мере выявления все новых и новых месторождений нефти и газа в приосевой и платформенной зонах, у исследователей создалось мнение о закономерной связи этих полезных ископаемых именно с краевыми прогибами. И.М. Губкин [1932, с. 208], касаясь вопроса о закономерностях размещения нефтяных месторождений в земной коре, писал: "... Что бросается в глаза – это расположение нефтяных месторождений в окраинных зонах горных цепей и на их погружениях, в местах развития вторичной значительно ослабленной складчатости ...". Объяснение этой закономерности он видел в том,

"... что в краевых зонах горных хребтов и в геосинклиналях во все геологические эпохи создавались условия, благоприятные для скопления органического материала в породах, которые послужили исходным материалом для образования нефти" (там же, с. 213). Это научное положение И.М. Губкина не утратило своего значения и в настоящее время. Оно нашло практическое подтверждение в результате широкого разворота нефтегазопроисловых работ в зонах сочленения платформ с эпигеосинклинальными складчатыми областями и получило дальнейшее развитие в трудах советских и зарубежных исследователей.

Вместе с тем нужно заметить, что несмотря на то, что краевые прогибы являются исключительно благоприятными объектами для решения многих кардинальных вопросов нефтяной геологии, число специальных обобщающих работ, раскрывающих причины и общие закономерности размещения в них крупных скоплений нефти и газа, невелико.

Чаще всего проблема нефтегазонакопления в КП рассматривается в статьях и монографиях на примере одного, в крайнем случае двух прогибов. В них приводятся конкретные тектонические, геохимические, гидрогеологические и термобарические факторы, контролирующие размещение залежей нефти и газа в Предкарпатском, Индоло-Кубанском, Терско-Каспийском и других КП. Особенности размещения скоплений нефти и газа в указанных регионах широко известны и останавливаться на них нет необходимости. Здесь нужно отметить только взгляды тех исследователей, в работах которых затрагивается проблема в целом. Среди таких работ заслуживает внимания обобщающая статья Н.А. Еременко, С.П. Максимова "Особенности размещения скоплений нефти и газа в предгорных прогибах и примыкающих к ним погруженных частях платформы" [1960]. Основной вывод авторов этой статьи, базировавшейся на примере изучения Предуральского и Предкавказских прогибов, сводится к тому, что большая часть запасов нефти и газа в их недрах должна быть приурочена к отложениям, подстилающим орогенные формации, т.е. к отложениям палеошельфов. Нужно заметить, что на той стадии изученности указанных краевых прогибов этот вывод несомненно был очень важным, так как связывал воедино и платформу, и геосинклиналь и открывал новые перспективные направления поисков нефти и газа в доорогенных формациях, как во внешних, так и в центральных и внутренних зонах КП. Вместе с тем, рассматривая закономерности размещения крупных зон нефтегазонакопления, авторы придавали большое значение платформенным бортам и несколько недооценивали роль доорогенных нефтегазонаосных формаций в приосевых и пригеосинклинальных зонах.

Общие особенности нефтегазонакопления в краевых прогибах СССР и некоторых зарубежных стран рассматривались в последнее время М.И. Варенцовым с соавторами [1980], Н.А. Калининым с соавторами [1980] и другими исследователями. С одной стороны, указанные исследователи подчеркивают, что большая часть неразведанных запасов нефти и газа в КП сосредоточена в доорогенных формациях, что именно нефтегазопроизводящие отложения этих формаций находятся на тех глубинах и стадиях катагенеза, на которых возможны массовая эмиграция и последующая латеральная и вертикальная миграция углеводородов. С другой стороны, выявились некоторые разногласия, касающиеся в основном

двух вопросов: 1) тектонической приуроченности крупных зон (или центров) нефтегазонакопления и 2) размещения зон преимущественного нефте- и газонакопления в краевых прогибах разного возраста.

Некоторые исследователи считают, что подавляющее большинство крупных скоплений нефти и газа приурочено к платформенным бортам краевых прогибов. К этому выводу приводит, как нам кажется, неоднозначное понимание внешних границ КП, вследствие чего крупные зоны нефтегазонакопления прилегающих частей платформ часто включаются в состав КП (например, месторождение-гигант Бурган и другие в Месопотамском прогибе), что резко повышает значимость их платформенных бортов. Если при проведении внешних границ КП строго придерживаются структурно-формационного признака, то выясняется, что внешние борта прогибов в силу их моноклиального строения, как правило, характеризуются бедностью и слабым развитием тектонических форм, не способных образовать крупных зон нефтегазонакопления.

Второе положение, касающееся формирования и размещения в краевых прогибах зон преимущественно нефте- или газонакопления, часто базируется на природе и степени преобразованности ОВ в породах различных тектонических зон. Одни исследователи считают, что на внутренних бортах КП происходит увеличение метаморфизма пород и преобразование РОВ до глубоких стадий катагенеза, что в конечном итоге должно приводить к формированию здесь преимущественно газовых скоплений [Высоцкий и др., 1981].

Другие исследователи объясняют появление газовых скоплений на внутренних бортах КП за счет присутствия в разрезе нефтегазопроизводящих пород, обогащенных ОВ гумусового типа. Если же на внутренних бортах наблюдается преимущественное развитие нефтяных скоплений, то причина этого усматривается в появлении в разрезе нефтегазопроизводящих свит, содержащих ОВ сапропелевого типа, или в сильной раскрытости недр внутренних зон, ведущей к разрушению газовых скоплений. Эта точка зрения отражена в ряде работ [Бакиров и др., 1971; Калинин и др., 1980; Высоцкий и др., 1981; и др.].

Нужно заметить, что преимущественное развитие газовых скоплений во внутренних и приосевых зонах герцинских прогибов в общих чертах хорошо согласуется с глубокой катагенетической преобразованностью РОВ в породах (Предуральский, Предаппалачский и др.). Однако объяснить размещение скоплений УВ того или иного фазового состояния во внутренних и приосевых зонах КП за счет природы исходного РОВ в породах или сильной раздробленности этих зон, особенно в альпийских прогибах, далеко не всегда удается (например, Месопотамский, Предандийский, Боуэн-Сюратский и др.).

Можно считать, что в природе чаще распространен такой тип альпийских КП, внутренние борта и приосевые зоны которых преимущественно нефтеносны, а внешние борта газоносны. Если же и появляются газовые скопления во внутренних зонах этих прогибов, то они чаще всего связаны с поперечными выступами складчатого борта, образующими вместе с поперечными выступами платформенного борта системы поперечных поднятий (Предкопетдагский, Предандийский, Бенгальский, или Предараканский, и др.). В альпийских КП системы поперечных поднятий, как пра-

вило, характеризуются преимущественной газоносностью, а в герцинских — нефтегазоносностью. Эта отличительная особенность нефтегазоносности поперечных структур КП нередко приводит отдельных авторов к выводу, что в природе широко распространен тип КП, особенно среди альпийских, с преимущественной газоносностью их складчатых и платформенных бортов [Калинин и др., 1980].

Следовательно, при изучении особенностей формирования и размещения зон преимущественного нефте- и газонакопления в краевых прогибах разного возраста необходимо учитывать их общую тектоническую зональность, т.е. разделение на продольные складчатый и платформенный борта и системы поперечных поднятий, играющих самостоятельную роль в процессах нефтегазонакопления.

Другой подход к раскрытию закономерностей нефтегазонакопления в КП предложен в работе И.В. Высоцкого, В.Б. Оленина, В.И. Высоцкого [1981]. Указанные авторы включают КП в состав нефтегазоносных бассейнов, гетерогенных по онтогенезу нефти и газа, внешние борта которых характеризуются онтогенезом нефти и газа, свойственным платформам, а внутренние — онтогенезом, свойственным геосинклинальным складчатым поясам. Это означает, что на внешних бортах рассматриваемых бассейнов наряду с нефтяными широко развиты газовые месторождения, тогда как на внутренних бортах в разрезе должна резко преобладать нефть. Рассматриваемая классификация пограничных нефтегазоносных бассейнов, хотя и построена по тектоническому принципу с учетом процессов генерации, аккумуляции и консервации УВ, однако также недоучитывает важную роль времени формирования КП и наличие поперечных поднятий, которым, пользуясь терминологией авторов, свойствен платформенный онтогенез нефти и газа, независимо от того, располагаются эти поднятия во внутренней или во внешней зонах.

Рассматривая существующие представления о закономерностях нефтегазонакопления в КП, нужно отметить также взгляды сторонников неомобилистских воззрений, особенно за рубежом [Нефтегазоносность . . . , 1978; Ушаков и др., 1974; Сорохтин и др., 1982; и др.]. Не вдаваясь в подробное изложение этих концепций, отметим, что крайние сторонники неомобилизма [Сорохтин и др., 1982; и др.] объясняют наличие огромных запасов нефти и газа в Месопотамском, Оринокском, Западно-Канадском и других прогибах за счет миграции УВ из современных и древних зон поддвига плит, куда попадают огромные объемы осадков континентальных склонов и шельфов, сильно обогащенные ОВ.

Умеренные сторонники неомобилизма [Klemme, 1971; и др.] считают, что причина крупных скоплений нефти и газа в краевых прогибах кроется в особенностях строения земной коры этих структур, величине тепловых потоков и геотермической градиентов. Эта группа исследователей включает КП в состав экзоконтинентальных нефтегазоносных бассейнов, располагающихся у окраин современных или существовавших в прошлом океанических бассейнов и заложившихся на коре промежуточного типа. Они обладают повышенными тепловыми потоками, ускоряющими процессы превращения ОВ в жидкую нефть и ее миграцию. Утверждается, что наиболее крупные скопления нефти и газа в КП контролируются "горячими" зонами.

Как видно из краткого обзора наиболее распространенных представлений о закономерностях нефтегазоаккумуляции в краевых прогибах, их авторы считают в качестве необходимого условия для формирования крупных скоплений нефти и газа в КП наличие в разрезе мощных толщ шельфовых отложений, обогащенных ОВ.

Рассматривая закономерности размещения залежей нефти и газа в КП разного возраста, авторы чаще опираются на качественную характеристику нефтегазоносности, не затрагивая количественной стороны проблемы. Нам представляется, что без анализа распределения разведанных запасов и начальных ресурсов нефти и газа по стратиграфическим комплексам, формациям и тектоническим зонам вряд ли можно говорить об основных нефтегазосодержащих толщах, о приуроченности крупных скоплений углеводородов к той или иной зоне или о преимущественном нефте- и газонакоплении.

Изложенные выше данные о распределении НПР УВ и размещении залежей нефти и газа в КП по структурным зонам, стратиграфическим комплексам и типам формаций позволяют сделать некоторые общие выводы:

1. Краевые прогибы альпийского цикла по сравнению с герцинскими прогибами обладают большей нефте-, чем газонасыщенностью. Для того, чтобы оценить степень нефтенасыщенности недр того или иного КП, был введен коэффициент нефтеносности, т.е. отношение содержания НПР нефти к НПР свободного газа. Количественный анализ потенциальных ресурсов УВ показывает, что этот коэффициент в КП альпийского цикла всегда превышает 1, тогда как в краевых прогибах герцинид он менее 1. Например, коэффициентом нефтеносности более 3 характеризуются Месопотамский, Оринокский и другие краевые прогибы альпид. Но вместе с тем среди прогибов этого возраста имеются прогибы с относительно невысоким коэффициентом нефтеносности (например, Предкарпатский прогиб). В этой связи можно заметить, что именно Предкарпатский прогиб является примером, где терригенный характер его формационного выполнения, видимо, оказал влияние на соотношение содержащихся в нем ресурсов нефти и газа. Краевые прогибы герцинид, такие, как Предаппалачский, Предаушитский и другие, обладают коэффициентом нефтеносности 0,8–0,9.

Интересно заметить, что по прогнозной оценке Лено-Анабарский прогиб, относящийся к КП мезозой, является преимущественно нефтеносным, а смежный Предверхоанский — газососным. Нам представляется, что перспективы нефтеносности в Предверхоанском прогибе сильно занижены из-за недостаточной изученности территории. Например, для хорошо изученного прогиба этого возраста — Западно-Канадского — коэффициент нефтеносности (по НДЗ) превышает 1,3. Нужно заметить, что попытки увязать зависимость коэффициента нефтеносности от особенностей формационного выполнения КП не всегда удаются (например, Оринокский прогиб).

2. В большинстве КП независимо от их возраста основная доля НПР УВ приурочена к их внутренним и приосевым зонам, хотя имеются также исключения (Оринокский прогиб, некоторые впадины Предандийского прогиба). В пределах указанных зон наиболее богаты нефтью или газом участки глубоких депрессий, в которых наблюдается наибольшая глубина погружения фундамента, и там, где внутренняя граница прогиба об-

разует дугу, глубоко вдающуюся в сторону смежной складчатой области. Основными зонами нефте- или газонакопления здесь, как правило, служат исключительно высокоамплитудные и протяженные антиклинальные зоны, к которым часто бывают приурочены крупные и гигантские месторождения (например, Месопотамский, Оринокский и другие прогибы). В этих зонах наблюдается также наиболее широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности, охватывающий доорогенный и орогенный комплексы.

3. Внешние борта КП в целом несколько уступают по своим ресурсам внутренним и приосевым зонам. Зонами нефтегазонакопления здесь обычно являются пологие валлообразные поднятия и террасы, осложненные брахиантиклиналями и структурными носами (Предуральский, Месопотамский и другие прогибы). В ряде КП скопления углеводородов на их внешних бортах контролируются зонами регионального литологического выклинивания или стратиграфического несогласия, барьерными рифами и биогермными телами (Предаппалачский, Предуральский, Западно-Канадский, Оринокский и др.). Нефтегазоносными формациями во внешних зонах КП являются главным образом формации доорогенного комплекса.

4. Анализ распространения НПР УВ по стратиграфическим комплексам и типам формаций указывает на то, что в большинстве КП наблюдается наибольшая приуроченность скоплений углеводородов к доорогенному комплексу отложений. Однако в трех прогибах — Предкарпатском, Индо-Кубанском и Оринокском — более 90% ресурсов УВ связано с орогенным комплексом. Это обстоятельство наталкивает на мысль, что в указанных прогибах в орогенных формациях либо присутствуют самостоятельные источники нефти и газа, либо эти источники находятся в доорогенных толщах, но последние не имеют в своем составе достаточно надежных регионально выдержанных покровов для сохранения в них крупных залежей.

5. В КП намечается достаточно четкая, только им присущая зональность в распределении скоплений УВ по характеру флюида [Проблемы . . . , 1973; Еременко, Королев, 1975; и др.]. Эта зональность наиболее ярко проявляется по площади, чем по вертикали, и носит характер тектонической закономерности. Она выражена в том, что в КП герцинского цикла внутренние и приосевые зоны характеризуются сквозной газоносностью орогенных и доорогенных формаций независимо от глубины их залегания, тогда как во внешних зонах и на поперечных поднятиях преобладают нефтяные ресурсы. В распределении скоплений УВ в КП альпийского цикла наблюдается обратная закономерность, при этом внутренним зонам присуща сквозная нефтеносность до изученных глубин 5—7 км.

Характер распределения НПР УВ по фазовому состоянию флюида в КП мезозойского цикла остается неясным. Однако, принимая во внимание коэффициент нефтеносности и наблюдаемое размещение скоплений нефти и газа в некоторых лучше изученных прогибах этого возраста (например, Западно-Канадском), можно предположить, что резкого разграничения на зоны преимущественно нефте- и газонакопления здесь не должно быть.

В заключение следует подчеркнуть, что в результате проведенного анализа распределения НПР УВ по структурным зонам, стратиграфическим комплексам и типам формаций установленные ранее закономерности пространственного размещения скоплений нефти и газа в КП разного возраста подтверждаются на обширном фактическом материале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пограничные депрессии складчатых областей и платформ — краевые прогибы — постоянно привлекают внимание геологов всего мира и прежде всего геологов-нефтяников. Это понятно — с краевыми прогибами закономерно ассоциируются скопления нефти и газа.

Проведенные многочисленными исследователями работы по краевым прогибам позволили в качестве основных особенностей этих структур выделить следующие: 1) заложение КП в зоне сочленения геосинклинальной складчатой области и плиты платформы, формирование в орогенный этап развития ГС, высокий темп прогибания, деформация толщ, выполняющих КП в короткие сроки геологического времени; 2) развитие большей площади КП на платформенном основании и меньшей на геосинклинальном, миграция оси КП в процессе его формирования в сторону платформы; 3) асимметрия — морфологическая, структурная, формационная; четкая продольная структурная и формационная зональность и подчиненная поперечная зональность строения; разделение КП поперечными поднятиями на отдельные впадины; 4) расчлененность разномасштабными разломами и частое развитие надвигов на границе КП и собственно СО; 5) нефтегазоносность КП с размещением залежей в доорогенных платформенных формациях, в орогенном комплексе КП, в узком понимании этих структур, и в доорогенных миогеосинклинальных формациях внутренних бортов КП.

Изучение авторами ряда КП и особенно сравнительный анализ тектоники и нефтегазоносности этих пограничных структур позволили расширить общие представления о зонах сочленения платформ и складчатых областей и сделать некоторые новые выводы.

Установлено, что КП возникают вдоль геосинклинальных областей разного типа. При этом развитие КП вдоль океанических или континентальных ГС не определяет их структурно-формационных особенностей, существенных для оценки перспектив нефтегазоносности, но не исключено, что региональное положение КП определяет количество накапливаемого в осадках органического вещества и условия его последующего преобразования.

Классификация КП может быть произведена по трем признакам: историческому (принадлежность тому или иному тектоническому циклу или, что то же, возраст СО, вдоль которой формируется КП), структурному (прежде всего характер строения КП в поперечном разрезе) и формационному. Зависимость между этими тремя показателями не устанавливается.

По структурному признаку КП разделяются на три типа — Карпатский, Уральский и Месопотамский. Они отличаются друг от друга главным образом характером строения внутренних зон, передовых складок, амплитудой

надвигания миогеосинклиналичного и орогенного комплекса на орогенный и платформенный, воздыманием или погружением фундамента прилежащей ПЛ в сторону СО. Разные амплитуды надвигания и поведение фундамента определяют существенно общую форму краевого прогиба как геологического тела. Использование структурной классификации позволяет делать прогноз о глубинном строении передовых складок и внутренних бортов — зон сосредоточения ресурсов углеводородов.

Уточнение формационной классификации КП тормозится недостаточной изученностью формаций КП и несовершенством формационного анализа на данном этапе. В настоящее время можно выделить три группы краевых прогибов, различающихся формационными рядами: 1) КП, прилежащие к карбонатогенным ГС, имеющие полиформационное заполнение; 2) КП, прилежащие к флишевым ГС, сложенные разнообразными молассами; 3) КП, вытянутые вдоль терригенных ГС, в выполнении которых существенную роль играют угленосные Ф. Выделенные группы различаются набором формаций, в том числе нефтегазоносных, что разрешает проектировать характер разреза и, вероятно, нефтегазоносных Ф в зонах сочленений. В целом формационная классификация КП несет большую информацию, в том числе и генетического плана, поскольку формационные ряды наиболее полно отражают весь ход формирования КП.

Закономерное изменение зон сочленения во времени обуславливает некоторые различия герцинских, мезозойских и альпийских КП по структурным и формационным показателям и особенно существенные различия по закономерностям размещения нефти и газа на их территориях, что позволяет сделать общий прогноз структуры, богатства углеводородами и особенностей размещения скоплений нефти и газа по основным структурным элементам разновозрастных КП.

Краевые прогибы, кроме того, отличаются друг от друга соотношением времени формирования самой орогенной впадины и эпох складчатости. Имеются единичные КП, у которых орогенный комплекс совсем не затронут складчатостью или надвигами (например, Сицилийский), имеются, наоборот, КП, у которых деформации произошли после накопления всего комплекса орогенных отложений (Предандийский, Субгерцинский КП), но чаще всего в КП интенсивно деформированы бывают только нижние молассы, а верхние — или не затронуты складчатостью вовсе (Предпиринейский, Предкарпатский, Предкопетдагский и другие КП), или дислоцированы очень слабо (Терско-Каспийский КП).

В результате в КП, различающихся по этому показателю, возможно нефтегазоносные локальные структуры приурочиваются к разным структурно-формационным комплексам.

Краевые прогибы в некоторых случаях оказываются погребенными под платформенными комплексами более позднего тектонического цикла. Контуры погребенных КП, как правило, не проявляются в перекрывающих платформенных чехлах, но улавливаются в аномалиях естественных геофизических полей.

Все краевые прогибы, обрезанные современной береговой линией, имеют морские продолжения на шельфах. Морские части КП подчиняются общим закономерностям строения, имеют те же перспективные

нефтегазоносные комплексы, что и их наземные части, но в ряде случаев происходит увеличение мощности орогенных комплексов, ослабление контрастности структурного плана.

Крупные ресурсы углеводородов, содержащиеся в КП, приурочены как к внутренним их бортам, так и к приосевым зонам и к платформенным бортам. Краевые прогибы в ряде случаев представляют собой крупные обособленные нефтегазоносные зоны — самостоятельные нефтегазоносные бассейны, но часто связаны с нефтегазоносными зонами прилегающих частей плиты и образуют единые, хотя и гетерогенные нефтегазоносные бассейны. В последнем случае КП может представлять основную зону генерации углеводородов.

Приведенный анализ нефтегазоносности КП показал, что в большинстве случаев от 60 до 90% начальных потенциальных ресурсов углеводородов сосредоточено в отложениях доорогенного комплекса. Лишь единичные КП характеризуются сосредоточением основных ресурсов углеводородов в орогенном комплексе. При этом уверенно выделить основные нефтегазоносные типовые Ф пока не представляется возможным, хотя намечается, что зоны сочленения с широким и мощным развитием Ф карбонатного и терригенно-карбонатного классов обладают большими потенциальными возможностями накопления как нефти, так и газа. В зонах сочленения с преимущественным накоплением терригенных толщ явно преобладают газовые скопления. Среди карбонатных Ф определенно намечаются формации чаще и реже нефтегазоносные. Поэтому уточнение классификации карбонатных Ф является насущной задачей дальнейших исследований. Наиболее часто нефтегазоносными являются Ф известняков и доломитизированных известняков и различные рифогенные Ф.

Основным объектом поисков нефти и газа являются платформенные отложения, но в последнее время поставлен вопрос о возможной нефтегазоносности миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных отложений зон передовых складок СО. Успешно ведутся поисково-разведочные работы на нефть и газ в миогеосинклинальных складчатых зонах во многих зарубежных краевых прогибах (прогибы Скалистых гор, Альберта, Предпиренейский, Месопотамский, Предаппалачский).

Статистический анализ четко указывает на приуроченность зон максимального нефтегазонакопления к приосевым частям и внутренним (складчатым) бортам КП независимо от их возраста. При этом наблюдается, что центры максимальной концентрации углеводородов тяготеют к участкам с наиболее глубоким залеганием кристаллического фундамента и соответственно с мощным осадочным чехлом. Именно в этих тектонических зонах возникают благоприятные условия для формирования высокоамплитудных валлообразных поднятий и крупных антиклиналей, образующих ловушки огромной емкости с широким стратиграфическим диапазоном нефтегазоносности, включая доорогенные и орогенные формации.

Исходя из имеющихся данных, можно предположить, что наиболее благоприятными структурными условиями нефтегазонакопления обладают КП, построенные по Месопотамской и Уральской структурным моделям, которые характеризуются широкими внутренними бортами и приосевыми зонами с отсутствием или слабым проявлением покровной тектоники.

Сравнительное изучение нефтегазоносности молодых и более древних

КП показало, что нефтенасыщенность недр в КП альпид значительно выше, чем в КП герцинид, у которых соотношение ресурсов нефти и свободного газа всегда ниже 1. Вместе с тем достаточно четко выявились различия в размещении скоплений углеводородов по их фазовому состоянию в альпийских и герцинских КП, отмеченные ранее [Проблемы . . . , 1973] и подтвердившиеся в результате анализа количественного соотношения запасов и ресурсов нефти и газа в различных структурных зонах КП: в прогибах герцинского цикла внутренние и приосевые зоны содержат в основном скопления газа, а платформенные борта и поперечные поднятия — преимущественно нефти; в прогибах альпийского цикла, наоборот, внутренние и приосевые зоны преимущественно нефтеносны, а платформенные борта чаще газоносны.

Итак, особенности геологического строения КП позволяют подойти к прогнозу нефтегазоносности их. Так, тип структурной модели КП определяет в значительной степени потенциальные ресурсы КП и, в частности, ширину полосы развития возможно нефтегазоносных платформенных толщ в зонах сочленения СО и ПЛ; по формационному типу КП можно предполагать набор возможно нефтегазоносных формаций зон сочленения, по возрасту КП — распределение основных запасов нефти и газа по основным структурным элементам. Кроме того, структурно-формационные особенности КП определяют размещение в них основных зон нефтегазонакопления, набор локальных структур, глубину погружения нефтегазоносных горизонтов, сохранность залежей.

В понимании тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов достигнут определенный успех, однако еще многие вопросы остаются неясными. Среди них центральный — вопрос о происхождении КП. Являются ли КП компенсационными депрессиями вертикального погружения для воздымающейся складчатой области или являются следствием надвигания друг на друга литосферных плит — решить в настоящее время однозначно невозможно. Во всяком случае, структурно-формационные особенности КП не противоречат ни одной из этих крайних гипотез. Решение этой проблемы связано не столько с изучением самих КП, сколько с развитием концепций общей тектоники.

ЛИТЕРАТУРА

Авров В.П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности восточной окраины Прикаспийской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГиРГИ, 1967. 24 с.

Адамович А.Ф., Чехович В.Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, № 1, с. 10–21.

Алексин А.Г., Шарданов А.Н., Юдин Г.Т. Геологические формации Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.

Алексин А.Г., Юдин Г.Т., Корнеев В.И. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа в Предкавказье. М.: Наука, 1970. 113 с.

Аманжиязов К.П. Стратиграфия, вещественный состав, коллекторские свойства и история развития Туркмении в келловей-оксфордское время. Ашхабад: Ылым, 1972. 183 с.

Амурский Г.И., Бондарева Т.С., Соловьев Н.И. Особенности сочленения Копетдага с Предгорным прогибом. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980. 204 с.

Амурский Г.И., Крымус В.Н., Шелегова Н.Ф. О зонах разломов глубокого заложения западного Копетдага. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 192–198.

Амстольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 348 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 190).

Андрусов Н.И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 540 с.

Арутюнов Е.В., Безр М.А., Соболев С.В., Яниши А.Л. Механизм образования геосинклиналиальных подсов. — Сов. геология, 1982, № 1, с. 14–27.

Атласов И.П. Таймырская складчатая система. — В кн.: Тектоника северной полярной области Земли. Л.: Недра, 1977, с. 132–134.

Байков А.Л., Голиков-Заволжский И.В., Седлецкий В.И. О поперечных

структурах Известнякового Дагестана. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 69–80.

Байрак И.К. Сравнительный анализ геологического строения и нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГиРГИ, 1978. 24 с.

Байрак И.К., Романов Ю.А. Тектоника и нефтегазоносность Западно-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов. М.: Наука, 1980. 97 с.

Бакин В.С., Гудков А.А., Сидоров Д.П., Ситников В.С. О перспективах нефтегазоносности краевых прогибов в пределах Западной Якутии. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 178–182.

Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1971. 541 с.

Бакиров К.Х., Чимбулатов М.А., Яковлев А.В., Валеев Д.З. Тектоника и нефтегазоносность Актюбинского Приуралья. М.: Недра, 1972. 200 с.

Бандлова Т.С. Новые данные по газоносности ролтигенда Североморской польской провинции. — Геология нефти и газа, 1975, № 8, с. 70–75.

Бейдук Э.Р., Даннингтон Г.В. Нефтяная геология и ресурсы Ближнего и Среднего Востока. М.: Недра, 1977. 135 с.

Белов А.А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 14, № 1, с. 31–45.

Белов А.А. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 55–66.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 604 с.

Белл Дж. Береговые хребты Венецуэлы. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2, с. 347–370.

Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 4, с. 85–101.

Бека К., Высоцкий И.В. Геология нефти и газа. М.: Недра, 1976. 584 с.

Берлянд Н.Г. О связи гравитационных аномалий с палеогеографией (на примере Южного Урала). — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2, с. 401–404.

Берули З.Д., Лаубишер Г., Трюмпи Р., Венк Э. Центральные Альпы и горы Юра. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 111–138.

Бобылев Н.В., Кабанов А.И., Шиманов Ю.В. Нижнекамчийский краевой прогиб, его морское продолжение и перспективы нефтегазоносности. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 227–231.

Бобылев В.В., Пишванова Л.С., Яценко Т.В., Шиманов Ю.В. К тектонике Керченско-Таманской зоны. — Геология нефти и газа, 1981, № 7, с. 36–41.

Бобаец А.Т., Палинский Р.В., Полухтович Б.М., Сафаров Э.И. Этапы развития и элементы структуры Предобруджинской краевой системы. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 128–134.

Богданов А.А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М.: МОИП, 1947. 147 с.

Богданов А.А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. — Сов. геология, 1949, № 4, с. 9–22.

Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1955, № 8, с. 3–18.

Богданов Н.А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М.: Наука, 1967. 179 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 181).

Богданов Н.А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975. 260 с.

Бойчук М.В. О поперечной зональности Внешней зоны передового прогиба Карпат. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 77–79.

Борков Ф.П. О так называемых майкопидных глинах в неогеновых отложениях южного борга Западно-Кубанского прогиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 70–73.

Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970. 348 с.

Буйо А. Новые нефтегазоносные районы (без СССР): Обобщающий доклад. VII Мировой нефтяной конгресс. М.: ВНИИОЭНГ, 1971. 10 с.

Буров В.С., Вуль М.А., Глушко В.В. и др. Геологическая структура и нефтегазоносность Предкарпатского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 68–73.

Буров В.С., Глушко В.В., Досин Г.Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 56–58.

Буриштар М.С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 216 с.

Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Зиновьев А.А. и др. Североморская палеозойская впадина Средней Европы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 1, с. 44–53.

Вальбе С.П. Стратиграфия, тектоника, нефтегазоносность Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.

Вальбе С.П. Об общих закономерностях размещения скоплений нефти и газа в краевых прогибах как следствие истории их тектонического развития. — Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 2, с. 405–407.

Вальбе С.П. Виды сочленения различных ориентированных дислокаций в зоне краевого шва в связи с поисками антиклинальных ловушек нефти и газа. — Сов. геология, 1971, № 4, с. 144–148.

Вальбе С.П. К систематике структурных элементов зон сочленения эпигеосинклиналиных складчатых поясов и платформ. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 54–59.

Варенцов М.И. Геологическое строение и нефтегазоносность системы Копетдагских гор. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1940, с. 183–224.

Варенцов М.И., Алешина З.И. Тектоника и нефтегазоносность Предкопетдагского прогиба. — В кн.: Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М.: Недра, 1973, с. 115–149.

Варенцов М.И., Алешина З.И. Закономерности нефтегазоаккумуляции на территории Предкопетдагского прогиба и других сходных краевых прогибов. — Пробл. геологии нефти, 1977, вып. 6, с. 120–134.

Варенцов М.И., Дорошко С.М., Дитмар В.И., Куренков Н.Т. Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в краевых прогибах. — В кн.: Критерии поисков зон нефтегазоаккумуляции. М.: Наука, 1979, с. 65–69.

Варенцов М.И., Дорошко С.М., Королюк И.К. Осадочные бассейны краевых

прогибов (их развитие, классификация и нефтегазоносность). — В кн.: Сборник МГУ: Семинар. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 45—52.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. 280 с.

Вассоевич Н.Б. История представлений о геологических формациях (геогенерация). — Тр. ВНИГРИ, 1966, т. 126, с. 5—35.

Вахрушев Г.В. О широтных и субширотных зонах дислокаций Южного Урала и Предуралья. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1959, вып. 2, с. 117—125.

Воронин Н.И., Самойлович В.Л. О характере сочленения Прикаспийской впадины и вала Карпинского. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 673—675.

Воскресенский И.А., Кравченко К.Н., Мовшович Э.Б., Соколов Б.А. Очерк геологии Пакистана. М.: Недра, 1971. 167 с.

Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 479 с.

Вялов О.С., Медведев А.П. Некоторые вопросы геологии Львовско-Волынского каменноугольного бассейна. — В кн.: Угленосные формации. М.: Наука, 1979, с. 82—85.

Габелия В.А., Гринько Т.Г., Крупенский В.И., Кульчицкий Д.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины Предуральяского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 145—148.

Ганссер А. Тектоническая и геологическая история Гималаев. — Сов. геология, 1965, № 10, с. 78—79.

Гарецкий Р.Г., Лютцнер Г., Пейх Г.Ю. и др. Соотношение геосинклинальных и платформенных структур в вариссидах Евразии. — В кн.: Орогенный этап развития Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 132—141.

Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат/Под ред. В.П. Глушко, С.С. Круглова. Киев, 1971. 389 с. (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 25).

Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов/Под ред. Н.А. Еременко. М.: Наука, 1980. 233 с.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности района сочленения складчатых структур Чечено-Ингушетии и Дагестана/В.В. Стасенков, Г.Г. Гасангусейнов, В.Н. Коновалов и др. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, № 12, с. 2—5.

Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов /Под ред. М.М. Алиева. М.: Недра, 1971. 256 с.

Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 264 с.

Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Калинин М.К. и др. Особенности нефтегазоносности Северо-Западной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 127—134.

Годин Ю.И. Глубинное геологическое строение запада Средней Азии по данным геофизических исследований. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1960.

Горделов С., Кулмамедов М., Курбатов М. Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. М.: Наука, 1979. 107 с.

Громов Ю.Я. Краевые прогибы срединных массивов. — Тр. ВСЕГЕИ, 1963, вып. 85, с. 91—100.

Губкин И.М. Учение о нефти. М.: ОНТИ, 1932. 443 с.

Гурари Ф.Г., Карнковский П.И. Итоги и дальнейшие задачи поисков нефти и газа в Польше. — Геология нефти и газа, 1977, № 4, с. 59—65.

Гурари Ф.Г., Максимов С.П., Карнковский П.И. Перспективы развития поисков нефти и газа в Польше. — Геология нефти и газа, 1974, № 2, с. 67—72.

Дедеев В.А., Султанаев А.А. Особенности геотектонического развития Предуральяского краевого прогиба. — Геотектоника, 1971, № 3, с. 47—56.

Дикенштейн Г.Х., Соловьев Б.А., Хаин В.Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого фундамента. — Геотектоника, 1975, № 3, с. 3—14.

Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т. Геология и нефтегазоносность Предкарпатского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 60—67.

Доленко Г.Н., Бойчевская Л.Т., Килын И.В. и др. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение нефти и газа. Киев: Наук. думка, 1976. 126 с.

Драгунов В.И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973. 24 с.

Драгунов В.И., Айнемер А.И., Васильев В.И. Основы анализа осалочных формаций. Л.: Недра, 1974. 159 с.

Еременко Н.А., Клубов В.А. Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность

красвых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 3-9.

Еременко Н.А., Королев Ю.М., Бурштар М.С. и др. О связи между фазовым состоянием углеводородов в залежах и геохимическими свойствами нефтегазоносных толщ. — Геология нефти и газа, 1975, № 4, с. 55-63.

Еременко Н.А., Красный Л.И. Объяснительная записка к карте нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Недра, 1978. 150 с.

Еременко Н.А., Максимов С.П. Особенности размещения скоплений нефти и газа в предгорных прогибах и примыкающих к ним погруженных частях платформ. — Геология нефти и газа, 1960, № 6, с. 12-18.

Жабров И.П. Развитие складчатой структуры Западно-Кубанского передового прогиба. — Тр. КФВНИИ, 1959, вып. 1, с. 166-189.

Зоненшайн Л.П., Поникаров В.П., Уфлянд А.К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. — Геотектоника, 1966, № 5, с. 3-18.

Иванов Ю.А., Кирюхин Л.Г. Нефтегазоносность подсолевых отложений Прикаспийской и Среднеевропейской впадин. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 135-144.

Ископаемые органогенные постройки — рифы, методы их изучения и нефтегазоносность/ Под ред. М.И. Варенцова, Р.Ф. Геккера. М.: Наука, 1975. 233 с.

Казанцев Ю.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Уфа: БФ АН СССР, 1974. 25 с.

Казанцев Ю.В. Складчато-надвиговые структуры Равнинного Крыма. Уфа: БФ АН СССР, 1979а. 55с.

Казанцев Ю.В. Аллохтонные структуры Горного Крыма и перспективы нефтегазоносности Крымского полуострова. Уфа: БФ АН СССР, 1979б. 47 с.

Калинин Н.А., Кузнецов Ю.Я., Высокый В.И., Раабен В.Ф. Особенности нефтегазоносности краевых прогибов. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 16-22.

Калугин П.И. Южный Копетдаг. Ашхабад: Ыльям, 1977. 213 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 211 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Сравнительная тектоника Предуральского, Предкарпатского, Предальпийского и Люблино-Львовского прогибов. — В кн.: Орогенный этап развития варис-

цид Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 92-104.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Предуральский краевой прогиб и оценка его нефтегазоносности. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 103-109.

Кастерас М. Пиренеи. — В кн.: Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000. М.: Наука, 1964, с. 220-225.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинали на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 168 с. (Тр. ИГН; Вып. 34).

Керри Дж., Мур Д. Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса в Бенгальской геосинклинали. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 327-339.

Кинг Р.Е. Разведка на нефть в Северной Америке. — Нефть, газ и нефтехимия, 1980, № 5, с. 5-11.

Кинг Ф.Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1969. 170 с.

Кинг Ф.Б. Тектоника Северной Америки: Объяснительная записка к Тектонической карте. М.: Мир, 1972. 225 с.

Кириллова И.В., Петрушевский Б.А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 17(1), с. 5-22.

Киселев А.Е., Кульчицкий Я.О. Особенности развития конседиментационных поднятий — высокоперспективных унаследованных ловушек нефти и газа (на примере Лено-Виллойской и Карпатской провинций). — Геотектоника, 1980, № 5, с. 38-50.

Клаар Э. Структурный очерк Восточных Альп. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 256-272.

Клецев К.А., Шени В.С., Иванов С.С. Разломы Кубы и возможный механизм их формирования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, № 2, с. 16-26.

Клубова В.А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. М.: Недра, 1973. 176 с.

Ковалько Н.Д. Субширотные поднятия восточной части Русской платформы и Предуральского прогиба, их значение для поисков нефти и газа. — Сов. геология, 1968, № 9, с. 42-56.

Кондратьев В.А., Дьяконов А.И., Корнеев В.И., Пекло В.П. Новые направления поисков нефти и газа в Западно-Кубанском краевом прогибе. — В кн.:

Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 84–86.

Коновалов В.И., Яловенко В.И. Складчатость западной части Терско-Каспийского передового прогиба и перспективы нефтегазоносности подсоловых юрских отложений. — Геология нефти и газа, 1981, № 7, с. 9–11.

Кордильеры Америки / Под ред. О.Э. Чайлдс, Б.У. Биб. М.: Мир, 1967, 241 с.

Королюк И.К. Карбонатные формации Прибайкалья. — В кн.: Тектоника и перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. М.: Наука, 1979, с. 96–107.

Королюк И.К. Формации краевых прогибов. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980 а, с. 39–45.

Королюк И.К. Карбонатные формации. — В кн.: Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980б, с. 84–89.

Королюк И.К., Кириллова И.А., Меламуд Е.Л., Сидоров А.Д. Структурные и формационные особенности южного окончания Предуральского прогиба. — В кн.: Геология и разработка нефтяных месторождений востока Волго-Уральской провинции. М.: Наука, 1975, с. 25–29.

Королюк И.К., Максимова С.В. К вопросу о классификации карбонатных формаций. — В кн.: Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980, с. 74–83.

Косминская И.П., Шейнманн Ю.М. Некоторые закономерности строения и эволюции земной коры межгорных и краевых прогибов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 11 (3), с. 5–16.

Косыгин Ю.А., Луцицкий И.В. Структуры ограничений древних платформ. — Геология и геофизика, 1961, № 10, с. 42–49.

Коцера В.В., Гурова А.Д., Назаров Д.А., Кабанов А.И. Особенности строения краевых прогибов Предкавказья и перспективы их нефтегазоносности. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 87–91.

Кравченко К.Н., Смирнов Л.И., Кошелев Н.И. и др. Перспективы открытия месторождений нефти и газа в Предкопетдагской нефтегазоносной области. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 198–203.

Крашенинников Г.Ф. Фации, генетические типы и формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 3–13.

Кропоткин П.Н., Шахверстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965, 366 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).

Красильников Б.Н. Условия возникновения древних прогибов типа краевых. — Геология и геофизика, 1968, № 6, с. 25–34.

Крылов Н.А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука, 1971, 154 с.

Кузнецов Г.А. Эволюция и общая направленность развития краевых (передовых) прогибов. — В кн.: Совещание по проблеме "Прогибы": Тез. докл. Л.: НИИГА, 1966, с. 11–14.

Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978, 110 с.

Лемуан М., Муратов М.В., Хаин В.Е. Альпийско-Средиземноморская область. Общие замечания. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978, с. 274–284.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975, 133 с.

Летавин А.И. Новые данные о складчатом основании Предкавказья. — Новosti нефт. техники, 1959, № 7, с. 8–11.

Лисовский Н.Н., Афанасьев В.С., Барыкин И.В. и др. Закономерности размещения залежей нефти и газа в Предуральском краевом прогибе Башкирии. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 110–116.

Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 40–49.

Лютцнер Г., Грумбт Э., Эдленберг Ю., Фальк Ф. Варисцидские молассы Средней Европы. — В кн.: Орогенный этап развития варисцид' Средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977, с. 7–31.

Максимов С.П., Клецев К.А., Шелин В.С. и др. Особенности строения нефтяных месторождений Кубы. — Геология нефти и газа, 1976, № 9, с. 70–76.

Макимова С.В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 90 с.

Макимова С.В., Розонова Е.Д. Фации, стратиграфия и мощности карбонатных отложений D₃-C₁ по данным бурения Березниковских скважин. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 73–81.

- Масляев Г.А. Платформенные и орогенные формации осадочного чехла Предкавказья и их палеоструктура. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 59—68.
- Мейерхоф А., Хаттен Ч. Багамский выступ Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 123—145.
- Меламуд Е.Л. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья. М.: Наука, 1981. 90 с.
- Меланхолина Е.Н. Складчатая система невадид Южных Кордильер. М.: Наука, 1967. 128 с.
- Мелихов В.Н., Кравченко Ю.К., Аширмамедов М.А. и др. Новые данные о геологическом строении Предкопетдагского прогиба в связи с направлением поисково-разведочных работ на нефть и газ. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1979, № 4, с. 3—8.
- Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., Хатьянов Ф.И. и др. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Наука, 1974. 139 с.
- Михайлов А.Е. Основные этапы развития Предкарпатского передового прогиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, № 3, с. 15—20.
- Мкртчян О.М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. М.: Наука, 1964. 118 с.
- Мкртчян О.М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 1980. 135 с.
- Монли Л.Е. Перспективы нефтегазоносности зоны надвигов в штатах Айдахо-Вайоминг. — В кн.: Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки. М.: Недра, 1974, с. 243—258.
- Монтадер Л., Уиннок Э., Делтье Ж., Грау Дж. Континентальные окраины вдоль побережья Галисии-Португалии и в Бискайском заливе. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 2, с. 5—27.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
- Моссаковский А.А., Альбеар Х.Ф. Покровные структуры Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 100—118.
- Муратов М.В. Средиземноморский пояс и его районирование. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М.: ТАСС, 1978а, с. 3—4.
- Муратов М.В. Особенности тектоники Гималаев в связи с проблемой принадлежности их к геосинклинальным областям. — В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978б, с. 71—80.
- Муратов М.В., Хаин В.Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. — В кн.: Орогенные пояса. М.: Наука, 1968, с. 49—53.
- Муратов М.В., Цейслер В.М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 5, с. 5—22.
- Муратов М.В., Цейслер В.М. Горный Крым и Керченский полуостров. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978, с. 489—493.
- Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. М.: Недра, 1950. 128 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 47).
- Наливкин Д.В. Учение о формациях. М.: Изд-во АН СССР, 1955—1956. 534 с.
- Нефтегазоносность и глобальная тектоника / Под ред. А. Лж. Фишера, Ш. Дядсона. М.: Недра, 1978, с. 237.
- Николаевский А.С. Верхнемеловой нефтегазоносный рифовый комплекс в северо-восточной Сибири. — Геология нефти и газа, 1972, № 9, с. 71—76.
- Огаринов И.С., Хатьянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. — Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3, с. 678—681.
- Оксбург Э.Р. Восточные Альпы. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 141—162.
- Оленин В.Б., Соколов Б.А. Нефтегазоносность и тектоника плит. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 125—134.
- Оффман П.Е., Буш Э.А. Приуралье — это система разновозрастных грабенообразных прогибов. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 124—129.
- Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.
- Павловский Е.В. Новое о тектонике Пиренеев. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 36—70.
- Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов А.И., Сидоренко С.Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование

Черноморской впадины. М.: Наука, 1976, с. 82–85.

Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки/ Под ред. И.Х. Крама. М.: Недра, 1974, 631 с.

Петерсон Дж. А., Хайт Р. Дж. Пенсильванские эвапорито-карбонатные циклы и их взаимосвязь с залежами (распространением) нефти в южной части Скалистых гор. — В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1974, с. 126–160.

Петрушевский Б.А. О тектонической природе Гималаев. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 14, вып. 1, с. 5–30.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 130 с. (Тр. НИИГА; Т. 166).

Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи/ Под ред. К. Найта. М.: Мир, 1980. Т. 2. 699 с.

Полухтович Б.М., Попадюк И.В., Самарский А.Д., Хныкин В.И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Индоло-Кубанского прогиба. — Геология нефти и газа, 1981, № 1, с. 43–47.

Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов/ Под ред. М.И. Варенцова. М.: Недра, 1973. 231 с.

Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 153 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 28).

Пуцаровский Ю.М. Предвархоянский прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Наука, 1960, т. 5, вып. 5.

Пуцаровский Ю.М. Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 27–41.

Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского кольца. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 74–92.

Пуцаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1, с. 3–12.

Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. М.: Наука, 1972. 222 с.

Пуцаровский Ю.М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 903–905.

Раабен В.Ф., Толстой Н.С., Галимов Л.В. Некоторые данные о Северо-Аляскинском нефтегазоносном бассейне

и гигантском месторождении Прудхо-Бей. — Сов. геология, 1974, № 7, с. 138–142.

Расцветаев Л.М. Основные черты строения молассовой формации Копетдага. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 162–165.

Резанов И.А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Харасанских гор: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1959. 24 с.

Резанов И.А., Шевченко В.И. Новые представления о глубинном строении некоторых прогибов альпийской складчатой области. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 5, с. 16–25.

Резвой Д.П. Тектоника Гималаев (развитие представлений и современное состояние проблемы). — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 348–365.

Резвой Д.П. Тектоника области сочленения Предгималайского предгорного прогиба с Гималаями. — Тр. НИЛЗарубежгеологии, 1971, вып. 22, с. 40–55.

Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — Геотектоника, 1968, № 3, с. 3–29.

Родникова Р.Д., Зорина Ю.Г., Афанасьева М.М., Пшеникина И.А. Нефтегазоносность краевых прогибов юго-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 221–226.

Романов Л.Ф., Славин В.И. Тектоническое положение и происхождение Преддобруджинского прогиба. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 5, с. 77–87.

Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 6, с. 21–32.

Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Рябухин А.Г. Об изменении мощностей кайнозойских отложений в пределах Предкубинского передового прогиба. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 5, с. 27–30.

Рябухин А.Г. Структура Мексикано-Карибского региона по данным космических съемок. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 107–116.

Саркисян С.Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 191 с.

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 171 с.

Соколов Б.А., Ларченко Е.П. Особенности формирования Предверхоанского краевого прогиба, обуславливающие его газоносность. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазосность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 183—188.

Сологуб В.Б., Чекунов А.В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 17—29.

Сондерс Дж. Остров Тринидад. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, с. 2, с. 334—346.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — Докл. АН СССР, 1977, т. 214, № 6, с. 347—353.

Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран/Под ред. И.В. Высоцкого. М.: Недра, 1976. Т. 2, 576 с.; Т. 1. 599 с.

Спрингс К.Я. К вопросу о развитии краевых прогибов. — Тр. ИГ АН ЛатССР, 1961, вып. 7, с. 3—14.

Стасенков В.В., Гасангусейнов Г.Г., Коновалов В.Н. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности района сочленения складчатых структур Чечено-Ингушетии и Дагестана. Нефтегазовая геология и геофизика, 1980, № 12, с. 2—5.

Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского тектонического пояса. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 40—49.

Султанаев А.А. Палеотектоника Тимано-Печорской нефтегазосной провинции в карбоне и перми. — Тр. ВНИГРИ, 1971, вып. 303, с. 65—102.

Сягаев Н.А. Внешние прогибы материковых областей (в связи с проблемой классификации). — В кн.: Совещание по проблеме "Прогибы": Тез. докл. Л.: НИИГА, 1966, с. 8—11.

Тальвицкий Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазосной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.

Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000/Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.

Тектоника Африки/Под ред. Ю. Шурберта, А. Фор-Мюре. М.: Мир, 1973. 517 с.

Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000/Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, Н.С. Шатского. М.: Наука, 1964. 362 с.

Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды/ Под ред. А.В. Пейве и др. М.: Наука, 1978. 587 с.

Тектоника Северной Евразии: Карта и объяснительная записка к ней/ Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 583 с.

Теодорович Г.И. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов. — Узб. геол. журн., 1959, № 3, с. 9—21.

Уайз Р. Подвижная часть бассейна Папуа (бассейн Галф). — В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980, т. 2, с. 485—492.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фашии в геологической истории. М.: Недра, 1980. 462 с.

Успенская Н.Ю., Таусон Н.Н. Эпиформенные орогенетические области Скалистых гор. — В кн.: Нефтегазосные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1972. 295.

Утоленников В.К. Анализ тектонического строения и особенности размещения залежей нефти и газа Бельской впадины Предуральского прогиба в связи с перспективами нефтегазосности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 22 с.

Утробин В.Н., Вишняков И.Б., Карпенчук Ю.Р. Тектоника внешней зоны Предкарпатского прогиба в свете новых материалов сейсморазведки и бурения. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазосности УССР. Львов, 1974, вып. 9, с. 36—43.

Ушаков С.А., Федынский В.В., Галушкин Ю.И. и др. Геотектоническая природа краевых (предгорных) прогибов в связи с их нефтегазосностью. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазосность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 23—28.

Феликс В.П., Медведев В.Я. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, № 1, с. 24—36.

Фолкон Н. Южный Иран: Горы Загрос. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1, с. 248—263.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника Северной и Южной Америки, Антарктиды и Африки. М.: Недра, 1971. 547 с.

Хасанов Ф.Ш. О миграции передовых прогибов и их связи с краевым швом (на примере Предверхоанья). — Жизнь Земли, 1980, № 14, с. 42—50.

Хатьянов Ф.И. Краевые прогибы, их нефтегазоперспективные структуры и геодинамика земной коры (в свете

геофизических данных). — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 29–38.

Хачатрян Р.О., Громека В.И. Геотектонические соотношения Предуральского прогиба с поперечными структурами края Русской плиты. — В кн.: Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М.: Недра, 1973, с. 78–87.

Хачатрян Р.О., Громека В.И. О субпоперечной тектонической зональности краевых прогибов и ее влиянии на распределение месторождений нефти и газа. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 46–53.

Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 350 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 37).

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — В кн.: Вулканогенные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 7–29. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 403 с.

Хорхе Альварado Р. Фазовое состояние углеводородов в недрах Предандийского прогиба. — В кн.: Докл. X науч.-техн. конф. инж. фак. УДН им. Патриса Лумумбы. М., 1975а, с. 55–61.

Хорхе Альварado Р. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Предандийского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: УДН, 1975б. 30 с.

Цейслер В.М. Анализ формаций как метод изучения тектонических структур в различных бассейнах осадконакопления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 17, № 5, с. 139–149.

Цейслер В.М. Об иерархии понятий при формационном анализе. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 11, с. 10–21.

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972. 176 с.

Чеников К.Р., Буровой А.М., Меламуд Е.Л. и др. Литолого-палеотектонические особенности формирования и распределения поровых коллекторов в Предуральском краевом прогибе. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 117–123.

Черский Н.В., Мокшанцев К.Б., Бодунов Е.И. и др. Нефтегазоносность Вилкойской синеклизы и Предверхоанского прогиба. — В кн.: Нефтегазоносность Западной Якутии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 3–14.

Черский Н.В., Мокшанцев К.Б., Сафронов А.Ф. Формирование региональных зон нефтегазоаккумуляции в мезозойских прогибах северо-востока Сибирской платформы. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 168–173.

Чехович В.Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 82–97.

Чичмарев В.Г. Приверхоанский прогиб. — В кн.: Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М.: Недра, 1973, с. 179–192.

Шарданов А.Н. Современная структура Предкавказья и Степного Крыма. — Геология нефти и газа, 1959, № 9, с. 19–24.

Шарданов А.Н. О формировании и размещении месторождений нефти и газа в Западном Предкавказье. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967, с. 610–614.

Шатский Н.С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. — Избр. тр. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 475–494.

Шатский Н.С. О геологических формациях. — Избр. тр. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 7–12.

Шершнев К.С., Софронович П.А. Геология и нефтегазоносность Предуральского краевого прогиба в пределах Уфимско-Печорского междуречья. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 130–136.

Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 25).

Шерба В.М., Килын И.В. Влияние блокового строения фундамента Предкарпатского прогиба на структуру и нефтегазоносность альпийского чехла. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 80–83.

Шербаков О.А. Особенности соотношения франско-турнейского структурного плана с современным строением краевой складчатой зоны Среднего Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь: Перм. политехн. ин-т, 1974, с. 113–121.

Эктова Л.А., Бельговский Г.Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 62–71.

Энциклопедия региональной геологии мира/ Под ред. Р.У. Фейрбриджа. Л.: Недра, 1980. 510 с.

Юдин Г.Т., Байрак И.К. О перспективах нефтегазоносности юго-восточной

части Западно-Кубанского прогиба. — В кн.: Геологические критерии поисков залежей нефти и газа в мезозое Предкавказья. М.: ИГиРГИ, 1975, с. 80–87.

Яншин А.Л. Перспективы открытия калийных солей на территории Сибири. — Геология и геофизика, 1962, № 10, с. 3–22.

Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52(5), с. 42–69.

Ярош Б.И. Тектонические разрывы в Предкарпатском прогибе и их роль в распределении залежей нефти и газа. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. М.: Наука, 1980, с. 74–77.

Anschutz P.F. Overthrust Belt: will it double US gas reserves? — Oil and Gas J., 1980, vol. 190, N 1, p. 111–116.

Cabrit J.P. French take big risks, find deep gas near Pyrenées. — World Oil, 1969, N 4, p. 71–74.

Casteras M. Les Pyrenées. — In: Géologie de la France. Doin, 1974, vol. 2, p. 296–342.

Гéologie de la France, sous la direction de J. Debelmas: Vol., 1, 2. Doin, 1974, 540 p.

Dennison J.M. Gravity tectonic removal of cover of Blue Ridge anticlinorium to form Valley and Ridge province. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 10, p. 1470–1476.

Diemer R.A. et al. Development in West Texas and eastern New Mexico in 1979. — BAAPG, 1980, N 9, p. 1369–1376.

Dunnington H.V. Stratigraphical distribution of oilfields in the Iraq-Iran-Arabia Basin. — J. Inst. Petrol., 1967, vol. 53, N 520, p. 32–39.

Falcon N.L. Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range. — In: Time and place in Orogeny. L.: Geol. Soc., 1969, p. 9–22.

Froidevaux C.M. Tertiary Tectonic history of Salawati area, Irian Jaya, Indonesia. — BAAPG, 1978, N 7, p. 1127–1150.

Grunau H.R. Generation, migration, entrapment and retention of hydrocarbons in the Middle East. Petrol. Times, 1977, June 10, p. 33–43.

Hahisch J. A "Sigsbee Knoll" in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents. — Ibid., 1978, vol. 62, N 11, p. 2232–2242.

Hatcher R.D. Jr. Recent trends in thought and research on southern Appala-

chian tectonics. — Southeast. Geol., 1972, vol. 14, N 3, p. 131–151.

Henson F.R. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. — BAAPG, 1950, vol. 34, N 2, p. 215–238.

Henson F.R. Observations on the geology and petroleum occurrences of Middle East. — In: 3d World Petrol. Congr. Proc. Sec. 1. The Hague, 1952, p. 118–140.

Ithan E. Toros-Zagros folding and its relation to middle oil field. — BAAPG, 1967, vol. 51, N 5, p. 651–667.

Kamen-Kaye M. Geology and productivity of Persian Gulf sinclorium. — BAAPG, 1970, vol. 54, B 12, p. 2371–2394.

Kashfi M.S. Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline southwestern Iran. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, p. 1486–1490.

Klemme H.D. The giants and the supergiants. — Oil and Gas J., 1971, N 9/11, p. 70–78.

Lammerer B. Struktur des Alpenrandes zwischen Inn und Bodensee im Satellitenbild. — Geol. Rdsch., 1976, Bd. 65, H. 2, S. 525–535.

Lecompte M. Die Riffe in Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. — Geologica et palaeontologica (Marburg), 1970, Bd. 4, S. 25–71.

Lees G.M. Some structural and stratigraphic aspects of the oilfields of the Middle East. — In: 18th Intern. Geol. Congr. L., 1950, pt 6, p. 35–44.

McCaslin J.C. Appalachian basins gas reserves lie en wait. — Oil and Gas J., 1972, vol. 70, N 25, p. 85.

McNabb J. Giant oil and gas-bearing basins on the margins of the plates. — Oil and Gas J., 1975, vol. 73, N 40, p. 75–77.

McQuillan H. Small-Scale fracture density in Asmari formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. — BAAPG, 1973, vol. 57, N 12, p. 2367–2385.

Miller R. Structural setting of hydrocarbon accumulation in folded southern Appalachians. — Ibid., 1973, vol. 57, N 12, p. 2419–2327.

Mullins H.T., Lyntys G.W., Neumann C., Ball M.M. Characteristics of deep Bahama Channels in relation to Hydrocarbon potential. — Oil and Gas J., 1978, vol. 62, № 4, p. 693–704.

Murriss R.J. Stratigraphic Evolution and Oil Habitat Middle East. — Ibid. 1980, vol. 64, N 5, p. 597–618.

Norris P.K., Bally A.W. Coal, oil, gas and industrial mineral deposits of the interior plains, foothills and rocky mountains of Alberta and British Columbia. — In: XXIV Intern. Geol. Congr., Montreal, 1972, 110 p.

Oil and gas fields of Australia, Papua New Guinea and New Zealand/ Red. L.R. Beddoes. Singapore, 1973, p. 382.

Parkinson D. Lower Carboniferous reefs of Northern England. — BAAPG, 1957, vol. 41, N 3, p. 511–537.

Setudehnia F.F. The mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. — Petrol. Geol. J., 1978, vol. 1, p. 3–42.

Schäfer P., Schowbari-Daryan B. Die Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen in drei oberhätischen Riff-Komplexen der Nordlichen Kalkalpen (Salzburg, Österreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1978, N 2, S. 73–96.

Schoeffler J. Etude structurale des formations molassiques du Piedmont nord des Pyrénées. — Rev. Inst. franç. pétrole, 1973, N 4, p. 515–550; N 5, p. 639–666.

Souquet P., Peybernès B. Distinction de deux bassins crétacés d'âge différent dans la zone du flysch, entre les vallées du Salat et de l'Arize (Pyrénées centrales). — C. r. Soc. géol. France, 1970, N 8, p. 321–322.

Souquet P., Lanau M. Contribution à l'étude des flysch nord-pyrénéens: le flysch ardoisier et le flysch à *Fucoides* des bassins internes ariégeois. — Ibid., 1972, N 1, p. 18–20.

Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: Review. — BAAPG, 1968, vol. 52, N 7, p. 1229–1258.

Taraz H. Permo-Triassic section in Central Iran.—Ibid., 1969, vol. 53, p. 688–693.

Tectonic map of the United States/ Chairmain G.V. Cohee, scale 1:2 500 000. Wash., 1962.

Tysdal Russell G. Paleozoic and Mesozoic stratigraphy of the northern part of the Ruby Range, southwestern Montana.— Geol. Surv. Bull., 1976, N 1405–1, iv., p. 126.

Tikrity S.S., Al-Ani. Precambrian basement of Iraq. — In: 8th Arab. Petrol. Congr. Alger, 1972, Paper N 96 (B-3), p. 1–6.

Vincelette R.R., Soeparjadi R.A. Oil-bearing reefs in Salawati basin of Irian Jaya, Indonesia. — BAAPG, 1976, N 9, p. 1448–1462.

Weaver O.D. Cambro-Ordovician objectives Appalachian Valley and Ridge gas.— Oil and Gas. J., 1974, vol. 72, N 31, p. 76–91.

Webster R.E. Evolution of S. Oklahoma aulacogen. — Ibid., 1980, N 7, p. 150–172.

Webster R.E. Structural analysis of Devils River upliftsouthern Val-Verde Basin, South West Texas. — BAAPG, 1981, N 2, p. 221–241.

Winok E. Le bassin d'Aquitaine. — In: Géologie de la France. Doin, 1974, vol. 1, p. 259–293.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть I	
КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ РАЗЛИЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ	
Глава 1	
Общая характеристика краевых прогибов, их изученность и классификация . . .	5
Основные определения	5
Изученность краевых прогибов	7
Классификация краевых прогибов	12
Глава 2	
Структурные позиции краевых прогибов, их строение и нефтегазоносность . . .	14
Краевые прогибы Средиземноморского складчатого пояса	15
Краевые прогибы Урало-Монгольского и Арктического складчатых поясов . . .	67
Краевые прогибы Индонезийского складчатого пояса	69
Краевые прогибы Атлантического складчатого пояса	72
Краевые прогибы Тихоокеанского складчатого пояса	82
Соотношения краевых прогибов с различными блоками земной коры	109
Часть II	
ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ	
Глава 3	
Формации зон сочленения платформ и складчатых областей	111
Некоторые общие положения формационного анализа	118
Краткая характеристика основных классов формаций орогенных комплексов краевых прогибов	123
Карбонатные формации зон сочленения платформ и складчатых областей	128
Формационные ряды зон сочленения платформ и складчатых областей	137
Глава 4	
Структурные особенности краевых прогибов	141
Региональные факторы, определяющие структуру краевых прогибов	141
Структурные особенности краевых прогибов	148
Структурные модели краевых прогибов	155
Глава 5	
Эволюция краевых прогибов и позднейшие их преобразования	161
Особенности краевых прогибов различных тектонических циклов	161
Погребенные краевые прогибы	163
Активизированные краевые прогибы	164
Морские продолжения краевых прогибов	170
Глава 6	
Нефтегазоносность краевых прогибов	173
Структурные предпосылки нефтегазоносности краевых прогибов и размещение скоплений нефти и газа по структурным зонам	175
Формационные предпосылки нефтегазоносности краевых прогибов и размещение скоплений нефти и газа по стратиграфическим комплексам	182
Общие закономерности размещения скоплений нефти и газа в краевых прогибах разного возраста	187
Заключение	193
Литература	197

2 р. 80 к.

3940