

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

# Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ

*(Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)*

*Васильев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1970

В сборнике изложены результаты новых исследований, посвященных структуре молодых платформ и особенностям вещественного состава их осадочного чехла. Рассмотрены вопросы, связывающие специфику развития молодых платформ, локализацию в них нефтеносных и газовых залежей и общие перспективы нефтегазовосности на примере энигерцианской платформы юга СССР.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР

*М. Ф. МИРЧИНК*

## ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ХАРАКТЕРЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ В МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

Учение о стадийности геотектонического процесса, разработанное в последние десятилетия выдающимися советскими и зарубежными тектонистами — В. В. Белоусовым, С. Н. Бубновым, М. В. Муратовым, В. Е. Хапным, Н. В. Шатским, Г. Штилле, А. Л. Яншиным и другими, позволило решить ряд частных вопросов, связанных с развитием структуры отдельных регионов, и более детально разработать характеристики отдельных стадий геосинклинального процесса. Особое внимание исследователей привлек заключительный этап развития геосинклиналей, с которым связано наибольшее количество месторождений металлических полезных ископаемых. Наиболее подробно основные закономерности этого этапа освещены в работах Л. Б. Рухина (1953), Н. М. Силицына (1958), Ю. М. Пущаровского (1959, 1960), Н. П. Хераскова (1963, 1964), А. А. Моссаковского (1965, 1967) и других авторов.

Позднегеосинклинальный (или орогенный) этап характеризуется в целом общим воздыманием складчатой области, на фоне которого происходят локальные дифференцированные и очень контрастные движения. Эти процессы сопровождаются интенсивным эффузивным и интрузивным магматизмом (в том числе формированием батолитовых тел) и активацией многих зон глубинных разломов, интенсивными процессами складчатости и метаморфизма. Формируются особые типы отрицательных структур: а) остаточные геосинклинальные прогибы, в которых накапливаются формации, сходные с геосинклинальными формациями предыдущих этапов, но более насыщенные вулканическим материалом; б) передовые прогибы, формирующиеся далеко не повсеместно у внешнего края складчатых областей и выполненные своеобразным набором формаций; в) различные паложённые впадины и прогибы, часто дискордантные по отношению к подстилающим структурам, но наследующие общие их простирания, — наиболее распространенная форма прогибов описываемого этапа.

Одна из наиболее характерных черт прогибов — их линейность и складчатость, которая является чаще всего полной во внутренних прогибах и промежуточной в краевых. В центральных частях некоторых очень широких внутренних прогибов также местами отмечается промежуточная складчатость. К числу наиболее характерных формаций позднегеосинклинального этапа относятся молассовая, терригенно-карбонатная, вулканогенная и угленосная.

В складчатых областях разного возраста процессы последнего этапа развития отличаются длительностью, интенсивностью, наличием или отсутствием внутренней стадийности. Поскольку рассмотрение этих вопросов не входит в задачу настоящей работы, мы не будем на них останавливаться, ограничившись лишь более или менее подробной характеристикой позднегеосинклинального герцинского этапа.

Окончательное завершение геосинклинального развития в складчатой области еще не означает обязательного превращения ее территории в молодую платформу, однако этот процесс встречается настолько часто, а ко-

личество молодых платформ или молодых плит на земном шаре столь велико, что большинство исследователей считает этот процесс, возникающий при определенных, еще не познанных геотектонических условиях, доказанной закономерностью.

Изучение молодых платформ показало, что «взаимоотношения между осадочным чехлом и фундаментом на молодых платформах оказываются более сложными, чем на древних» (Ханин, 1964, стр. 242). В последние годы в результате выделения авлакогеновых структур Н. С. Шатским (1955) и их более детального изучения на территории Русской и Сибирской платформ (Новикова, 1960; Косыгин и др., 1962; и др.) несколько изменилось представление и о древних платформах как о повсеместно двухъярусном крупном геотектоническом элементе. Накопленный фактический материал позволил многим исследователям обособить этап, разделявший стадию развития с бесспорно геосинклинальными признаками и стадию типично платформенную. Значительная часть авторов при этом выделяет для описываемого этапа признаки, которые, по их заключению, позволяют относить его или к самым последним стадиям геосинклинального процесса, или же, наоборот, к самым начальным стадиям платформенного. Терминологические определения этого этапа отражены в табл. 1.

Таблица 1

Терминология, предложенная различными авторами

Предложенный термин	Автор	Район выделения тектонотипа
Остаточная геосинклинальная система	Пейве, Сипицын, 1950	Герциниды Тянь-Шаня
Нижний платформенный комплекс	Шатский, 1951	Территория восточного склона Урала
Тафрогеосинклиналь	Кэй, 1955	Территория герцинид Аппалачей
Позднегеосинклинальная стадия регенерации (повторного горообразования)	Кузнецов, 1956	
Начальная орогенная стадия платформ (образование катаплатформенных формаций)	Херасков, 1962, 1963, 1964	
Нижний структурный ярус чехла молодых платформ	Яншин, 1962, 1965; Гарецкий и др., 1963; Гарецкий, 1964; Вольвовский и др., 1966	Туранская и Западно-Сибирская плиты (с нашей точки зрения, разделение этих двух комплексов не-правильно)
Верхний структурный ярус фундамента молодых платформ	Гарецкий и др., 1963; Гарецкий, 1964; Ханин, 1964; Куприн, 1965; Яншин, 1965; Вольвовский и др., 1966	
Часть молассового комплекса геосинклиналей	Муратов, 1964, 1965	
Парагеосинклинальный структурный этаж фундамента	Гураи и др., 1964	
Стадия верхних моласс орогенного комплекса и горообразовательная стадия	Моссаковский, 1965, 1967	Западно-Сибирская плита
Базальные слои чехла молодых платформ	Варенцов, Левенко, 1963, 1964; Левенко, 1967 а, б	Туранская плита

Другая группа исследователей стремится доказать самостоятельность этого этапа и невозможность его включения ни в геосинклинальную, ни в платформенную стадии развития. К числу наиболее важных признаков так называемого переходного, или промежуточного, комплекса, сформировавшегося в этот этап, относятся:

1) своеобразие формаций, резко отличных от платформенных и менее резко — от позднегеосинклинальных;

2) почти полное отсутствие интрузивного магматизма при достаточно широком развитии вулканогенных толщ;

3) специфичность негативных тектонических форм и характер дислокаций пород (от почти горизонтального залегания до появления полной складчатости);

4) широкое развитие разрывных нарушений и их влияние на распределение мощностей и формаций переходного комплекса;

5) резкое отличие структурного плана комплекса от выше- и нижерасположенных структурных этажей и соответственно резкое угловое несогласие как в его основании, так и в кровле.

Ниже приводится табл. 2, которая отражает основное развитие представлений о переходном комплексе как самостоятельном геотектоническом этапе.

Таблица 2

Терминология, предложенная различными авторами

Предложенный термин	Автор	Район выделения тектонотипа
Посторогенная (анорогенная) стадия	Klaus, 1927; Claessner, Teichert, 1947; Termier, 1952; Trumpry, 1960	Альпы, герциниды Западной Европы
Парагеосинклиналь (полуплатформа)	Сапожников, 1948; Белоусов, 1954, 1962	
Переходный комплекс (этап)	Рухин, 1953, 1955; Летавин, Крылов, 1959; Мирчинк и др., 1962, 1963, 1966а, б; Крылов и др., 1964; Крылов, Летавин, 1966а, б; Тузов, 1966а, б, 1967; Дитмар, 1966	Древние платформы (И. К. Тузов), области каледонской (В. И. Дитмар, Н. А. Крылов и др.) и герцинской (остальные авторы) складчатости
Второй структурный этап молодой платформы	Годин и др., 1958; Тузов, 1962	Туранская и Западно-Сибирская плиты
Промежуточный структурный ярус	Косыгин, Лучицкий, 1960; Дубинский, 1960; Дубинский и др., 1965; Борисов, 1967; Судариков, 1967; Фотиади, 1967	Территории древних (Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий) и эпигерцинских (остальные авторы) платформ
Постгеосинклинальный (постгеосинклинальный) этап (период)	Пущаровский, 1959, 1960; Обуэн, 1967	Мезозойды Северо-Востока СССР, Альпы, герциниды Западной Европы
Предчехольный этап развития	Соболевская, 1963, 1965	Эпигерцинские плиты

Приведенные в табл. 1 и 2 взгляды различных авторов не отражают, естественно, всей сложности возникшей в последнее время ситуации и не учитывают все работы, посвященные интересующему нас вопросу. Несовпадение точек зрения отдельных авторов, даже сравнительно близко трактующих геотектоническое положение описываемого комплекса, отсутствие общепринятой терминологии, различное толкование одного и того же фактического материала и другие трудности отнюдь не способствуют выработке решения, приемлемого для большинства специалистов. Дело доходит до парадоксов. Так, например, А. И. Левенко (1967б) указывает, что для территории запада Средней Азии существует шесть различных точек зрения на геотектоническое положение пермо-триасовых отложений, залегающих между фундаментом молодой платформы и ее чехлом. Причем некоторые исследователи (Геологические условия..., 1963; Быков и др., 1967), признавая геотектоническое единство этого района, допускают возможность отнесения этих образований в одних районах к платформенному чехлу, в других — к типично геосинклинальным формациям фундамента, в третьих — к орогенному комплексу позднегеосинклинального этапа развития.

А. И. Левенко отмечает, что подобная ситуация «отражает сложность рассматриваемого явления, обусловленного многообразием процесса раз-

вития платформенных областей, для которых издавна устанавливалось представление стабильности» (Левенко, 1967б, стр. 97). К этому следует добавить, что многообразен не только начальный процесс формирования платформенной области, но и последние этапы развития геосинклинали — эпохи промежуточные, а также типы геотектонических элементов, возникших на месте бывших геосинклинальных систем.

По-видимому, в настоящее время не может быть найдено компромиссное решение, удовлетворяющее всем точкам зрения исследователей различных школ. Причина здесь не только в неодинаковой трактовке искомого фактического материала, но и в явно недостаточном количестве последнего. Не только по отдельным районам, но и по целым регионам данные, за исключением редких и зачастую противоречивых геофизических материалов, отсутствуют.

Оппонирующие авторы уже неоднократно излагали в печати свои соображения в доказательство той или иной точки зрения. Практически в любой из работ, приведенных в вышеупомянутых таблицах, можно найти достаточно полную аргументацию защищаемой точки зрения и критику представлений других авторов. Разделяя взгляды на тектоническую самостоятельность описываемого этапа развития, автор настоящей статьи, не повторяя доводов своих предшественников, приводит некоторые дополнительные соображения, оперируя материалами по геологии пермских и триасовых отложений эпигерцинской платформы юга СССР.

Принимая за основу выделения орогенного и переходного комплексов степеней метаморфизма пород, а также наличие (или отсутствие) интрузивного кислого магматизма, особенно батолитического типа, можно говорить о значительной одновременности окончания герцинского этапа развития на территории, протягивающейся от Карпат до Тянь-Шаня. На большей части Мизийской плиты болгарские и румынские геологи достаточно обоснованно включают триасовые отложения в состав платформенного чехла по их литологическому составу, степени дислоцированности и метаморфизма, характеру распространения и т. д. Здесь же, на территории Добруджи, триас имеет совершенно другой характер, в общих чертах соответствующий переходному комплексу в понимании геологов ИГиРГИ (Мирчинк и др., 1962, 1963; и др.). Еще севернее, на территории Преддобруджского прогиба, значительные сомнения в платформенном характере формирования вызывает уже вся мощная толща юрских отложений. Примерно то же наблюдается на территории Степного Крыма, где бесспорен геосинклинальный характер палеозойских отложений, платформенный — меловых и неясен — триасовых и юрских, которые здесь, по-видимому, могут быть выделены в качестве переходного комплекса.

На территории Западного Предкавказья временем окончания геосинклинального режима можно считать карбон, а в Восточном Предкавказье складчатый фундамент повсеместно включает нижнюю пермь. Соответственно и отложения переходного комплекса имеют в этих районах различный возрастной интервал (пермь — триас на западе и верхняя пермь — триас на востоке).

Еще более различен возрастной диапазон завершения геосинклинального процесса и начала формирования собственно платформенного чехла в Средней Азии, где, к сожалению, далеко не везде имеется палеонтологическая характеристика разрезов. На территории Горного Мангышлака (Левенко, 1967а) нижнепермский возраст отложений определен в 6 км выше подошвы каратауского комплекса, выделение которого в качестве переходного обосновали Н. А. Крылов и А. И. Летавин (1966б). Таким образом, не исключено, что нижняя часть его относится уже к карбону. На территории Северного Устюрта и в Мугоджарах время замыкания геосинклинального процесса точно не определено, однако верхняя возрастная граница отложений переходного комп-

лекса здесь, по данным Р. Г. Гарецкого и др. (1963), лежит уже в лейасе, в отличие от Горного Мангышлака, где она определяется карнийским ярусом.

Восточнее, в пределах Тянь-Шаня, анализ материалов А. Д. Мяклухо-Маклая (1963) и Т. А. Сикстель (1960) позволяет на территории Южного Гиссара считать временем окончания геосинклинального режима карбон, а началом формирования платформенного чехла — рэтский ярус. Таким образом, пермские отложения здесь целиком могут быть отнесены к переходному комплексу. Несколько севернее, в пределах Чаткальского хребта, вулканогенно-осадочный комплекс перми может быть отнесен к орогенной формации завершающей стадии развития герцинской геосинклинали. В пределах этого же района Тянь-Шаня, в Ферганском хребте, мощные юрские отложения складчатые и не могут быть отнесены к формациям платформенного чехла. Аналогичные образования также юрского возраста описаны в пределах Тургайского прогиба и еще севернее, на территории Западно-Сибирской эпигерцинской плиты (Соболевская, 1965).

Таким образом, возрастной диапазон периода перехода герцинид, расположенных южнее, восточнее и юго-западнее Русской платформы, в стабильную стадию молодых платформ крайне широк и охватывает значительный интервал времени, различного для отдельных зон, районов и областей. Наиболее распространенным интервалом являются пермь и триас, однако вышеуказанные отклонения не позволяют все отложения этого возраста относить к переходному комплексу. По-видимому, основным фактором начала, длительности и окончания переходного этапа к периоду развития молодых платформ является определение времени окончания орогенного этапа для различных районов герцинских складчатых областей. Лишь там, где развитие этого этапа определялось предшествовавшим формированием территории, могут быть сделаны определенные выводы. Таким районом является большая часть Мизийской плиты, где В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский предполагают наличие каледонского или более древнего срединного массива. Учитывая стабильность этого участка земной коры, можно считать, что платформенное развитие его в триасе не случайно. В других случаях недостаточность фактического материала просто не позволяет делать какие-либо однозначные аргументированные выводы.

Одним из приводимых нами аргументов, позволяющим выделять переходный этап развития как самостоятельный, является наличие специфических геотектонических структур, возникающих на границах молодых платформ с пограничными структурными элементами высших порядков. К таким структурным элементам относятся негативные структуры, развивавшиеся в пермо-триасовую или триасовую эпоху у областей зарождавшихся альпийских геосинклиналей. Это Предбалканская структурная зона на территории Болгарии (Йовчев, 1965), Лабино-Малкинская зона на северном склоне Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963), зона хр. Банди-Туркестан на территории Северного Афганистана (Туаев, 1964). Все эти зоны являлись территориями интенсивного прогибания в течение триаса или перми и триаса, когда в них накапливались формации, характерные для переходного этапа, а затем в юрском, меловом и последующих периодах развития альпийской геосинклинали они были вовлечены или в геосинклинальное прогибание с накоплением соответствующих осадков, или же в орогенное поднятие и складкообразование, охватившие территорию альпийского складчатого пояса. Характерной чертой всех этих структур является сравнительно раннее завершение переходного этапа развития в триасовом периоде. Складчатость альпийского этапа развития, затронувшая эти территории, чаще всего не позволяет отличить по степени дислоцированности отложения переходного

комплекса от выпележащих толщ, однако на их тектоническое различие уже указывалось (Милановский, Тимофеева, 1965).

Совершенно другого типа структуры отмечаются на границе молодых платформ с более древними структурными элементами. Для примера рассмотрим так называемый Преддобруджский прогиб на территории Молдавской ССР. Возможность рассмотрения этой структуры в качестве герцинского краевого прогиба уже опровергалась (Муратов, 1964; Панченко, 1965). Весьма вероятно, что специфика развития этой части территории связана именно с эпигерцинской платформой. Развитие прогиба с неполной инверсией постепенно затухает в юго-юго-восточном направлении, на территории Степного Крыма, где вышеуказанный прогиб имеет значительно меньшие мощности и степень дислоцированности отложений. Можно спорить о принадлежности отложений Преддобруджского прогиба к переходному комплексу или (хотя и с меньшей уверенностью) об их структурном положении на территории Степного Крыма, однако их отличие от выпележащих отложений несомненно (Панченко, 1965).

Несколько другой, но сходный тип структур может быть выделен в зонах эпигерцинской платформы и эпигерцинских структур, прилегающих к территории зоны каледонской складчатости. В качестве примера можно привести грабены Ферганского хребта и Большого Каратау, из которых наиболее выраженной является первая структура, где мощность юрских отложений, характерных для структур этого типа, достигает 3000 м (Крестников, 1962), а складчатость местами может быть охарактеризована как полная (по терминологии В. В. Белоусова).

Северо-восточнее, уже на территории Тургайского грабена и прилегающих районов Западно-Сибирской плиты, где тектоническое районирование фундамента разработано очень слабо, подобные грабены, начавшие свое развитие еще в пермо-триасе, развивались и в юре, подвергаясь складчатым деформациям. Они мало ассоциируются с общепринятыми представлениями о характере залегания и формационном составе отложений чехла молодой платформы (Соболевская, 1965). В других, центральных, областях молодой платформы подобные структуры практически не известны.

Таким образом, получается довольно парадоксальная картина: в районах, прилегающих к более древним складчатым областям, нам известны более молодые «складчатые» (вернее, более подвижные) зоны, чем в других районах молодых пллт. В самом деле, в большинстве районов, расположенных недалеко от альпийских складчатых областей, многие участки, прилегающие к ним, превращаются в течение юрского периода в районы поднятий, размыва и интенсивного сноса, с последующим платформенным характером погружения и вовлечения в тектонический режим формирования красных прогибов альпийской складчатой области в кайнозое.

Северные граничные области молодой платформы ведут себя совершенно иначе. Одни из них (прилегающие к Прикаспийской впадине Русской платформы) рано стабилизируются, а другие долгое время (нередко до конца юры) сохраняют более интенсивную тектоническую активность и лишь затем приобретают режим, сходный с режимом более древних платформенных областей.



# ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Борисов А. А. Глубинное строение территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967.
- Быков Р. И., Ишутин В. В., Гаврилов В. П. О структурном положении пермо-триасового комплекса Туранской плиты. В кн. «Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью». Тезисы. М., 1967.
- Варенцов М. И., Левенко А. И. О пермо-триасе Туранской плиты.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 2.
- Варенцов М. И., Левенко А. И. О дизъюнктивных дислокациях Хива-Мургабской впадины.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 5.
- Вольвооский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 165.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты. В кн. «Деформация пород и тектоника». М., изд-во «Наука», 1964.
- Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. О соотношениях верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туранской плиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1. Средняя Азия. М., Госгостехиздат, 1963.
- Годил Ю. Н., Луппов Н. Т., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР (к проблеме нефтегазоносности западных областей Средней Азии).— Сов. геол., 1958, № 1.
- Гурари Ф. Г., Куликов И. К., Ровнин Л. И., Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я. Геологическое строение Западно-Сибирской низменности в свете современных геолого-геофизических данных. В кн. «Деформации пород и тектоника». МГК, XXII сессия. Доклады сов. геологов. М., изд-во «Наука», 1964.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысульской и смежных депрессий Казахстана. М., изд-во «Наука», 1966.
- Дубинский А. Я., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Некоторые черты геологического строения и истории развития территории Скифско-Туранской плиты. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука», 1965.
- Повчев И. Основы геологии и полезные ископаемые территории Народной Республики Болгарии. Труды VII конгр. Карпато-Балканской геол. ассоц. София, 1965.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников В. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. О принципах выделения древних платформ и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Крестников В. И. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. Переходные комплексы зон герцинской и каледонской консолидации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Крылов Н. А., Летавин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития палеозой (по поводу статьи А. А. Моссаковского).— Геотектоника, 1966а, № 2.
- Крылов Н. А., Летавин А. И. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., изд-во «Наука», 1966б.
- Кузнецов С. С. Геология (динамическая геология). М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Куприн П. Н. Тектоника Прикарабогазской депрессии. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука», 1965.
- Кэй М. Геосинклиналь Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Левенко А. И. Верхнепалеозойско-триасовые отложения юго-восточного обрамления Русской платформы (Устьюрт) — базальные слои платформенного чехла. В кн. «Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью». Тезисы докладов. М., 1967а.
- Левенко А. И. О тектонических особенностях Магмынлак-Хива-Мургабской плиты. В сб. «Тектоника нефтегазоносности впадин Средней Азии и Казахстана». М., изд-во «Наука», 1967б.
- Летавин А. И., Крылов Н. А. О переходном комплексе Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 4.
- Миклуто-Мавлай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Милашевский Е. Е., Тимофеева З. В. Опыт сопоставления структурного положения, литогенеза и истории развития краевых массивов (на примере Предбалканской и Лабинно-Малкинской зон). Карпато-Балканск. геол. ассоц., VII конгр. Доклады секции геотектоники. София, 1965.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мирчик М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Миловицкий Я. П. О распространении

- и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю.— Докл. АН СССР, 1962, 164, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Объяснительная записка к обзорной тектонической карте юга Европейской части СССР масштаба 1:1 000 000. М., 1966а.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника юга Европейской части СССР. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., изд-во «Наука», 1966б.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Тектоника, 1965, № 2.
- Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Тезисы совещания. М., 1967.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. В кн. «Деформация пород и тектоника». МГН, XXII сессия. Доклады сов. геологов, М., изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла.— Докл. АН СССР, 1960, 131, № 2.
- Обуэн Ж. Геосинклиналь. Проблемы происхождения и развития. М., изд-во «Мир», 1967.
- Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев, 1965.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостехиздат, 1953.
- Рухин Л. Б. Переходные формации. Материалы Новосиб. конф. по учению о геол. формациях, т. 1. Новосибирск, 1955.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн. «Тектоника СССР», т. 1. Тектоника Центрального Казахстана, ч. 1. М., 1943.
- Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Синицын Н. М. К характеристике заключительной стадии формирования складчатых областей.— Научн. докл. Высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
- Соболевская В. И. Некоторые закономерности формирования структур чехла эппалеозойских плит. В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соболевская В. И. Об этапах тектонического развития огражденных эппалеозойских плит. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука», 1965.
- Судариков Ю. А. Ранний мезозой на Предкавказской плите. В кн. «Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью». Тезисы научного семинара. М., 1967.
- Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1964.
- Тузев И. К. Характеристика второго структурно-тектонического этажа юга Западной Сибири по геолого-геофизическим материалам.— Труды СНИИГГИМС, 1962, № 27.
- Тузев И. К. Некоторые особенности переходных периодов в центральной части Урало-Сибирской эппалеозойской платформы (в дискуссионном порядке).— Геол. и геофиз., 1966а, № 6.
- Тузев И. К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР.— Сов. геол., 1966б, № 1.
- Тузев И. К. О некоторых особенностях периодов, переходных от геосинклинальных режимов развития к платформенным, на примере центральной части Урало-Сибирской эппалеозойской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 3.
- Фотиади Э. Э. Новые данные о строении промежуточного (II структурного яруса) Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 4.
- Хаин В. Е. Общая тектоника. М., изд-во «Наука», 1964.
- Хаин В. Е., Славин В. И. Основные структурные элементы Карпато-Балканской складчатой области.— Карпато-Балканск. геол. ассоц., VII конгр. Доклады секции геотектоники. София, 1965.
- Херасков Н. П. Вопросы методики выделения областей складчатости различного возраста.— В кн. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.

- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 94.
- Херасков Н. П.* О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн. «Деформация пород и тектоника». МГК, XXII сессия. Доклады сов. геологов. М., изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С.* Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ).— В сб. «Памяти академика А. А. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 5.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX, вып. 5.
- Янишин А. Л.* Общие особенности молодых платформ.— В кн. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Янишин А. Л.* Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазопосности». М., изд-во «Наука», 1965.
- Glaessner M. F., Teichert C.* Geosynclines: a fundamental concept in geology.— Amer. J. Sci., 1947, 245.
- Kraus E.* Der Orogene Zyklus und seine Stadien.— Zbl. Mineral. Geol. B, T. 2, 1927.
- Termier H., Termier G.* Histoire géologique de la biosphère. Paris, Masson, 1952.
- Trumphy R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.— Bull. Geol. America, 1960, 71.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Мангышлак, примыкающая к нему территория Устюрта на востоке и акватория Каспия на западе являются сложным геотектоническим узлом, соединяющим геотектонические элементы различных складчатых областей, испытывавших геосинклинальное развитие в течение герцинского, а возможно, и в более ранние этапы. Таким образом, фундаментом, на котором залегают отложения переходного тектонического комплекса пермотриасово-лейасового возраста и платформенного чехла мезо-кайнозойского (юрско-антропогенного) возраста, служат палеозойские образования, представленные геосинклинальными комплексами различных метаморфических и магматических пород. Они характеризуются основными чертами тех или иных складчатых областей, к которым относятся. В пределах рассматриваемого района имеется пять геотектонических зон, строение фундамента в пределах которых значительно различается. На северо-востоке территории, в Северном Приаралье и на значительной части акватории Аральского моря, в строении фундамента принимают участие южные погребенные ветви Урала. В пределах Центрального Устюрта фундаментом, вернее всего, являются складчато-метаморфические комплексы Тяньшаньид. Север территории относится к Прикаспийской впадине Русской платформы. В пределах п-ова Бузачи и на значительной части Северо-Западного Устюрта располагаются погребенные складчатые сооружения восточных донбассид. К югу от Мангышлака находится своеобразная Карабогазско-Каракумская складчатая область. Эти крупные тектонические элементы фундамента рассматриваемой территории выделялись исследователями и раньше примерно в тех же или несколько иных границах (Яншин, 1951, 1953, 1955; Казаков, 1957; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962; Калинин, 1963; Дьяков, 1963; Лапшов, 1963; Бакиров, 1963; Мирчинк и др., 1966; Летавин, 1966; и др.).

Таким образом, общие черты строения фундамента этой территории в настоящее время можно считать выясненными. Однако еще имеется немало разноречивых толкований одних и тех же фактов. Кроме того, детали строения фундамента этой территории до сего времени давались только для южной погребенной части уралид. Подробное строение фундамента остальной территории, как правило, не освещалось в основном из-за недостатка геологической и геофизической информации.

В настоящей работе автором делается попытка более детального расчленения фундамента с целью выделения отдельных структурных зон и их увязки со структурой платформенных комплексов. Такой подход к геологическому строению этой области дает возможность заметить некоторые связи структур фундамента, переходного комплекса и платформенного чехла, что, в свою очередь, может быть одним из факторов, связывающих строение данной территории и ее нефтегазоносность. Отсюда не вызывает сомнения важность этой проблемы в целом для выяснения не только общих тектонических закономерностей, но и их связи с размещением месторождений нефти и газа на этой территории.

В основу тектонического районирования фундамента положены дан-

ные аэромагнитной и гравиметрической съемок, сейсмических исследований (главным образом ГСЗ), а также материалы глубокого бурения. Кроме того, учитывались геолого-географические исследования, проведенные в смежных районах, а также данные по строению фундамента в их пределах. Такой комплексный метод позволил на обширной территории запада Средней Азии значительно уточнить имевшиеся ранее представления и высказать некоторые новые соображения по этому вопросу.

Перейдем к тектоническому районированию фундамента запада Средней Азии и описанию его строения в отдельных выделенных зонах.

Прикаспийская впадина занимает всю северную часть рассматриваемой территории (рисунок). О составе и строении фундамента этой части можно судить только по геофизическим материалам и по аналогии с другими районами впадины. Ни одна скважина не достигла фундамента не только в этой части Прикаспийской впадины, но и на других, более изученных ее участках. Большинство исследователей считают, что ее фундамент сложен преимущественно архейско-нижнепротерозойскими комплексами, характерными в целом для фундамента Русской платформы. Однако некоторые исследователи предполагали и более молодой возраст ее фундамента — рифейский или даже южнопалеозойский (Брод, 1945, 1947; Журавлев, 1960; и др.).

Геомагнитное поле юго-восточной и южной частей Прикаспийской впадины характеризуется наличием крутых отрицательных аномалий различных ориентировок. На границе с герцинской складчатой областью

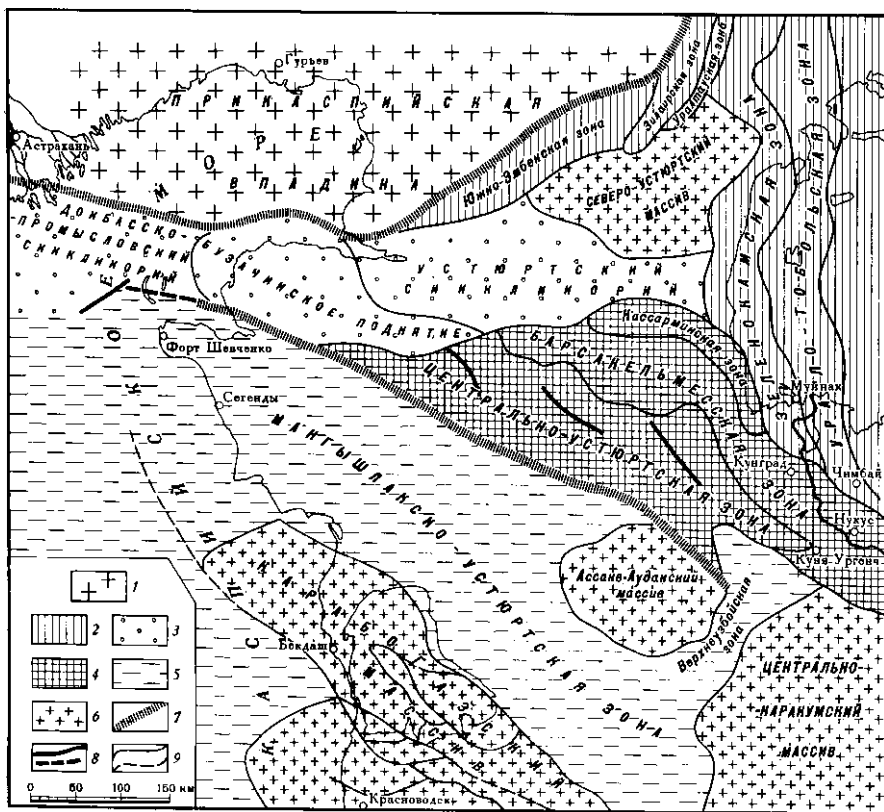


Схема тектонического районирования фундамента западной части Туранской плиты

1 — Русская платформа; 2 — складчатая область уралид; 3 — складчатая область донбассид; 4 — Тянь-Шанская складчатая область; 5 — Карабогазско-Каракумская складчатая область; 6 — жесткие массивы допалеозойской (?) консолидации; 7 — основные глубинные разломы и правые швы; 8 — прочие крупные разломы; 9 — границы тектонических зон

появляются крупные линейные максимумы, интенсивностью до 350 гамм, которые, видимо, отражают зоны краевых швов, разделяющих области с различными типами строения фундамента. Такой максимум геомагнитных аномалий  $\Delta T_a$  прослеживается севернее осевой части Южно-Эмбинского поднятия. Далее к западу, в пределах северной части Каспия, этот максимум несколько затухает, распадаясь на ряд более мелких аномалий. Такое затухание аномалий к западу можно объяснить, с одной стороны, погружением на большую глубину магнитовозмущающих масс, а с другой — меньшей структурной выраженностью этого шва в зоне, где на него наложен крупный поперечный прогиб — Каспийская суперструктура (Мирчинк и др., 1963; и др.).

Гравиметрическое поле Прикаспийской впадины в целом отрицательно. На фоне общего отрицательного поля выделяются резкие локальные отрицательные аномалии, соответствующие соляным куполам. В юго-восточной части впадины на границе с герцинской складчатой областью выделяется крупный линейный максимум  $\Delta g$ , известный под названием Южно-Эмбинского гравитационного максимума. По его осевой части проводится граница между молодой и древней платформами. Максимум вызван подъемом палеозойских отложений и, возможно, выклиниванием соли на северном борту поднятия.

К востоку от Прикаспийской впадины располагается складчатая область уралид. В пределы рассматриваемой территории она входит только южной погребенной частью и подразделяется на ряд зон. Геомагнитное поле южного погружения уралид характеризуется чередованием линейных зон интенсивных аномалий положительного и отрицательного знаков. В тектоническом плане они отвечают зонам антиклинорий и синклинорий, стабилизировавшихся, вероятно, в конце среднепалеозойского времени. В аномальном гравитационном поле эти же элементы выделяются также весьма четко серией аномалий  $\Delta g$ . В современном структурном плане поведение этих зон различно. Иногда вышележащие платформенные комплексы наследуют структуру той или иной зоны, но чаще прямого наследования структур не наблюдается.

Самой западной зоной уралид является Южно-Эмбинская зона. Она выделяется в известной мере условно, по геолого-геофизическим данным. Геомагнитная характеристика этой зоны довольно неопределенна в отличие от остальных более восточных зон. Зона расположена на южном «борту» крупной аномалии  $\Delta T_a$ , которая фиксирует, вероятно, борт Прикаспийской впадины и ее сочленение со складчатой герцинской областью. Таким образом, геомагнитная характеристика этой зоны является переходной от положительных значений аномалий  $\Delta T_a$  к отрицательным. В аномальном гравитационном поле здесь выделяется крупный Южно-Эмбинский максимум. Он отражает подъем пород складчатого фундамента на южном борту максимума. Пробуренные здесь скважины вскрыли дислоцированные отложения девона в фациях зеленокаменных пород, сходных с породами Зилаирского синклинория Урала. На северном борту вскрыты каменноугольные отложения платформенного типа. Это дало возможность ряду исследователей проводить по осевой зоне Южно-Эмбинского максимума границу между Русской и эпигерцинской платформами (Яншин, 1955; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962; и др.).

Отложения платформенного чехла (от подошвы неокома) залегают в пределах Южно-Эмбинского поднятия моноклинально, с падением к югу и структуру поднятия не отражают.

Далее к северо-востоку прослеживается Зилаирская зона уралид. В геомагнитном поле она выражена резкими отрицательными аномалиями  $\Delta T_a$ , достигающими до 250 гамм. Западный борт этой зоны, являющейся границей Прикаспийской впадины, характеризуется резким

градиентом напряженности геомагнитного поля. Восточный борт Зилаирской зоны также имеет резкий градиент  $\Delta T_a$  на юге и менее определенную характеристику поля — в северных частях. Гравиметрическая характеристика этой зоны отмечается резкими положительными линейными аномалиями в центральной части и большими градиентами  $\Delta g$  в бортовых частях.

В тектоническом плане Зилаирская зона является южным погребенным продолжением Зилаирского синклинория Урала (Гарецкий, Шрайбман, 1960). Этот синклинорий выполнен верхнедевонскими отложениями граувакковой и аспидной формаций (Келлер, 1949), образующими правильную линейную складчатость. В рассматриваемом районе эти отложения погребены под более молодыми породами каменноугольного, пермского и раннетриасового возраста, которые залегают несогласно на подстилающих их более древних образованиях, представлены молассовыми формациями и относятся, по мнению Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), к периклинальному Южно-Уральскому прогибу, на западе сливающимся с Предуральским прогибом.

Восточнее рассмотренной зоны располагается Уралтауская зона. В ее центральной части выходят породы нижнего палеозоя и докембрия. В геомагнитном поле эта зона представлена серией локальных положительных аномалий, расположенных линейно и, вероятно, отвечающих крупным разломам, ограничивающим эту зону с востока и запада. Гравиметрическая характеристика южной части этой зоны неотчетлива. Здесь выделяется несколько небольших по интенсивности и различных по знаку линейных аномалий  $\Delta g$ , но в бортовых частях зоны прослеживаются четкие гравитационные ступени. На юге этой зоны древние породы местами перекрываются более молодыми отложениями карбона и перми, подобно толщам Зилаирской зоны.

В тектоническом отношении Уралтауская зона отвечает Уралтауско-Сакмарскому антиклинорию, развивавшемуся в среднепалеозойское и более позднее время. Складчатость этой зоны сложная: здесь преобладают асимметричные складки, местами опрокинутые на запад.

Две последние зоны Урала являются наименее протяженными к югу. Они не прослеживаются южнее  $46^\circ$  с. ш., упираясь в северный борт Северо-Устюртского массива, который будет рассмотрен ниже.

Восточнее Уралтауской зоны четко выделяется Зеленокаменная зона. В геомагнитном поле она фиксируется весьма протяженными отрицательными аномалиями  $\Delta T_a$ , интенсивность которых колеблется в интервале 100—250 гамм. Гравитационное поле этой зоны характеризуется линейно расположенными, довольно крупными отрицательными аномалиями  $\Delta g$ . Местами на бортах зоны наблюдаются гравитационные ступени. Строение этой зоны довольно сложное. Здесь выделяются два антиклинория, сложенные зеленокаменной эффузивной толщей готландия и нижнего девона, мощностью более 4000 м, прорванной различными интрузиями. Складчатость этой зоны произошла на рубеже среднего и верхнего девона. Разделяющий их синклинорий выполнен отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Верхний девон терригенно-карбонатный, с конгломератами в основании, имеет мощность 300—400 м. Нижнекаменноугольные отложения, общей мощностью 700—1500 м, представлены внизу угленосной паралической формацией, а в верхней части — терригенно-карбонатной. Доверхне-, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения резко различаются по условиям залегания, поэтому относятся к различным структурным ярусам. Для отложений нижнего структурного яруса характерна сложная складчатость с обилием интрузий. Верхний структурный ярус — субплатформенный, характеризуется развитием простых дислокаций, почти полным отсутствием следов вулканизма и т. д.

Зеленокаменная зона протягивается на территории далеко к югу, огибая с востока Северо-Устьюртский массив и прослеживаясь по характеру геомагнитного поля в пределы юго-западной части Аральского моря. От соседних структурных элементов она отделяется крупными, вероятно глубинными, разломами. На юге, в области глубокого погружения, эта зона перекрыта более молодыми отложениями верхнего палеозоя.

В отличие от тектонического райопиривания складчатого основания, проведенного предыдущими исследователями (Гарецкий, Шрайбман 1960), нами в состав Зеленокаменной зоны включены южные части Урало-Тобольской и Куландинско-Прииргизской зон. Таким образом, Зеленокаменная и более восточные зоны имеют иные границы.

К востоку от Зеленокаменной зоны выделяется новая, самая восточная для рассматриваемой территории, Урало-Тобольская зона. В геомагнитном поле она фиксируется сериями четких положительных аномалий  $\Delta T_a$ , идущих почти меридионально до южного берега Аральского моря, занимая, вместе с Зеленокаменной зоной, всю его западную часть. В структурном отношении Урало-Тобольская зона — крупный антиклинорий, прорванный многочисленными интрузивными телами различного состава и возраста. Иногда среди этих отложений в виде узких, протяженных грабенообразных клиньев залегают менее метаморфизованные породы нижнего палеозоя. Таким образом, основная консолидация этого антиклинория произошла еще в палеозойское время. В ранне- и среднепалеозойское время эта зона была тектонически поднята и испытывала в основном глыбовые движения.

Расположенные за пределами изучаемого района восточные зоны Урала — Прииргизская, Аятская и Кустанайская здесь не рассматриваются.

Таким образом, для западных тектонических зон южного погружения Урала в целом характерно их четкое разделение на антиклинории и синклинории. В пределах синклинориев широко развиты среднепалеозойские, в основном терригенные, отложения, подвергшиеся воздействию регионального метаморфизма. Дислоцированность этих пород уменьшается с востока на запад. В этом же направлении в пределах синклинориев убывают и признаки интрузивной деятельности. В пределах антиклинорных зон выходят глубоко метаморфизованные, сильно дислоцированные и прорванные интрузивными породами допалеозоя и нижнего палеозоя. Однако метаморфизм и интрузивные проявления в пределах антиклинориев также затухают с востока на запад.

К югу от Прикаспийской впадины на рассматриваемой территории расположена, как уже указывалось, погребенная складчатая область допалеозоя. Своеобразие этой области заключается в истории ее геологического развития в течение палеозойского, особенно верхнепалеозойского времени. Как показали исследования, проведенные в Предкавказье (Маловицкий, Летавин, 1960; Мирчинк и др., 1963; и др.), Донбасско-Промысловско-Устьюртская область является новообразованным позднепалеозойским передовым прогибом, заложившимся в середине раннекаменноугольного времени на глубоко погруженном борту Русской платформы. Активные складчатые движения, происходившие в конце среднепалеозойского (главного) этапа герцинского тектонического цикла в пределах Предкавказья и Средней Азии, привели к воздыманию этих территорий и образованию перед фронтом их складчатости компенсационной структуры в виде прогиба. Однако на южной окраине Русской платформы формирование этого палеозойского прогиба значительно активнее, чем развитие обычного передового (красного) прогиба. Эта активность, на наш взгляд, была обусловлена чрезвычайно мощными нисходящими движениями в Донбасско-Промысловско-Устьюртской области в течение большей части каменноугольного времени, вследствие чего здесь за сравнительно короткий срок накопилась



толща терригенных, а на западе, в пределах Донбасса, терригенно-карбонатно-угленосных осадков суммарной мощностью более 10 000 м. В конце раннепермского, а местами, возможно, и в несколько более раннее время на этой территории, как и на других участках будущей молодой платформы, произошла заключительная фаза герцинского тектогенеза. В результате вся эта территория претерпела складчатость и воздымание.

Таким образом, развивавшаяся в начале позднепалеозойского времени как передовой прогиб, эта область претерпела затем существенное воздействие мигрировавшего с юга геосинклинального режима со всеми присущими ему чертами: характером складчатости, явлениями регионального метаморфизма пород и т. д. Однако необходимо отметить, что в позднем палеозое заключительная стадия герцинского тектонического цикла проявилась в более слабой форме по сравнению с главной стадией, завершившейся в конце среднепалеозойского времени. Это привело к образованию ряда отличительных черт, характеризующих позднепалеозойский этап и фиксирующихся в геологическом своеобразии комплексов относимых к нему пород. Это своеобразие выражается в значительно меньшем метаморфизме верхнепалеозойских пород по сравнению со среднепалеозойскими, в сравнительно простых дислокациях, отсутствии значительного магматизма в зонах усиленного накопления верхнепалеозойских отложений и т. д.

Как видно из вышеизложенного, Донбасско-Промысловско-Устьюртская складчатая область является зоной позднепалеозойской складчатости, наложенной на погруженный борт Русской платформы на западе и на разнородные тектонические элементы — на востоке, в основном в пределах северного Устьюрта (Летавин, 1966). Строение верхнепалеозойских комплексов этой обширной складчатой области позволяет выделить в ее пределах ряд крупных структурных элементов.

На западе — это Донбасско-Промысловский синклиниорий, заходящий в пределы рассматриваемой территории своей восточной частью; на востоке располагается Устьюртский сияклиниорий. В центре, разделяя эти две структуры, выделяется крупное Бузачинское поднятие.

Восточная часть Донбасско-Промысловского синклиниория в геомагнитном поле выражена слабо и находится в зоне перехода от крупного минимума  $\Delta T_a$ , характерного для Мангышлака, к геомагнитному максимуму, расположенному в северном Каспии и относящемуся уже к Прикаспийской впадине. Такой переходный характер геомагнитного поля далее к западу хорошо увязывается с геомагнитным полем северной части Донбасско-Промысловского синклиниория западного побережья Каспия — кряжа Карпинского в современном структурном плане. В аномальном гравитационном поле восточная часть рассматриваемого сияклиниория также весьма близка к северной части кряжа и имеет относительно положительные значения.

Характеристика геомагнитного и гравитационного полей рассматриваемой территории, весьма сходная с характеристикой северной части кряжа Карпинского, указывает на сходство в строении верхнепалеозойского комплекса этих территорий. Исходя из этого, можно предполагать, что отложения верхнего палеозоя представлены здесь терригенными образованиями, подвергшимися значительной дислоцированности. Характер складчатости здесь достоверно не известен, но не исключено, что он может соответствовать мелкой складчатости северных окраин Донбасса.

Восточнее, в пределах п-ова Бузачи, по характеру геомагнитного и особенно гравитационного полей, а также по структуре отложений платформенного комплекса выделяется крупное Бузачинское поднятие. Геомагнитное поле характеризуется здесь обширной отрицательной аномалией  $\Delta T_a$ , достигающей 100 гамм. Крупная и очень интенсивная

аномалия  $\Delta g$  указывает на резкий подъем плотных пород фундамента, возможно даже доверхнепалеозойских. На подъем подошвы платформенного чехла и более высоких горизонтов указывают также результаты сейсмических и буровых работ. Все эти данные говорят о том, что в пределах п-ова Бузачи имеется крупное поднятие, которое в позднепалеозойское время, вероятно, служило определенным барьером, частично разделявшим всю Донбасско-Промысловско-Устьюртскую область на два синклинали: Донбасско-Промысловский и Устьюртский. Высказанное предположение в значительной мере гипотетично, поскольку характер и строение отложений фундамента в пределах Бузачинского поднятия пока неясны.

К востоку от Бузачинского поднятия располагается, как уже указывалось, Устьюртский синклинорий, выполненный верхнепалеозойскими отложениями. Геомагнитное поле в его пределах характеризуется крупной отрицательной аномалией  $\Delta T_a$  субширотного простирания, интенсивностью до 150 гамм. Аномалии отрицательны. В западной части синклинория выделяется гравитационная «мульда», ограниченная гравитационными ступенями по бортам и имеющая относительно спокойную центральную часть.

Поскольку строение верхнепалеозойского комплекса на этой территории не изучено, можно только предполагать, по аналогии с соседними районами, что сложен он здесь терригенными, возможно молассоидными, породами. Его дислоцированность, видимо, довольно значительна, если об этом судить по погребенному южному окончанию Урала. Простирание складчатости, по всей вероятности, параллельно, с одной стороны, границе Русской платформы, т. е. северо-восточное, а с другой, — видимо, субширотное, приближающееся к направлению границ складчатых Тяньшаней.

Складчатые сооружения фундамента, которые могут быть отнесены к Тянь-Шаньской складчатой области, на рассматриваемой территории располагаются в пределах Центрального Устьюрта и Юго-Западного Приаралья. Здесь отложения фундамента вскрыты песколькими скважинами, причем отложения близки к среднепалеозойским породам Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов. Для геомагнитного поля характерно наличие крупных положительных и отрицательных линейных аномалий  $\Delta T_a$ , а аномальное гравитационное поле и структура поверхности фундамента имеют значительную расчлененность.

Характер аномалий  $\Delta T_a$  и некоторые сейсмические данные позволяют проследить устьюртские Тяньшаниды в юго-восточном направлении и их связь с Центральными Кызылкумами. Детали строения фундамента этой территории рассматриваются ниже.

Здесь выделяется несколько тектонических зон. Южная — Центральноустьюртская зона фиксируется в геомагнитном поле крупным линейным максимумом интенсивностью до 300 гамм, имеющим субширотное простирание. Южное ограничение этого максимума имеет четкий прямолинейный характер. Граница северного борта зоны менее выражена. В аномальном гравитационном поле зона отмечается региональным максимумом. Сейсмические исследования КМПВ и ГСЗ фиксируют крупный разлом, проходящий по южному борту зоны. Северный борт резко поднят. Амплитуда этого разлома составляет, по всей вероятности, не менее 3—4 км, учитывая, что мощные отложения пермо-триаса, распространяющиеся к югу от разлома, в пределах Ассаке-Ауданского прогиба, отсутствуют в сводовой части рассматриваемой зоны.

На дислоцированных и метаморфизованных породах фундамента, представленных по данным бурения сланцами и мраморизованными известняками, залегают отложения юры. Пермо-триасовые отложения появляются на северном крыле Центральноустьюртской зоны за следующим

разломом, где, по данным КМПВ, мощность их достигает 1000—2000 м. Этот второй разлом проходит параллельно южному разлому и имеет амплитуду 500—1000 м по нижним горизонтам платформенного чехла.

Судя по резким градиентам геомагнитного поля, распространенным на северном борту Центральноустюртской зоны, здесь имеется ряд субмеридиональных разломов, расположенных под углом к описанным выше разломам. Они являются скорее всего онеряющими по отношению к главному южному разлому.

Отсутствие в пределах центральной части этой зоны пермо-триасовых и верхнепалеозойских отложений позволяет рассматривать ее как позднепалеозойский антиклинорий, который в течение завершающего этапа герцинского тектонического цикла был поднят и подвергался размыву. Недостаточное количество геологических материалов не позволяет выявить детали строения этого крупного тектонического элемента фундамента рассматриваемой территории.

Севернее Центральноустюртской зоны расположена Барсакельмесская зона. В геомагнитном поле она характерна протяженным минимумом  $\Delta T_a$  с интенсивностью до 150 гамм. В аномальном гравитационном поле ей соответствует минимум значений.

Судя по немногочисленным данным бурения, в пределах Барсакельмесской зоны развиты мощные отложения пермо-триаса. Можно предполагать, что ниже здесь имеются и верхнепалеозойские породы, поскольку последние обычно развиты в пределах тех же площадей. Детали строения фундамента этой зоны неизвестны, однако можно предполагать, что верхнепалеозойские отложения представлены здесь молассовым комплексом, сравнительно просто дислоцированным и слабометаморфизованным. Геомагнитное поле не показывает присутствия значительного количества интрузий в пределах этой зоны. Таким образом, Барсакельмесскую зону можно условно рассматривать как внутренний позднепалеозойский синклипорий. В юго-восточном направлении этот элемент протягивается до низовьев р. Амударьи.

Расположенная севернее Кассарминская зона по результатам региональных геофизических исследований представляет собой цепь сравнительно небольших по размерам и интенсивности (до 100 гамм) магнитных аномалий, которым в плане соответствует серия гравитационных максимумов. До западного берега Аральского моря эта зона имеет широтное простираие, которое затем постепенно изменяется на субмеридиональное. В пределах этой зоны на площади Байтерек в скв. 1 вскрыты темные глинистые сланцы, окрашенные, очень плотные, рассеченные карбонатными прожилками и частично хлоритизированные. Судя по кернам, их дислоцированность достигает 60°. Такая характеристика пород указывает на их явно доозднепалеозойский, скорее всего среднепалеозойский, возраст. В этом случае Кассарминская зона может рассматриваться как краевой антиклинорий устюртских тяньшанид.

Судя по аномалиям геомагнитных и гравитационных полей, в пределах этой области в целом можно выделить два направления аномалий. Первое — субширотное, выдерживающееся на значительных расстояниях. Таковы, например, аномалии южной части Центральноустюртской зоны. Иного характера аномалии Барсакельмесской и Кассарминской зон. Имея в южной части в общем субмеридиональное простираие, в северной они поворачивают к западу, приобретая широтное направление. Этот поворот геомагнитных и гравитационных аномалий очень характерен для этой территории. Не исключено, что он может быть вызван «обтеканием» геосинклинальными зонами тяньшанид жесткого Северо-Устюртского массива.

К югу от крупного, вероятно глубинного, разлома, ограничивающего с юга Центральноустюртскую зону и Бузачинское поднятие, располагает-

ся обширная Мангышлакско-Устьюртская зона, являющаяся частью сложной и гетерогенной Карабогазско-Каракумской складчатой области.

На юге она на значительном протяжении граничит с Карабогазским массивом кристаллических пород. На западе, в пределах Каспия, область затупевана отложениями платформенного чехла и переходного комплекса, имеющими большую мощность. На востоке эта зона ограничивается Ассак-Ауданским и Центральнокаракумскими массивами.

Геомангнитное поле Мангышлакско-Устьюртской зоны характеризуется в общем отрицательными значениями. Интенсивность аномалий  $\Delta T_a$  убывает в направлении с севера на юг и с востока на запад от нейтральных значений до минус 100 — минус 200 гамм. Эти обширные аномалии в южной части зоны имеют юго-восточные простирания с постепенным отклонением в северо-западной части до почти широтных. Значительные градиенты имеются только на южном борту зоны, на границе с Карабогазским массивом, и на севере, на границе с Центральноустьюртской зоной.

В гравитационном поле эта территория четко не выделится. Основной минимум аномалий силы тяжести (до 30 *мг* и менее) располагается в северной части территории и соответствует Южно-Мангышлакской зоне прогибов современного структурного плана (Сегендыкском, Жазгурлыкском и Ассак-Ауданскому прогибам). Этим же прогибам соответствует зона больших мощностей пермо-триасового комплекса. К северу и югу интенсивность регионального аномального гравитационного поля постепенно увеличивается, достигая максимальных значений в центральной части Центральноустьюртской зоны (до 20 *мг* и более) и в пределах северо-восточного обрамления Карабогазского поднятия, где интенсивность положительных аномалий превышает 60 *мг*. Локальные аномалии в пределах Мангышлакско-Устьюртской зоны не характерны, за исключением Центрального Мангышлака и юго-восточной части зоны.

Строение фундамента в пределах этой зоны почти не известно. Из-за больших глубин он не вскрывается скважинами, которые сосредоточены здесь крайне неравномерно. В естественных обнажениях выходы фундамента известны только в одной точке — в наиболее приподнятой осевой части Туаркырского вала. Здесь породы фундамента представлены сероцветной толщей различных глинистых сланцев, кремненых глинистых известняков, кремнистых сланцев и кварцитов. Породы рассечены многочисленными трещинами, выполненными кварцем, кальцитом или бурыми окислами железа. В сланцах обнаружены отдельные радиоларии, не имеющие стратиграфического значения. По общему облику эти породы условно относятся к среднему палеозою.

Можно предполагать, что на остальной территории Мангышлакско-Устьюртской зоны фундамент представлен в основном терригенным или терригенно-карбонатным комплексом среднепалеозойского возраста, близким по степени метаморфизма и дислоцированности к среднепалеозойским (?) породам Туаркыра. Видимо, здесь имеются и позднепалеозойские, в основном терригенные, формации завершающей стадии герцинского тектогенеза. Однако достоверно эти отложения на рассматриваемой территории не известны. Можно только предполагать, что их наибольшее распространение приурочено к северной части Мангышлакско-Устьюртской зоны.

Как уже указывалось выше, Мангышлакско-Устьюртская зона граничит с несколькими жесткими массивами, являющимися своеобразными тектоическими элементами эпигерцинской платформы. Массивы сложены в основном кристаллическими породами. На рассматриваемой территории выделены четыре таких жестких массива: Карабогазский, Центральнокаракумский, Ассак-Ауданский и Северо-Устьюртский. Все они

выделены по характеру региональных геофизических полей (геомагнитного и гравитационного) и в различной мере подтверждены данными бурения. Наиболее полно изучено строение Центральнокаракумского массива. В геомагнитном поле этот массив вырисовывается многочисленными, сравнительно небольшими по размерам аномалиями  $\Delta T_a$ , как положительного, так и отрицательного знака, интенсивностью до 200 гамм. По характеру регионального поля массив может быть разделен на две части. Юго-восточная его часть характеризуется положительными аномалиями  $\Delta T_a$ , а северо-западная — отрицательными. Граница, разделяющая аномалии геомагнитного поля различных знаков, прослеживается и далее к северо-востоку. Возможно, что она отражает древний шов, разграничивающий различные зоны допалеозойского фундамента.

Аномальное гравитационное поле Центральнокаракумского массива имеет слабоотрицательные значения, обычно в пределах 10 *мгл*. На этом фоне выделяется ряд локальных аномалий, создающих небольшую мозаичность.

Отложения фундамента вскрыты в пределах массива рядом скважин. В основном они представлены биотит-плагиоклазовыми и лейкократовыми гранитами, габбро и эффузивами кислого состава. Определения абсолютного возраста, проведенные по образцам гранитов (Князев и др., 1963), показывают, что имеются граниты двух генераций, наиболее древняя из которых относится к каледонскому, а более молодая — к герцинскому тектоническому циклу. Эффузивные породы имеют пермо-карбонный возраст. Их образование относится, вероятно, к завершающему этапу герцинского цикла.

К западу от рассмотренного массива, в пределах Красноводского полуострова, залива Кара-Богаз-Гол и прилегающей акватории Каспия, располагается Карабогазский массив. Впервые он, как и Центральнокаракумский массив, был выделен Ю. Н. Годиным (1960) и Ю. И. Сытиным (1960), которые указали на возможность выделения древних жестких массивов (стабильных массивов) по характеру аномалий естественных геофизических полей.

Карабогазский массив имеет мозаичное геомагнитное поле. В региональном плане его можно подразделить на два района. Региональное геомагнитное поле северной и центральной частей массива характеризуется слабоположительными значениями. На этом фоне выделяется ряд небольших, обычно изометричных, реже линейных, аномалий интенсивностью до 200—250 гамм. В южной части Карабогазского массива расположен крупный линейный магнитный максимум интенсивностью свыше 200 гамм. На отдельных участках напряженность магнитного поля возрастает до 500 гамм. Этот максимум, протягивающийся далеко на юго-восток, разделяет геомагнитное поле эпигерцинской платформы и альпийского складчатого пояса и, вероятно, связан с зоной глубинных разломов и подкоровых изменений, характерных для пограничных участков принципиально различных крупнейших геотектонических элементов.

В пределах южной части Карабогазского массива на фоне этого максимума выделяется ряд локальных положительных аномалий, интенсивность которых в отдельных случаях достигает 700—800 гамм. Переход между этими двумя районами различной интенсивности геомагнитного поля резкий, что может быть связано с существованием дополнительного разлома, рассекающего массив на две части.

Восточная и южная границы Карабогазского массива прослеживаются довольно четко, поскольку они подтверждаются геологическими наблюдениями. На востоке они проведены по выходам палеозоя в ядре Туркырского вала, а на юге определены по данным бурения. Наиболее условной является западная граница массива, расположенная в пределах акватории Каспия. Ранее некоторые исследователи (Маловицкий, 1964;

Обзорная тектопическая карта., 1964; Мирчинк и др., 1966; и др.) выделяли Карабогазский массив, включая в него значительную часть акватории Среднего Каспия. Западной границей массива служил передовой прогиб, занимающий западную часть Среднего Каспия. На север он протягивался до широты мыса Песчаного. Такое широкое развитие Карабогазского массива к западу диктовалось следующими соображениями: в пределах Среднего Каспия выделяется ряд крупных максимумов геомагнитного поля, которые объединялись с отмеченным выше максимумом, проходящим по югу Карабогазского массива, в единую зону. Не оспаривая правомерности такой связи, мы только отметим, что наиболее характерным фактором геомагнитного поля массива является его мозаичность, отражающая внутреннее строение массива. В пределах же Среднего Каспия мозаичность геомагнитного поля, по имеющимся в настоящее время данным, отсутствует. Это положение не дает, на наш взгляд, возможности трассировать далеко к западу этот массив. Исходя из этого, западная граница Карабогазского массива определяется по распространению мозаичности геомагнитного поля, и только на севере она проводится по резкому разлому, ограничивающему с юга Песчаномыское поднятие. Этот разлом четко фиксируется резким увеличением градиента напряженности в геомагнитном и гравитационном полях и крупным нарушением, прослеживающимся в отложениях платформенного чехла.

Аномальное гравитационное поле в пределах Карабогазского массива характеризуется общим высоким положительным фоном, превышающим 40 мгл в северной и центральной частях массива и постепенно уменьшающимся к югу, и мозаичным строением.

Непосредственное изучение пород фундамента Карабогазского массива проводилось на юге, в районе Красноводска, где они выходят на поверхность и изучены наиболее полно (Худобина, 1961). Среди интрузивных образований выделяются породы двух типов: глубинные, представленные гранитоидами, диоритами и габброидами, и гипабиссальные, состоящие из лейкократовых гранитов и гранодиоритов. Эти породы относятся к ряду фаз интрузивной деятельности. Последние отвечают как каледонскому, так и герцинскому тектоническим циклам. Абсолютный возраст этих пород указывает на их образование в диапазоне времени от кембрия до перми.

Эффузивный магматизм на этой территории также был весьма интенсивным. Выделяется ряд фаз, каждая из которых характеризуется преобладающим типом эффузивных образований (Худобина, 1961).

В центральной части Карабогазского массива, у пос. Карши, расположенного у южной косы, отделяющей от Каспия залив Кара-Богаз-Гол, тремя скважинами вскрыт разнообразный комплекс пород фундамента. Помимо гранитоидных пород здесь распространены кислые эффузивы, а также значительно метаморфизованные осадочные породы — кварциты и мраморизованные известняки. Возраст гранитоидов этого района датируется ранним и средним палеозоем. По мнению В. С. Князева, детально изучившего эти породы, они более всего напоминают среднепалеозойские биотитовые граниты, описанные Е. А. Худобиной (1961) в районе Красноводска. Что касается осадочных образований, то они также скорее всего относятся к среднему палеозою.

Таким образом, в строении фундамента Карабогазского и Центральнокаракумского массивов наблюдается много общих черт, свидетельствующих о генетическом родстве этих массивов как зон допалеозойской консолидации, «обломков» (?) древней платформы.

Северо-восточнее Карабогазского массива в основном по характеру региональных геофизических полей с известной долей условности выделяется Ассак-Ауданский массив. В геомагнитном поле он характеризуется наличием крупного, в целом изометричного минимума  $\Delta T_a$ , ко-

торый на большей своей площади имеет мозаичное строение. С севера, востока и юга этот минимум обрамляется зоной повышенных градиентов  $\Delta T_a$ , указывающих на наличие крупных разрывных нарушений. По характеру геомагнитного поля Ассак-Ауданский массив очень близок к северной части Центральпокаракумского массива, что, в частности, явилось одним из оснований для его выделения.

В аномальном гравитационном поле Ассак-Ауданский массив, как и Центральпокаракумский, слабоотрицательный, со слабо выраженным мозаичным характером.

В восточной части массива скважинами вскрыты гранитные породы, детальная характеристика которых пока неизвестна.

Между Ассак-Ауданским и Центральпокаракумским массивами прослеживается зона с резко отличными геофизическими аномалиями. Геомагнитное поле имеет здесь положительные значения линейных аномалий. Гравиметрическое поле слабоотрицательное, с линейной конфигурацией аномалий. Эта зона выделяется в качестве Верхнеузбойской. По строению фундамента она, по-видимому, близка к юго-восточной части Мангышлакско-Устьюртской зоны, т. е. фундамент представлен складчатыми комплексами метаморфизованного палеозоя.

Как отмечалось выше, в северо-восточной части рассматриваемой территории, между западными зонами уралид и Устьюртским синклинорием, располагается Северо-Устьюртский массив. Этот тектонический элемент ранее выделялся рядом исследователей (Казаков и др., 1958; Фотпади, 1958; и др.), хотя его генетическая сущность трактовалась ими различно.

Основой для выделения этого массива служат как геофизические материалы, так и общегеологические предпосылки. Однако в последнее время стали появляться и прямые указания на наличие здесь жесткого массива.

Геомагнитное поле этого района характеризуется резким изменением направлений осей аномалий. Если оси геомагнитных аномалий уральских зон имеют субмеридиональные простирания, то зоны Северо-Устьюртского массива имеют субширотные простирания и слабо мозаичный характер поля. Напряженность геомагнитного поля в этих зонах также различна: сравнительно высокая в уралиде (до 200—250 гамм), она почти нигде не превышает 150 гамм, причем на большей части массива составляет только 50 гамм и менее.

Весьма характерна гравиметрическая характеристика района. В отличие от четких линейных резко положительных аномалий уральских зон здесь фиксируется крупный изотермический минимум интенсивностью более 400 *мгд*. В центральной его части отдельные аномалии имеют субширотные простирания.

Имеющиеся сейсмические материалы указывают на сравнительно спокойное залегание пермо-триасовых и, возможно, верхнепалеозойских отложений.

Наконец, окружающие структурные зоны уралид и тяньшанид, четко выделяющиеся по комплексу геофизических данных, при приближении к этому участку резко изменяют свои простирания, обтекая его. В последнее время в пределах северо-восточной части Северо-Устьюртского массива на Базайской площади вскрыты граниты, которые указывают на наличие интрузий, весьма характерных для таких массивов.

Приведенные данные указывают, по нашему мнению, на присутствие в этом районе погребенного жесткого массива кристаллических пород, который служил основным «упором» для западных зон уралид и тяньшанид.

Таково в общих чертах тектоническое районирование фундамента запада Средней Азии. Как видно из изложенного выше, при райониро-

нии был учтен практически весь геолого-геофизический материал как по данному району, так и по окружающим территориям. Однако следует признать, что конкретного, однозначно интерпретируемого геолого-геофизического материала, освещающего строение фундамента этой территории, еще недостаточно. Поэтому часть построений носит характер более или менее обоснованных предположений и в дальнейшем, безусловно, претерпит некоторые изменения. Это тем более вероятно, что во всей проделанной работе нельзя отрицать и определенный субъективный фактор. Тем не менее из приведенного выше следует ряд важных в геологическом отношении закономерностей.

Уже обращалось внимание на различный характер строения северной и южной частей территории запада Средней Азии (Бакиров, 1963; Калинин, 1963; Летавин, 1966; и др.). Границей между этими областями служит крупный Трансмангышлакский глубинный разлом, ограничивающий с юга Бузачинское поднятие и Центральноустюртскую зону. К югу от него располагается Карабогазско-Каракумская складчатая область, в состав которой входят Мангышлакско-Устюртская зона и Карабогазский, Ассаке-Ауданский и Центральнокаракумский массивы. Эта область характеризуется сравнительной стабильностью, обусловленной как жесткими массивами, так и относительно устойчивым складчатым основанием. Можно предполагать, что основная складчатость в Мангышлакско-Устюртской зоне завершилась в конце среднепалеозойского времени и в последующем на большей части этой территории проявлялась весьма слабо и в основном в виде глыбовых движений. Только на севере, в зоне, примыкающей к Трансмангышлакскому разлому, в конце позднего палеозоя — начале мезозоя происходили ослабленные складчатые движения.

В пределах северной, Кызылкум-Устюртской, области (Летавин, 1966) проявились довольно интенсивные позднепалеозойские движения, которые привели к формированию сложной структуры фундамента этой области. Видимо, немалую роль в этом процессе играло то обстоятельство, что на указанной территории происходило сочленение крупных тектонических элементов различных складчатых систем.

Весьма важным обстоятельством, значительно уточняющим строение фундамента эпигерцинской платформы запада Средней Азии, является выделение в ее пределах жестких массивов. Строение самих массивов довольно сложно. Кроме обширных зон развития гранитных интрузий, имеются участки сильно метаморфизованных пород, относимых по возрасту к раннему или среднему палеозою. Однако основная консолидация этих массивов произошла еще в допалеозойское, возможно в байкальское время. В последующие тектонические фазы эти массивы испытывали в основном глыбовые движения и служили жесткими упорами для развивавшихся между ними геосинклинальных зон, частично являясь источником их питания обломочным материалом.

Жесткие массивы подразделены нами на два типа. К первому из них относятся массивы южной — Карабогазско-Каракумской зоны. По нашему мнению, это остатки, «осколки» древней допалеозойской дорусской платформы, располагавшейся на месте современной эпигерцинской платформы и, возможно, соединявшей Русскую и Аравийскую платформы. Начиная с раннепалеозойского времени эта крупная «протоплатформа» раскалывалась на отдельные части, испытывавшие дифференцированные движения. Фиксирующиеся в настоящее время жесткие массивы были воздымавшимися участками. В пределах же участков, претерпевших происходящие движения, заложились геосинклинальные зоны со всеми присущими им особенностями. Таким образом, эти жесткие массивы по своему характеру коренным образом отличаются от «срединных массивов» как зон стабилизации предыдущего геосинклинального цикла, являющихся зародышами будущей платформы.



Северо-Устьюртский массив относится к массиву другого типа. Он образовался как «осколок» бывшей платформы на стыке трех складчатых систем — Уральской, Тяньшаньской, а впоследствии Доббасской и служат жестким упором для отдельных структурных зон этих систем. По-видимому, развитие жестких массивов в зонах периклинальных замыканий складчатых систем вообще является довольно распространенным явлением. Таков же, например, Бельтауско-Тюратамский массив, расположенный за пределами рассматриваемого района, в Юго-Восточном Приаралье, на периклиналях северных зон тяньшанид и восточных зон уралид. Не исключено, что аналогичные тектонические элементы выявятся и в других местах при детальном анализе периклинальных частей различных складчатых систем.

Важную роль в строении фундамента имеют разрывные нарушения. Практически, видимо, все тектонические элементы фундамента сочленяются по разломам. Ряд крупных тектонических нарушений происходит внутри тех или иных элементов. На рассматриваемой территории наблюдаются два основных направления разрывных нарушений: субширотное и меридиональное. Первое — связано со складчатыми палеозойскими системами тяньшанид, донбассид и Карабогазско-Каракумской области. Второе направление приурочено к уральской складчатости.

При анализе геомагнитных полей выделяется еще одна предполагаемая система разломов северо-восточного простирания. Она как бы «проецирует» через эти два основных простирания и, возможно, относится к более древней допалеозойской системе складчатости.

Таковы основные черты строения фундамента Мангышлака и окружающих территорий эпигерцинской платформы запада Средней Азии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А. Геотектоническое районирование территории Туранской плиты Средней Азии, ее крупные геоструктурные элементы и их классификация. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», т. I. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Брод И. О. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1945, 49, № 7.
- Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности Северо-Кавказской депрессии и южной части Русской платформы. — Сов. геол., 1947, № 13.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
- Годин Ю. Н. 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.
- Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогнозы нефтегазоносности Мангышлака. — Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42.
- Казаков М. И. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. — Сов. геол., 1957, сб. 61.
- Казаков М. И., Чарыгин М. М., Быков Р. И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Калинин Н. А. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устьюрт). — Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном склоне Урала и сходные с ней образования. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, серия геол., № 34.
- Князев В. С., Коновалов И. Б., Флоренский П. Ф., Чарыгин А. М., Шнип О. А. Склад-

- чатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса. В кн. «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР». М., Гостоптехиздат, 1963.
- Лапшов В. А. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий.— Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Летавин А. И. Некоторые вопросы строения фундамента эпигерцинской платформы запада Средней Азии. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., изд-во «Наука», 1966.
- Маловицкий Я. П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дисс. М., 1964.
- Маловицкий Я. П., Летавин А. И. О палеозойской истории Донбасско-Промысловской зоны.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника юга Европейской части СССР. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., изд-во «Наука», 1966.
- Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР. Масштаб 1:1 000 000. Ред. М. Ф. Мирчинк. М., 1964.
- Сытин Ю. И. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Худобина Е. А. Магматические породы Западной Туркмении.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 45.
- Янишин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Янишин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП, 1953.
- Янишин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбинского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX, вып. 5.

## ГЕОЛОГИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОБНАЖЕНИЙ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР И ОБРАМЛЯЮЩИХ ЕЕ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Увеличение балансовых запасов нефти и газа в пределах такой богатой нефтегазоносной провинции, какой является эпигерцинская платформа юга СССР, вызывает необходимость изучения глубоких горизонтов чехла и подстилающих отложений. Одними из таких перспективных на нефть и газ объектов являются пермские и триасовые отложения, выделяемые некоторыми исследователями в особый переходный комплекс, занимающий промежуточное положение между фундаментом и чехлом.

Число естественных обнажений пермских и триасовых отложений на территории самой эпигерцинской платформы юга СССР и прилегающих районов невелико и ограничено пределами Добруджи, Туаркыра и группы выходов на территории Горного Мангышлака. Более многочисленные коренные обнажения описаны в обрамляющих молодую платформу горных сооружениях в пределах Карпат, Балкан, Горного Крыма, Большого Кавказа, Тянь-Шаня, Памира и в горах Северного Афганистана. Автор придает большое значение описанию естественных обнажений интересующих нас отложений, так как только по ним мы можем составить себе наиболее правильное представление о полных стратиграфических разрезах триаса и перми, степени их дислоцированности, характере фациальных изменений. К этим же районам приурочено наибольшее количество находок фауны и флоры, достаточно точно датирующих относительный возраст отдельных пачек и толщ. Именно описываемые разрезы дают литолого-палеонтологический материал, необходимый для сравнения с ними отложений, вскрываемых глубокими разведочными скважинами в прилегающих районах.

Описание естественных обнажений группируется по трем областям — Мизийской, Скифской и Туранской плитам — и по обрамляющим их горным сооружениям. Невозможность посещения всех выходов на дневную поверхность вынуждает автора широко использовать литературные источники.

### БАЛКАНО-КАРПАТСКИЙ РЕГИОН

Наибольшее количество естественных обнажений описано на территории Балкано-Карпатского региона (рис. 1). В этом отношении регион представляет значительный интерес, поскольку анализ исторического развития как территории собственно Мизийской плиты, так и прилегающих альпийских геосинклинальных систем позволяет сделать ряд выводов о времени завершения герцинской складчатости и о начале альпийского этапа развития для всего региона в целом.

### Восточные Карпаты на территории СССР

На территории Мармарошской зоны Восточных Карпат выше фундамента, который сложен рифейскими и ранне-среднепалеозойскими метаморфическими образованиями и частично выведен на дневную поверх-

ность, описаны маломощные пермские и триасовые отложения в пределах Чивчинского и Раховского массивов, а также в бассейне р. Большие Угольки. Пермские отложения выделены недавно (Жуков и др., 1964; Славин, 1965б) и охарактеризованы фауной мелких фораминифер и остракод (*Ammodiscus* sp. Wirz, *Dentulina* sp., *Golomospira* cf. *gordialis* S. et P., *Nodosaria* ex gr. *elabugae* Tcherd.), которая, по мнению Н. К. Ефимовой, показывает позднепермский возраст вмещающих пород (казанский ярус). На кристаллических сланцах палеозоя с угловым несогласием залегает пачка красноцветных конгломератов и песчаников (Раховский массив) или красноцветных алевролитов (Чивчинский массив) незначительной мощности. Выше расположена толща красноцветных или сероцветных аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями кварцевых песчаников и доломитов, а также с линзами и прослоями эффузивов кислого состава и их туфов (на территории Раховского массива). Верхняя часть разреза известна только в последнем районе, где она представлена красноцветными аргиллитами с маломощными пропластками гипсов (Жуков и др., 1964). Мощность отложений здесь не превышает 200 м, а на территории Чивчинского массива составляет всего лишь около 10 м, что, по мнению В. И. Славина (1965а), связано с интенсивным размывом пермских отложений в предтриасовое время.

Триасовые отложения распространены более широко и с угловым несогласием ложатся как на пермские породы, так и на кристаллические сланцы рифея и палеозоя. Наиболее полное описание разрезов приводит В. И. Славин (1963, 1966). На территории Чивчинского массива нижний триас охарактеризован фауной пелеципод: *Myophoria* cf. *laevigata* Ziet. (Букатчук, 1959), *M. costata*, *Gervilleia scialis* (Славин, 1965б). Фауна средне- и познетриасового возраста (*Aviculopecten* aff. *Wissmanni* Must., *Pecten tetjuchensis* Kipar., *Waldheimia* ex gr. *edlingeri* Ass.), а также новый комплекс фораминифер, определенных Г. П. Сосипатровой (Славин, 1966), обнаружена главным образом в триасовых отложениях Раховского массива. Несмотря на территориальную близость отдельных разрезов, они с трудом поддаются литологическому сопоставлению.

Разрез нижнетриасовых отложений почти повсеместно начинается с пачки конгломератов, брекчий и песчаников. Цвет пород красный, реже серый. Галька состоит из обломков кристаллических сланцев, из кварца, реже преимущественно из обломков карбонатных пород. Очень редко песчано-конгломератовая пачка, мощность которой колеблется от 10 до 100 м, отсутствует и на размытой поверхности палеозойских отложений лежат более тонкозернистые обломочные породы. Выше обычно, но не повсеместно залегает маломощная пачка, сложенная сланцами с прослоями известняков. Количество карбонатного материала в этой части разреза увеличивается с северо-запада на юго-восток, полностью вытесняя обломочные разности пород в районе Чивчинского массива.

Среднетриасовые отложения залегают на нижнетриасовых трансгрессивно. Толща представлена карбонатными породами — известняками, доломитизированными известняками и доломитами белого, серого, редко розового цвета. Исключение составляет расположенный в северо-западной части района разрез бассейна р. Большие Угольки, где большая часть (мощностью до 200 м) сложена диабазовыми порфиритами и их туфами с прослоями красноцветных сланцев и песчаников и пестроцветных яшм и яшмовидных сланцев. Лишь в верхней части толщи появляются темно-серые известняки с прослоями черных сланцев. Мощность среднетриасовых отложений невыдержанна и колеблется в пределах 25—250 м и более.

Отложения верхнего триаса, согласно залегающие на среднетриасовых, также представлены карбонатной толщей, которая сложена почти исключительно известняками преимущественно белого, реже розового или

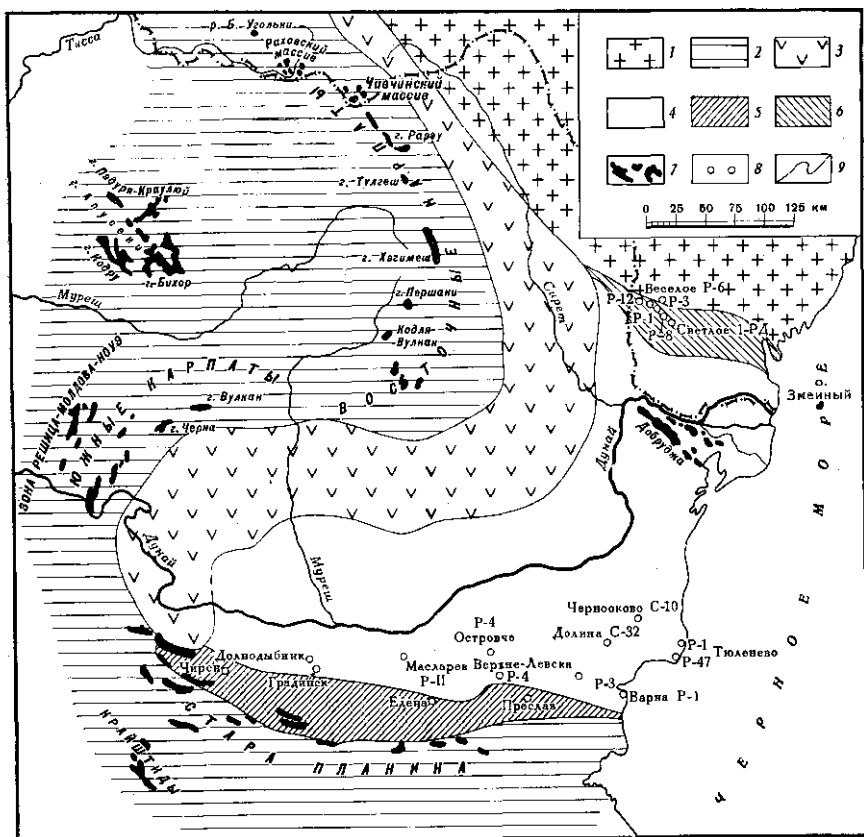


Рис. 1. Схема расположения естественных обнажений пермо-триасовых пород и скважин, вскрывших эти отложения на территории Мизийской плиты и прилегающих горных сооружений

1 — Русская платформа; 2 — Альпийская складчатая область; 3 — Предкарпатский прогиб; 4 — Мизийская плита; 5 — Предбалканская тектоническая зона; 6 — Предбурдзхский прогиб; 7 — естественные обнажения пермских и триасовых пород; 8 — скважины, вскрывшие пермские и триасовые отложения; 9 — границы структурных элементов

желтого цвета. На территории Раховского массива известняки содержат прослой сланцев. Мощность отложений составляет примерно 150—250 м.

Триасовые отложения несогласно перекрываются различными горизонтами юры и нижнего мела. Даже в тех случаях (отдельные разрезы Раховского массива), когда на верхний триас ложатся отложения лейаса без видимого углового несогласия, в основании юрского разреза отмечается прослой бокситов.

В настоящее время чрезвычайно трудно оценить степень первичной дислоцированности пермских и триасовых отложений ввиду значительной переработки их альпийским тектогенезом, который сопровождается не только пликативными, но и горизонтальными надвиговыми движениями. Так, в частности, Раховский массив надвинут к северу на меловой флиш (Семененко, Ткачук, 1966) примерно на 15—18 км. Вместе с тем более детальный структурный анализ, проведенный Н. Р. Ладыженским и другими (1966), позволил им сделать вывод, что в целом движения описываемого этапа имели блоковый характер, а сформировавшиеся в это время складки являются довольно пологими.

Формирование вышеописанных отложений перми и триаса происходило на фоне частой смены знака вертикальных движений, о чем говорят перерывы в осадконакоплении между пермью и нижним триасом, нижним

и средним триасом. По мнению В. И. Славина (1965а, 1966), в течение двух периодов происходила следующая смена обстановок осадконакопления: континентальный режим раннепермской эпохи сменился морским в позднепермскую; затем на протяжении раннего триаса отложение осадков происходило в лагунных и континентальных условиях, которые сменились среднетриасовой трансгрессией. Характер колебательных движений и условия осадконакопления нашли свое отражение в смене формаций вертикального ряда, который начинается тонкой молассой пермского периода, сменяется грубой молассой пермского периода, а затем грубой молассой раннетриасовой эпохи и завершается карбонатной формацией среднего и позднего триаса.

### Восточные Карпаты на территории Румынии

Мармарошская зона развития кристаллических и мезозойских пород простирается с территории СССР на юг, в Румынию, где, однако, известны только триасовые отложения, а пермские еще не описаны. Разрозненные естественные обнажения триаса протягиваются в виде цепочки сначала юго-восточного, а затем субмеридионального простирания от левобережья верхнего течения р. Тиссы до юго-восточной части Трансильвании. Часть выходов в северной части района (Марамурешские горы) связана с экзотическими глыбами, включенными в более молодые отложения. Наиболее полное описание триасовых и лейасовых отложений приведено в монографии Н. Онческу (1960), данными которого автор пользуется ниже. В целом по характеру разрезов естественные обнажения могут быть разделены на две группы. Более северная группа описана в горах Рарэу, Тулгеш, Хэгимеш. В общем виде сводный разрез этого района представлен следующими отложениями (снизу вверх).

1. Нижний триас повсеместно начинается горизонтом кварцевых конгломератов и слюдистых песчаников красноватого, желтоватого, реже фиолетового цвета, мощностью 10—20 м. Выше залегает горизонт мергелистых известняков мощностью 5—6 м, с прослоями песчаников, иногда сланцев. Этот горизонт выдержан не повсеместно и, по-видимому, фациально замещается доломитами в районе Рарэу и фиолетовыми слюдисто-песчанистыми сланцами в северной части описываемого района (Марамурешские горы).

2. Отложения среднего триаса почти повсеместно сложены доломитами мощностью 150—200 м с прослоями белых известняков, реже глинистых сланцев и линзовидными включениями пестроцветных яшм. В Марамурешских горах средний триас представлен мощной толщей черных битуминозных и серых известняков, сильно доломитизированных.

3. Толщи верхнего триаса состоят преимущественно из известняков красного, розового, желтого и белого цвета. Распространение их не повсеместно из-за предсреднеюрского размыва. Условно к верхнему триасу относятся эффузивные отложения в горах Тулгеш, представленные диабазами, диабаз-порфиритами и их туфами. Все отделы триаса почти всюду охарактеризованы обильной фауной, которая часто позволяет провести ярусное расчленение разреза. Списки фауны, найденной в этом районе И. Анастасу, И. Бэнчилэ, Н. Онческу, Д. Патрулисом, В. Улигом, Ф. Хербохом и другими, приведены в монографии Н. Онческу (1960). В горах Рарэу и Хэгимеш верхнетриасовые отложения согласно перекрываются породами лейаса, представленного красноватыми сланцами, иногда песчаниками и известняками. По-видимому, триасовые и нижнеюрские отложения описываемого района могут быть объединены в единый структурный ярус. Повсеместно на размытую поверхность средне-верхнетриасовых и лейасовых пород с угловым несогласием трансгрессивно ложатся толщи среднеюрского возраста.

Вторая группа естественных обнажений осадочных отложений триасового возраста расположена южнее, в районе г. Брахова (горы Першани, массивы Криштан, Тымпа, район Кодля — Вулкан). Большинство разрезов, сложенных белыми, серыми, синеватыми, иногда битуминозными известняками, залегающими на кристаллических сланцах, охарактеризованы многочисленной фауной аммонитов, кораллов, гастропод, пелеципод, брахиопод, иглокожих среднетриасового возраста (Jekelius, 1936). На среднетриасовых отложениях с угловым несогласием залегает угленосная толща лейаса.

Более полный разрез триаса изучен в северной части описываемого района, в горах Першани. Нижний триас представлен здесь желтоватыми песчаниками и синеватыми известняками, выше залегают темно-серые известняки среднего триаса. Разрез завершается верхнетриасовыми белыми рифовыми и красными известняками. Все три отдела охарактеризованы фауной (Онческу, 1960). Характер залегания лейасовой толщи на триасовых отложениях в этом районе не установлен.

Таким образом, на территории Восточных Карпат Румынии отложения описываемого структурного яруса представлены практически одной формацией — терригено-карбонатной, поскольку маломощный несчапо-конгломератовый горизонт основания разреза нижнего триаса вряд ли может быть выделен в самостоятельную формацию. К сожалению, выяснить характер деформаций, которым подверглись эти отложения в эпоху, предшествовавшую формированию геосинклинальных толщ альпийского цикла, не представляется возможным.

## Южные Карпаты

На левобережье р. Дуная в Южных Карпатах обнажены преимущественно древние метаморфические толщи, на которых спорадически развиты осадочные толщи карбона, перми, очень редко среднего триаса, а также более молодых отложений. Лучше всего изучены разрезы так называемого Банатского массива, где Н. Онческу (1960) описывает наиболее полные разрезы верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

На метаморфических образованиях с угловым несогласием залегают среднекарбоновые отложения, представленные известняками, черными сланцами, реже конгломератами и порфирами, и охарактеризованные фауной кораллов и брахиопод московского яруса. Районов распространения этой толщи очень мало. Более широко распространены континентальные отложения верхнего карбона, сложенные конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями углей промышленной мощности. Примерно в тех же районах (см. рис. 2) описаны и пермские отложения, которые, по Н. Онческу, залегают на верхнем карбоне согласно. Однако, как достаточно четко видно на соответствующем участке геологической карты Румынии (рис. 2), в районах юго-западнее г. Решицы и северо-западнее г. Бая-Кюэ (структурно-фациальные зоны Решица — Молдова — Ноуэ и Сирийе, где Н. Онческу указывает наиболее хорошо изученные и полные разрезы карбона и перми) пермские отложения ложатся не только на верхнекарбоновые осадки, но и на кристаллические сланцы фундамента этого региона. В отдельных районах, однако, вполне возможны случаи кажущегося согласного залегания этих толщ (рис. 3).

Литологически разрезы пермских отложений Южных Карпат в значительной степени различны. В западной части региона нижняя часть описываемой толщи сложена сланцами, верхняя — красными глинистыми сланцами с прослоями пестроцветных песчаников. Северо-восточнее пестроцветные песчаники верхней половины толщи становятся преобладающими, а еще далее в том же направлении, как на территории Банат-

ского массива, так и в восточной части Южных Карпат (горы Черна, Вулкан), пермские отложения представлены почти исключительно пестроцветными конгломератами мощностью до 1000 м, сопоставляемыми Н. Онческу (1960) с конгломератами веррукано. Возраст описываемой толщи в юго-западной части устанавливается по находкам *Walchia piniiformis*, *Calopteris conierta*, *Pinnutaria capillace*, *Odontopteris optusiloba*, *Esthera* sp., *Antracomya thuringensis*, *Carbonicola* cf. *carbonaria* раннепермского возраста (Raileanu, 1952, 1955; Онческу, 1960; и др.), в восточной части — по литологическому сходству с пермскими отложениями Альп.

Триасовые отложения известны лишь в крайней юго-западной части региона (район г. Саска-Монтанэ) и представлены глинистыми битуминозными доломитами, темно-серыми известняками, мергелями и песчанистыми известняками с фауной различных видов рода *Ceratites* анизийского возраста.

Пермские отложения трансгрессивно, с несогласием перекрываются лейасовыми (см. рис. 3) породами, представленными конгломератами, песчаниками и более тонкозернистыми образованиями с прослоями углей. Неясно соотношение предположительно пермских и более молодых отложений с вышележащими породами так называемой свиты скела лейасового возраста, развитой вдоль юго-восточного склона Южных Карпат. Н. Онческу указывает на постепенный переход между этими толщами и несогласное перекрытие их конгломератами средней юры. Если учесть описанное выше для северной части Восточных Карпат Румынии структурно-тектоническое единство триасовых и лейасовых отложений, то представляется весьма вероятным, что в этой части региона имеются и триасовые отложения.

Степень дислоцированности пермских и триасовых отложений довольно велика. Помимо наложения складчатых деформаций альпийского цикла, их расшифровку в значительной степени затрудняет широкое развитие надвиговых явлений на территории Южных Карпат, из которых наиболее крупным является так называемый Гетский покров с амплитудой перемещения до 30 км (Думитреску, 1964). Однако Ю. А. Косыгин (1962), опираясь в основном на исследования Н. Гераси (Gherasi, 1937), допускает для этого района дробление по вертикальным разломам без значительных надвиговых явлений.

Обобщая вышеописанный материал по региону, можно, по-видимому, среди интересующих нас отложений выделить угленосную формацию верхнего карбона, сопоставимую с аналогичными образованиями Западной Европы, грубую пермскую молассу, развитую в северной и восточных частях Южных Карпат и сопоставимую с серией веррукано Альп, а также тонкую молассу перми в юго-западных районах. Имеющие крайне локальное распространение среднетриасовые отложения сопоставимы с терригенно-карбонатной формацией других районов Карпатского региона.

### Горы Апусени

В этом районе северо-западной части Румынии интересующие нас отложения по сравнению с другими районами распространены широко, слагая значительную территорию гор Кодру, Бихор и Пэдура-Краюлуй. На метаморфических образованиях здесь залегают развитые повсеместно пермские отложения мощностью 300—400 м, возраст которых определяется по флоре (Косыгин, 1962). Н. Онческу (1960) на основании литологического сходства с серией веррукано относит эту толщу к верхней перми. Повсюду пермские отложения начинаются пачкой кварцевых красноватых или фиолетовых конгломератов, содержащих иногда прослой пестроцветных песчаников и темно-фиолетовых глинистых сланцев. Выше они-



Рис. 2. Схематизированная выкопировка из геологической карты Банатского массива (по Н. Онческу, 1960)

- 1 — кайнозойские отложения;
- 2 — юрские и меловые отложения;
- 3 — пермские отложения;
- 4 — карбоновые отложения;
- 5 — кристаллические сланцы;
- 6 — разновозрастные интрузивные и эффузивные образования

сана пачка красноцветных и фиолетовых песчаников с прослоями глинистых сланцев, развитых не повсеместно. Завершает разрез пермских отложений пачка вулканогенно-осадочных пород, известных в основном в горах Кодру и Бишор. Эта пачка сложена кварцевыми порфирами, их туфами с прослоями красных и бурых песчаников и конгломератов. Таким образом, разрезы пермских отложений описываемого района мало отличаются друг от друга.

В отличие от пермских разрезы триасовых отложений различаются между собой по мощности и частично по литологическому составу. Наиболее полный разрез, включающий все ярусы триаса, описан в горах Кодру. Здесь на пермских отложениях согласно (по данным Н. Онческу, 1960) залегают слюдястые песчаники, сменяющиеся выше зелеными и фиолетовыми сланцами. Песчано-сланцевая пачка перекрыта рассланцованными доломитами с *Myophria costata*, *M.*, *aff. goldfussi*, показывающими возраст вмещающих пород, по мнению Н. Онческу, как верхнюю часть раннего триаса. Мощность нижнетриасовых отложений этого района, по мнению М. Паукэ (Рауса, 1941), не превышает 20 м.

Средний триас сложен в нижней части разреза исключительно массивными доломитами серого, иногда красного или черного цвета, мощностью до 60 м, с остатками *Myophora elegans*, *Pecten discites*, *Macrodon* sp. анизийского возраста. Выше залегает пачка известняков, внизу битуми-

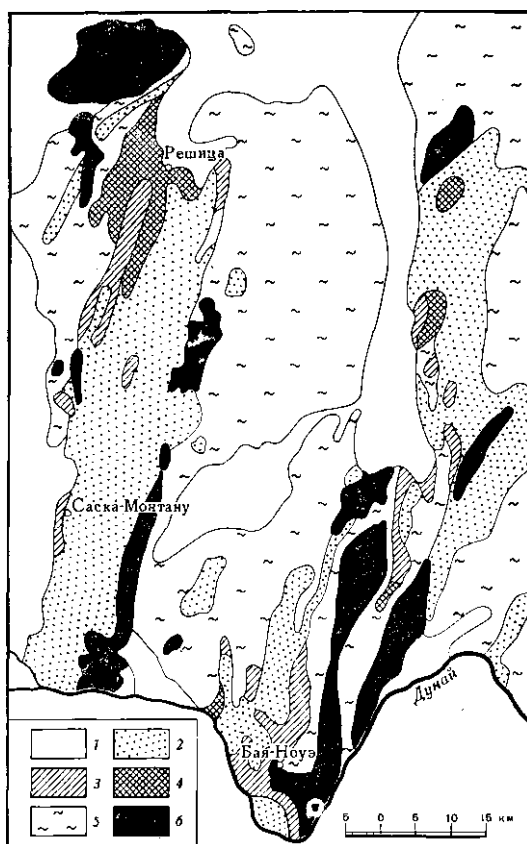
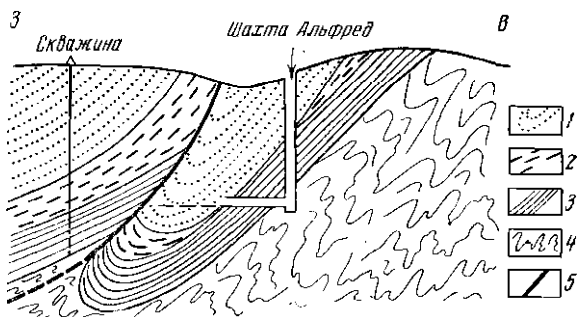


Рис. 3. Геологический профиль через синклираль Сэку в районе г. Решница (по Г. Маковею, см. Н. Онческу, 1960)

- 1 — конгломераты нижней юры;
- 2 — песчаники и конгломераты перми;
- 3 — угленосные континентальные отложения верхнего карбона;
- 4 — кристаллические породы;
- 5 — разрывное нарушение



нозных, мощностью 85—90 м. В средней части эта пачка содержит прослой пестроцветных известковистых сланцев с остатками различных видов родов *Daonella*, *Posidoremya*, *Nanites* ладинского яруса.

Среди отложений верхнего триаса условно выделяется толща карнийского яруса, сложенная доломитами и известняками преимущественно белого цвета, и карбонатная (пестроцветные рифовые известняки) толща нория с многочисленной фауной кораллов, гастропод и пелеципод.

Рэтские отложения залегают на нижележащих несогласно, с конгломерато-песчаниковой толщей в основании, которая выше сменяется сланцами и известняками с фауной конца позднего триаса и начала лейаса. По-видимому, эти отложения отвечают в Апусеях уже самостоятельному циклу развития.

Восточнее и северо-восточнее, в горах Бихор и Пэдуря-Краюлуй, в отличие от гор Кодру нижнетриасовые отложения залегают на пермских несогласно, с красной конгломерато-песчанистой пачкой в основании. Выше ее сменяет пачка черных битуминозных известняков с прослоями серых доломитов, которая полностью сложена доломитами в северной части района и охарактеризована *Myophoria costata*, *Gervillia modioliformis* верхней части раннего триаса. Выше толща сохраняет карбонатный состав, представлена белыми известняками, содержащими местами линзы и прослои доломитов. Возраст толщи по пайденной фауне даонелл среднетриасовый, возможно раннекарнийский (Bleahu, Dimitrescu, 1957). Мощность всего разреза триасовых отложений Апусея достигает, по мнению Ю. А. Косыгина (1962), 1000 м.

Тектоника описываемого района, как и района Южных Карпат, в значительной степени, по данным И. Думитреску (1964), М. Лупу (Lupu, 1966) и других, определяется покровными структурами Кодру, Бихор, Траскау с амплитудой до 20—30 км. И. Думитреску указывает, что пермские и мезозойские отложения автохтона имеют германотипную структуру, выполняя ряд грабенов.

Таким образом, вертикальный формационный ряд описываемых отложений района содержит два члена: грубую красноцветную молассу перми и терригенно-карбонатную формацию триаса с базальным песчано-конгломератовым горизонтом в основании последней.

## Балканиды территории Болгарии

В Балканской складчатой системе на территории Болгарии выделяется несколько тектонических зон, однако все они, за исключением Родопского массива, обособились как самостоятельные структурные элементы уже на альпийском этапе развития, что позволяет нам объединить описание пермских и триасовых отложений этого района в едином разделе. Подстилающие ниже- и среднепалеозойские отложения представлены в описываемом районе (кроме Родопского массива) типичными геосинклинальными формациями герцинид. Верхнекарбонная толща, возможно включающая местами и нижнюю часть нижней перми, может быть с полной уверенностью отнесена к угленосной орогенной, или нижнемолассовой (Алексиев и др., 1965б), формации. Пермские отложения района с угловым несогласием залегают как на верхнекарбонных, так и на более древних палеозойских отложениях. Области распространения их весьма ограничены и приурочены главным образом к западной части Болгарии. Пермские отложения сложены преимущественно красноцветным грубообломочным материалом и представлены брекчиями, конгломератами, песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. Очень характерно для них присутствие вулканического материала как в виде прослоев лав и туфов основного и кислого состава, так и в виде при-

меси вулканического пепла в терригенных породах. Толща отличается также плохой сортированностью обломочного материала, фациальной невыдержанностью отдельных слоев и пачек, большим количеством внутриформационных размылов. Й. Йовчев (1965) отмечает в нижней части толщи прослой и линзы каменных углей. Мощность пермских отложений очень изменчива и колеблется в пределах 50—2500 м (Алексиев и др., 1965а). Помимо естественных обнажений, пермские образования вскрыты некоторыми скважинами в Предбалканской зоне. На Чиренском газоконденсатном месторождении вскрытая мощность пермских красноцветных обломочных пород достигает 612 м (Монахов, Атанасов, 1965).

Отложения триаса распространены более широко, с угловым несогласием они залегают на более древних отложениях и представлены всеми тремя отделами. Отложения нижнего триаса на площади значительно отличаются мощностью и происхождением. В северо-западной части Болгарии наибольшая мощность (600 м) толщ нижнего триаса отмечается в Белоградчикском районе (Йовчев, 1965). Здесь разрез начинается пачкой грубозернистых песчаников и конгломератов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Выше залегает пачка чередующихся известняков, песчаников и алевролитов. Юго-восточнее, в 40 км севернее Софии (с. Лакатник), по данным Н. Гюевой (1965), мощность уменьшается до 150 м и несколько изменяется состав отложений: в нижней грубозернистой пачке количество конгломератов очень невелико, появляются прослой алевролитов и аргиллитов, а верхняя пачка сложена мергелями, известняками и алевролитами. Еще восточнее, на территории Центральной Старой Планины, мощность аналогичных пород нижнего триаса составляет всего 20—40 м (Алексиев и др., 1965а). Для вышеуказанных разрезов характерно континентальное происхождение пород и широкое развитие в них косой слоистости. Возраст устанавливается по флоре. Нижнетриасовые отложения этого района объединяются в красноцветную терригенную формацию (Алексиев и др., 1965а).

В западной и юго-западной Болгарии (Крайштиды) нижний триас состоит из морских отложений — красноватых мергелей с примесью песчанистого материала. Морскими фациями нижний триас представлен и в северной части Предбалканья. Здесь, на территории Чиренского газоконденсатного месторождения, по результатам глубокого бурения отложения этого возраста мощностью более 500 м охарактеризованы фауной *Lingula cf. tenuissima* Bronn, *Myophora* sp. и сложены красноцветными аргиллитами и песчаниками с прослоями конгломератов, известняков и доломитов, реже туффитов и туфов (Монахов, Атанасов, 1965). На северном склоне Родопского массива нижнетриасовые породы сильно изменены и частично разгнейсованы.

Средне- и верхнетриасовые отложения представлены преимущественно карбонатными фациями и формировались в морских условиях. Богатая фауна (преимущественно даонеллы) позволяет проводить ярусное расчленение разреза. Фации и мощности описываемых отложений очень близки и в Предбалканской тектонической зоне, где они вскрыты скважинами и известны в естественных обнажениях, а также в Среднегорской (Балканской) зоне. Нижняя часть карбонатной толщи (преимущественно средний триас) сложена главным образом известняками. Большая часть верхнего триаса представлена доломитами, а самые верхние его горизонты (рэтский ярус) включают пестроцветные карбонатные породы различного состава, а также конгломераты, гравеллиты и песчаники, обломочный материал которых состоит из карбонатных пород более нижних горизонтов триаса.

В целом намечается понижение нижней возрастной границы доломитовой толщи в Балканской зоне по сравнению с Предбалканьем. Второстепенными литологическими разностями пород средне- и верхнетриасо-

вых отложений (за исключением рэтских) являются алевролиты, аргиллиты и редко ангидриты (последние главным образом в верхнем триасе). Мощность среднего и верхнего триаса описываемых районов колеблется в пределах 400—1000 м.

В. Алексиев, И. Начев и др. (1965б) выделяют среди средне-верхнетриасовых отложений карбонатную и пестроцветную терригенно-карбонатную формации (к последней относится толща рэтского возраста). Однако, учитывая наличие прослоев обломочных пород и отложениях карбонатной формации и насыщенность карбонатным материалом отложений терригенно-карбонатной формации, можно объединить весь описываемый комплекс отложений в единую терригенно-карбонатную формацию, выделяя внутри нее по литологическому составу лишь субформации. Триасовые отложения повсеместно несогласно перекрываются различными горизонтами юрской толщи (Йовчев, 1960), формирование которой в Балканской (Среднегорской) и Предбалканской тектонических зонах связано с альпийским циклом развития.

Степень дислоцированности пермских и триасовых отложений отдельных частей описываемого района различна. В Предбалканской зоне как описываемые, так и вышележащие отложения альпийского цикла смяты в брахиформные складки, пескoлько запрокинутые к северу (Йовчев, 1965; Атанасов и др., 1966). Южнее, в собственно Альпийской складчатой области, складчатость гораздо интенсивнее. Здесь на формирование как пликативных дислокаций пермских и мезозойских отложений, так и на распределение мощностей большое влияние оказали глубинные разломы (Бончев и др., 1965). Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет, к сожалению, лишь констатировать тектоническую перестройку региона и послетриасовое время, но не дает возможности определить характер складчатости, сформировавшейся в пермских и триасовых отложениях в доюрское время.

## Добруджа

На территории Мизийской плиты Добруджское поднятие, разделяющее Валахскую впадину и Преддобруджский прогиб, является единственным местом, где на поверхность выведены складчатые образования фундамента и пермо-триасового комплекса. К фундаменту в этом районе с полной достоверностью могут быть отнесены зеленые сланцы и другие кристаллические образования раннепалеозойского или более древнего возраста, а также так называемая серия карпелит, охватывающая отложения девона, карбона и, возможно, нижней перми (Онческу, 1960; Панченко, 1965; Славин, 1965а; Mirăuța et Mirăuța, 1965; и др.). По данным Г. Мургочи (Murgoci, 1912), выше серии карпелит несогласно залегает менее интенсивно дислоцированная пачка красноцветных конгломератов и зеленовато-синеватых песчаников предположительно пермско-раннетриасового возраста, однако в более поздних работах как румынских, так и советских геологов подобные отложения не отмечены, и их существование вызывает сомнение.

Триасовые отложения залегают с угловым несогласием на нижележащих отложениях и прослеживаются сравнительно узкой полосой северо-западного простирания на правобережье низовьев Дуная, на территории так называемой зоны Тулча, по терминологии Н. Онческу (1960). Триасовые отложения Добруджи, мощность которых, по И. Думитреску (1964), колеблется в пределах 350—500 м, представлены всеми тремя отделами и охарактеризованы большим количеством фауны, которая позволяет проводить ярусное расчленение разреза (Simionescu, 1910—1911). Нижнетриасовые отложения повсеместно начинаются толщей базальных

конгломератов, галька которых состоит из обломков подстилающих пород. Выше залегают песчаники, красные и серые тонкослоистые сланцы с подчиненными прослоями известняков и доломитов. В целом по всей территории отложения нижнего триаса фациально довольно выдержанны.

Осадки среднего триаса сложены главным образом известняками. Среди этой толщи Н. Онческу выделяет три фации, представленные соответственно красно-бурыми, серыми и черными карбонатами. Фации известняков отличаются не только цветом и разным составом, но и степенью дислоцированности. К этой же толще приурочены потоки диабазовых лав и порфиров, а также дайки соответствующего состава.

Верхний триас отличается еще большей фациальной дифференциацией. В восточной части района разрез имеет известково-доломитовый характер, в западной — представлен разнообразными песчаниками, мергелями, конгломератами, с увеличением зернистости осадков вверх по разрезу.

Фрагментарность отдельных обнажений триаса описываемого района не позволяет нарисовать его единую структурную картину. Однако в целом, по описанию Н. Онческу, можно наблюдать отдельные мелкие складки, иногда запрокинутые, участки пологого залегания, протяженные моноклинали с углами падения в  $30-60^\circ$ , возможно являющиеся крыльями крупных антиклинальных и синклинальных структур или приразломными дислокациями. По-видимому, разрывная тектоника является очень важным структурным фактором для этой территории. Однако пока разрывные нарушения устанавливаются лишь в зонах развития магматизма, где с ними связаны дайки диабазов и порфиров, а также могут предполагаться в зонах вертикального залегания триаса. В целом триасовые отложения, по В. М. Муратову (1964б), выполняют сложно построенную грабенообразную впадину.

Таким образом, триас Добруджи имеет довольно локальное (в масштабах региона) распространение, представлен карбонатной формацией и сероцветными терригенными молассами, площадное распределение которых говорит о достаточно дифференцированных движениях в период формирования этих толщ и характеризуется не очень широким развитием магматизма.

По-видимому, непосредственным продолжением Добруджского поднятия в восточном направлении является регион острова Змеиного, где коренные отложения подняты над поверхностью моря. По данным А. В. Друмя и П. К. Иванчука (1962), здесь обнажается пестроцветная толща, сложенная внизу конгломератами и песчаниками, сверху — песчаниками и глинистыми сланцами. В толще найдена фауна плохой сохраняемости, по определению Н. И. Черняк, имеющая широкий возрастной диапазон (устное сообщение Е. Н. Штенгелова). Н. Онческу (1960) на основании литологического сходства описываемых отложений с добруджскими относит их к верхнему триасу; В. И. Славин (1965а) считает, что нижняя, более грубозернистая, пачка должна быть отнесена к перми, верхняя же — к нижнему триасу.

## КРЫМ И БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

На территории описываемого района пермские и триасовые отложения в естественных выходах широко развиты в пределах Горного Крыма и незначительно — в Кавказском хребте. Расположенные главным образом в зоне альпийской складчатости, эти отложения все же представляют для нас значительный интерес в отношении их сопоставления с одно-возрастными образованиями расположенной севернее Скифской плиты.

## Крым

Пермские отложения, известные на территории Горного Крыма, являются наиболее древними отложениями, выведенными на поверхность, и известны только в виде экзотических глыб известняков, содержащих фауну и ранней и поздней перми. В. И. Славин (1965а) сугубо предположительно считает, что эти известняки являлись лишь отдельными линзами и телами в терригенной флишеидной толще пермского возраста. Более определенные, хотя и очень спорные данные приводятся В. К. Хмелевским и Э. Н. Кузьминой (1967), которые на основании геофизических данных выделяют под территорией Горного Крыма на глубине 2—5 км палеозойский фундамент, сложенный сланцами, конгломератами и известняками, имеющими плотность 2,6 г/см<sup>3</sup>.

Очень широко развитые триасовые отложения вместе с лейасовыми объединяются в таврическую серию, но, несмотря на ее широкое распространение и большие мощности, возраст отдельных частей серии, а также сводные разрезы для отдельных районов отсутствуют. В последние годы сделана попытка расчленения серии на две свиты: собственно таврическую позднетриасового и, возможно, более древнего возраста и эскиординскую, имеющую раннелейасовый возраст (Логвиненко и др., 1961, 1962). А. И. Шалимов (1962) разделил таврическую свиту на две подсвиты, указывая, что в верхней подсвите содержание песчаников выше, чем в нижней. В целом таврическая серия представляет собой монотонную терригенную флишевую или флишеидную толщу без малейших признаков маркирующих горизонтов. Н. В. Логвиненко и др. (1961, 1962) считают для таврической серии нормальный тип флиша двучленного строения, в котором нижний член представлен песчаником или алевролитом, иногда гравелитом, а верхний — аргиллитом. Реже встречается так называемый фукоидный тип флиша, сложенный почти исключительно аргиллитами, содержащими послойно расположенные конкреции. В таврической серии содержится большое количество растительного детрита и аутигенного пирита.

Одной из основных причин слабой изученности таврической серии является ее необычайно сильная дислоцированность. Как указывает М. В. Муратов (1960, 1964а), весь описываемый комплекс образует сложно построенную систему сжатых складок различной морфологии и разного порядка вплоть до появления плоччатости. Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями от микросбросов до разломов с амплитудой около 1000 м. Часто встречаются надвиги. Подобная структура серии не позволяет даже приблизительно оценить ее мощность геологическими методами. Ялтинская и Качинская свяжины прошли по породам таврической серии около 2000 м, но не вскрыли подстилающих отложений. Приводимая выше глубина залегания палеозойского фундамента (2—5 км) показывает примерную мощность всей серии в целом как единого геологического тела, без учета сложностей его внутреннего строения.

Таврическая серия с резким угловым несогласием перекрывается интенсивно (хотя и не в такой степени, как подстилающие породы) дислоцированными отложениями средней юры, для которых во многих местах характерно присутствие вулканических пород. Еще выше, опять с угловым несогласием, залегают верхнеюрские отложения.

Отложения, аналогичные таврической серии, известны и на территории Степного Крыма, где они вскрыты на Николаевской, Планерской, Гончаровской, Березовской и других площадях. Здесь по данным бурения мы имеем четкие представления о ярусном строении молодой платформы, включающей чехол мелового — антропогенного возраста, фундамент, сложенный карбоновыми и более древними отложениями, и комплекс, кото-

рый расположен между ними и практически не охарактеризован палеонтологически. Этот комплекс, судя по геофизическим данным, залегает несогласно на палеозойском фундаменте и несогласно перекрывается чехлом, т. е. меловыми и более молодыми отложениями. Таким образом, возрастной диапазон комплекса укладывается в рамки пермь — юра. Не исключена возможность, что в данном случае мы имеем дело со структурой, аналогичной Преддобруджскому прогибу. По-видимому, дальнейшие исследования покажут правильность этой поддерживаемой автором точки зрения.

### Кавказский хребет

На территории Большого Кавказского хребта пермо-триасовые отложения распространены ограниченно. Здесь, на территории северного склона, в районе верховьев Кубани к пермо-триасовым породам относятся красноцветные толщи так называемых Лабияно-Малкинской и Тырныауз-Пшекпшиской структурных зон, выделяемых Е. Е. Милановским и В. Е. Хапиным (1963). Описываемые отложения в этом районе представлены главным образом грубообломочными образованиями, формировавшимися преимущественно в континентальных условиях. Частая фациальная изменчивость затрудняет сопоставление разрезов отдельных участков, а относительная редкость палеонтологических находок не всегда позволяет точно датировать возраст отдельных частей разреза.

Один из наиболее апробированных разрезов перми этого района приводится по монографии Е. Е. Милановского и В. В. Хаина (1963), хотя имеются и другие варианты описания этого разреза (Белов, 1958; Круглов, 1959; и др.). По всему району в целом отложения переходного комплекса могут быть разделены на нижнюю и верхнюю красноцветные свиты. Нижняя красноцветная свита без видимого углового несогласия залегает не только на молассовых отложениях верхнего карбона, но и на более древних отложениях. Основание свиты сложено конгломератами, которые выше сменяются крупнозернистыми песчаниками. Еще выше свита представлена разнообразными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мелкогалечными конгломератами, редко — доломитизированными известняками, которые часто сменяют друг друга по простиранию, не образуя стратиграфически выдержанных горизонтов. Следует отметить, что отдельные фации свиты различаются не только по составу, но и цвету, который варьирует в широких пределах от вишневого и красного до серого и зеленовато-серого; красные тона окраски преобладают. Мощность свиты в различных частях района колеблется от 0 до 800 м.

Верхняя красноцветная свита залегает на нижней согласно или же несогласно, но всегда с несогласием перекрывает более древние отложения. Описано несколько разрезов этой свиты, типичных для отдельных участков района. В верхнем течении рек Теберды и Кубани А. А. Белов (1958) в основании свиты выделяет вулканогенно-осадочную толщу мощностью до 800 м, сложенную андезитами, андезито-дацитами, дацитами, трахитами, их туфами и порфиридами, а также туфопесчаниками. Выше с угловым несогласием залегает терригенная толща, сложенная конгломератами, гравелитами, косослоистыми песчаниками красного цвета, мощностью от 200 до 800 м. Верхняя часть свиты состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов красной и зеленовато-серой окраски, мощностью 350—2000 м.

Южнее, в Тырныауз-Пшекпшиской зоне, нижняя часть свиты представлена красноцветными конгломератами, брекчиями, гравелитами, песчаниками. Вышележащая толща имеет менее грубозернистый характер и представлена песчаниками с отдельными прослоями конгломератов. Мощность

ее колеблется в пределах 350—2000 м. В западной части района разрез верхней красноцветной свиты одинаков как для Лабино-Малкинской, так и для Тырныауз-Пшекпшиской зоны. Здесь свита представлена конгломератами и песчаниками мощностью до 1500 м. Отложения верхней красноцветной свиты в западной части района с угловым несогласием перекрыты конгломератами и песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются известняками и глинистыми сланцами морского происхождения. Мощность этих толщ не превышает 165 м.

Помимо вышеуказанных эффузивных толщ, в период формирования переходного комплекса происходило внедрение штоков и даек диоритов, сиенито-диоритов, гранодиоритов и плагиигранитов (Милановский, Хаин, 1963).

Возраст нижней красноцветной свиты устанавливается по остаткам *Walchia pinniformis* Schloth. как раннепермский, однако возможно, что нижняя ее часть имеет еще позднекарбонный возраст. В верхней красноцветной свите органических остатков *in situ* не обнаружено. Однако наличие в верхних ее горизонтах галек с многочисленной фауной ранней и поздней перми позволяет считать ее позднепермской, возможно частично и раннетриасовой. Морские образования верхней части комплекса на западе района содержат остатки многочисленной фауны, которая позволяет уверенно датировать возраст этих отложений как позднепермский (Миклухо-Маклай, 1956).

В целом отложения перми в данном районе протягиваются в виде двух субширотных полос, причем отложения южной полосы в пределах Тырныауз-Пшекпшиской зоны выполняют узкий грабен, на территории же Лабино-Малкинской зоны они слагают систему Урупской, Аксаутской и других более мелких наложенных впадин. Залегая на поверхности сильно дислоцированных более древних систем палеозоя, сами пермские отложения образуют ряд крупных пологих складок, углы наклона крыльев которых не превышают 15—30°. Наши наблюдения на левобережье р. Теберды показывают, что даже в этом районе, где наблюдается видимое согласное залегание перми на карбоне, верхнекарбонные отложения смяты в мелкие складки с углами падения на крыльях до 80°, а пермские залегают моноклиinally под углом до 30°. Для районов распространения пермских отложений характерно широкое развитие дизъюнктивных нарушений.

В заключение следует рассмотреть вопрос о взаимоотношении описываемой толщи с вышележащими отложениями. На большей части Лабино-Малкинской зоны, за исключением ее западной части (междуречье Лабы и Белой), пермские отложения с угловым несогласием перекрываются толстым залегающим чехлом эпитектической платформы. На территории Тырныауз-Пшекпшиской зоны и в западной части Лабино-Малкинской зоны пермские и триасовые отложения перекрываются геосинклинальными образованиями юры.

Триасовые отложения известны в западной части Лабино-Малкинской зоны в верхнем течении рек Лабы и Белой. В основании описываемой толщи залегает пачка конгломератов и песчаников, которые выше сменяются известняками и песчанистыми известняками, иногда с прослоями мергелистых сланцев. Мощность конгломерато-песчаниковой пачки местами (гора Хуко) достигает 500 м. Глубокообломочная толща и толщи известняков по фауне аммонитов имеют ранне-среднетриасовый (анизийский) возраст; мощность их в большинстве районов — до 300 м. Местами отмечается локальный размыв в основании анизийских известняков. Выше располагается терригенная пачка, сложенная преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и конгломератов. Мощность этой толщи, охарактеризованной фауной аммонитов и пелеципод ладинского и кар-



ийского возраста, достигает 400 м. Выше несогласно залегает карбонатная пачка с конгломератами и песчаниками в основании, сложенная доломитизированными рифовыми известняками. Мощность ее составляет 500 м. Многочисленная и разнообразная фауна позволяет отнести эту толщу к норийскому ярусу. Полные списки фауны описываемых триасовых отложений приводятся в монографии Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963).

И пермские, и триасовые отложения Лабино-Малкинской зоны с угловым несогласием перекрываются лейасовой толщей, которая в восточной части района носит явно платформенный характер, а в западной, в бассейне р. Белой, по нашим наблюдениям, имеет многие геосинклинальные признаки — складчатость, флишеподобные отложения и т. д.

Восточнее Лабино-Малкинской зоны, на территории Северной Осетии, пермские отложения имеют несколько иной характер. По данным Ю. Г. Моргунова и В. И. Славина (1963), общая мощность пермской толщи здесь незначительно превышает 600 м. Залегая с кажущимся согласием на верхнем карбоне, она представлена внизу терригенными породами (бурые, зеленоватые и серые песчаники, алевролиты и сланцы) с прослоями известняков, а сверху — карбонатной толщей. Отложения охарактеризованы фауной криноидей, фораминифер, гастропод, пелеципод и кораллов (определения И. П. Бутусовой, Т. Г. Сарычевой, Б. С. Соколова, А. П. Сокольской). Мощность нижнепермских отложений составляет 300 м, из которых нижние 110 м представлены терригенной пачкой.

Южнее Тырныауз-Пшекпшского разлома триасовые и, по-видимому, пермские отложения имеют совершенно другой, геосинклинальный характер. Наиболее изученные разрезы расположены в бассейне р. Мзымты в районе Красной Поляны (Славин, 1958). М. Л. Сомин и А. А. Белов (1967) доказывают для всего этого района, расположенного на южном склоне Большого Кавказа, непрерывность геосинклинального развития и в герцинскую и в альпийскую эпохи.

## СРЕДНЯЯ АЗИЯ

На территории Средней Азии в пределах эпигерцинской платформы имеется гораздо больше выходов пермских и триасовых пород на дневную поверхность, чем в вышеописанных районах. Большинство из них сосредоточено в пределах п-ова Мангышлак (рис. 4). В прилегающих горных сооружениях в первую очередь заслуживают внимания естественные обнажения хр. Банди-Туркестан в пределах Афганистана, где на поверхность выведены хорошо охарактеризованные фаунистические отложения триаса, аналогичные образованиям, вскрытым скважинами севернее, в бассейне р. Амударьи. Некоторое представление о характере описываемых отложений дают и отдельные разрезы Тянь-Шаня, описанные ниже. Представляют интерес также некоторые грабены, сформировавшиеся вдоль границы каледонид и герцинид, но уже не в перми и триасе, а позднее — в юрском периоде.

### Мангышлак и прилегающие районы

На п-ове Мангышлак и в прилегающих районах расположена одна из наиболее интересных групп коренных выходов пермо-триасовых отложений, протягивающихся цепочкой от пос. Таучик на восток-юго-восток до урочища Кугусем. Эти выходы неоднократно описывались в литературе, причем наиболее подробные материалы содержатся в статье В. Н. Винюкова (1963б), в монографии А. Е. Шлезингера (1965) и в диссертационной работе П. В. Флоренского (1965). С запада на восток от-

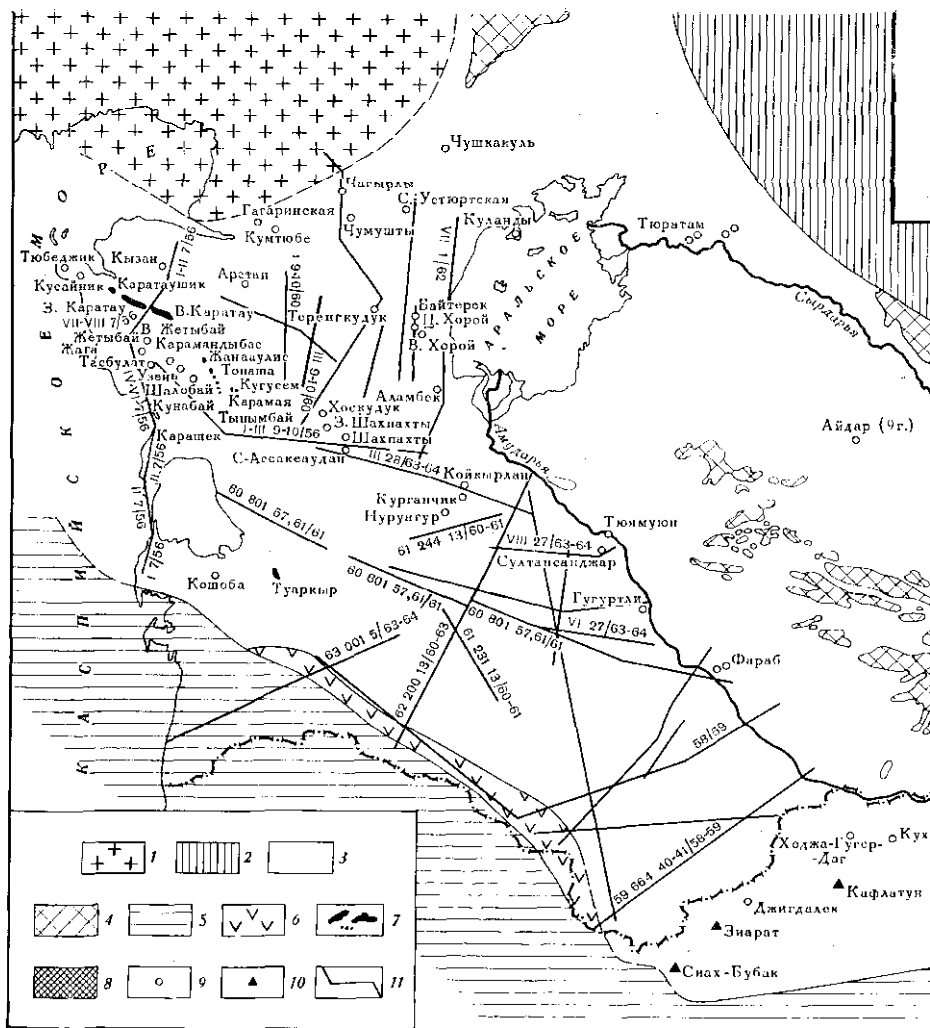
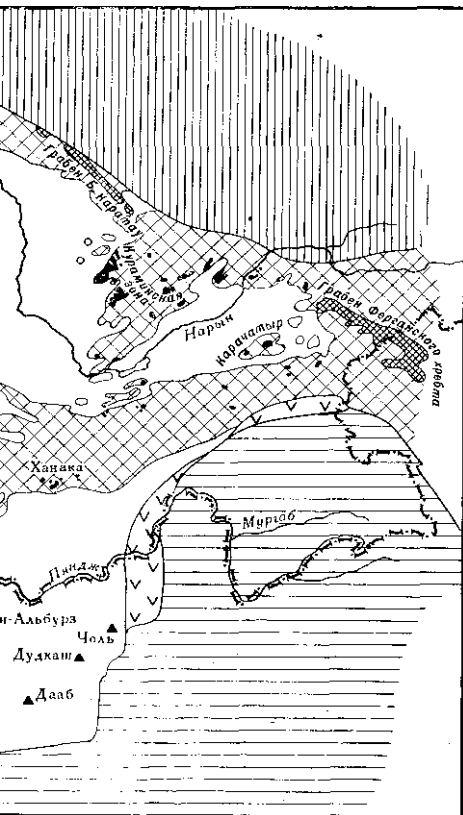


Рис. 4. Схема расположения естественных обнажений пермо-триасовых пород и скважин, вскрывших эти обнажения на территории Туранской плиты и прилегающих районов развития герцинид



- 1 — Русская платформа;
- 2 — область каледонской складчатости;
- 3 — эпитеерцинская платформа;
- 4 — выходы складчатого основания фундамента эпитеерцинской платформы на поверхность;
- 5 — область альпийской складчатости;
- 6 — краевые прогибы;
- 7 — выходы пермо-триасовых отложений на поверхность;
- 8 — выходы на поверхность мезозойских складчатых образований в зоне развития герцинид;
- 9 — скважины, вскрывшие пермо-триасовые отложения;
- 10 — основные естественные разрезы пермо-триасовых отложений на территории Афганистана;
- 11 — сейсмические профили

ложения переходного комплекса слагают хребты Каратаушик, Западный и Восточный Каратау, горные массивы Жанаулие, Тонаша, Тынымбай, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Карамая, а также образуют изолированный выход в урочище Кугусем. Стратиграфическое расчленение разреза проводится главным образом на основании изучения Западного и Восточного Каратау, в остальных же выходах обнажены его фрагменты, сопоставимые с отдельными свитами главных обнажений. Самые низы разреза слагают серые сланцы биркутской свиты видимой мощностью до 400 м, в которых А. И. Левенко (1966) обнаружил ранпепермский *Cordaianthus* sp. Эта свита, судя по материалам большинства литературных источников, обнажена только в пределах Западного Каратау, однако имеются некоторые данные, позволяющие предполагать, что апагоги этой свиты, а возможно и более древние отложения, вскрыты и на территории Восточного Каратау (Корженевский, 1956). Биркутская свита перекрыта отложениями отпанской свиты, представленными внизу переслаиванием лиловых и серо-зеленых песчаников, сланцев и алевролитов при преобладании последних, а выше — главным образом зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками. Такое поглубение зернистости материала снизу вверх, а также косослоистость отложений, волноприбойные знаки характерны для всех разрезов свиты (Западный и Восточный Каратау, гора Карамая). Мощность свиты достигает 1200 м на Западном Каратау и 1400 м (видимая мощность) на Восточном. Возраст свиты условно считается пермским.

Выше располагается долнапинская свита, описанная на территории Горного Мангышлака в пределах массивов Тынымбай, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Карамая, а также в урочище Кугусем. Свита сложена красноцветными песчаниками с прослоями серо-зеленых глин. Вверх по разрезу количество красноцветных пород возрастает. В разрезе присутствуют мелкогалечные внутриформационные конгломераты, а также встречен прослой туфолав кислого состава (Винюков, 1963б). Для территории в целом отмечено увеличение количества песчаников в разрезе с запада на восток (Флоренский, 1965). Мощность свиты не превышает 1000 м, а возраст ее основной части датируется поздней пермью, кроме самых верхних горизонтов разреза, имеющих раннетриасовый возраст (Кипарисова, 1958).

Долнапинская свита перекрывается таушикской, которая, помимо Горного Мангышлака, обнаружена в горах Кичик-Карашек и Карашек и в урочище Кугусем, а также, возможно, в горах Кунабай и Карамая. Нижняя часть разреза таушикской свиты сложена злеповатыми сланцами и известняками, верхняя — преимущественно песчаниками и алевролитами. Для свиты в целом отмечается уменьшение роли карбонатов в разрезе с запада на восток и увеличение песчаности в том же направлении. Мощность свиты в отдельных районах колеблется в пределах 900—1200 м. В породах свиты найдена обильная фауна аммонитов, в том числе и дорикранитов, определение которых проводилось М. В. Байрунасом, Т. В. Астаховой, Л. Д. Кипарисовой, Б. А. Корженевским, А. А. Шевыревым. Несмотря на расхождения в толковании возраста некоторых горизонтов, можно уверенно считать свиту раннетриасовой.

Выше залегает карадуанская свита, обнаженная на территории Горного Мангышлака и на горе Карашек. Отложения свиты представлены глинистыми сланцами (преобладают в разрезе), внутриформационными конгломератами, песчаниками, алевролитами. Породы имеют яркую красную, реже зеленую окраску. Мощность свиты колеблется от 200 до 500 м. Как и для нижележащих свит, отмечается увеличение песчаности в восточном направлении. Возраст свиты условно считается среднетриасовым, исходя из ее положения в разрезе.

Разрез триаса завершает акмышская свита, которую некоторые исследователи делят на две подсвиты. Помимо Горного Мангышлака, отложения свиты известны на горах Жанааулие, Карашек и юго-восточнее горы Кунабай. Акмышская свита сложена известняками, сланцами (в том числе и углистыми), алевролитами, песчаниками. П. В. Флоренский (1964) отмечает присутствие в свите нескольких прослоев туфов кислого состава. Мощность свиты колеблется в пределах 1600—2000 м, возраст по фауне пелеципод определяется как позднетриасовый (карнийский) (Кипарисова, 1958).

Заканчивая краткое стратиграфическое описание пермских и триасовых отложений Мангышлака, следует подчеркнуть, что сопоставление отдельных разрезов не может считаться окончательным. Даже для таких хорошо изученных районов, как Восточный и Западный Каратау, составлялись разрезы, сопоставимые лишь частично. Только детальные литологические работы в последние годы позволили П. В. Флоренскому (1965) увязать между собой стратиграфические схемы этих участков.

Общая видимая мощность пермо-триасовых отложений Мангышлака превышает, таким образом, 7000 м. Однако геофизические данные дают величину глубины фундамента в 14 000 м. Учитывая значительную пликативную нарушенность толщи, вряд ли эту цифру можно принять за истинную мощность пермо-триасового комплекса.

Описываемый район является почти уникальным для эпигерцинских платформ по тектонике отложений переходного комплекса, представляя собой прогиб, претерпевший складчатость и инверсию. Пликативные структуры разных размеров описаны на территории всех выходов пермо-триаса Мангышлака от Каратаушика до Кугусема. Вместе с тем большинство исследователей отмечает большое количество и значительную роль разрывных нарушений. Простирания складчатых структур изменяются от субширотных до северо-западных при общем преобладании последних.

В работах Б. А. Корженевского (1956), В. Н. Винюкова (1963а), А. Е. Шлезингера (1965) на основании описания коренных обнажений и, частично, геофизических данных выделяется ряд структурных элементов, которые в данной зоне развития пермо-триасовых отложений условно могут быть отнесены к структурам первого порядка. В пределах Каратаушика, Западного и Восточного Каратау, разделенных небольшими участками делювиальных равнин, с запада на восток описаны следующие сопряженные складки: Даныспанская антиклиналь, Каратаушическая грабен-синклиналь, Сарпа-Долнашинская антиклиналь, Торыш-Карадуанская синклиналь, Отанская антиклиналь, Шетпинская (Джикансай-Батаханская) синклиналь, Ариалинская антиклиналь, Аусарская синклиналь и Бесчокинская антиклиналь. Вышеуказанные складки обычно расположены кулисообразно по отношению друг к другу. Восточнее слабая обнаженность позволяет наметить лишь несколько пликативных структур, не связанных друг с другом: Тонаша-Тынымбайскую, Кунабайскую и Кумшоқышскую антиклинали, а также Караманскую и Кугусемскую антиклинали, разделенные синклиналью незначительной амплитуды. Ниже приводится описание нескольких наиболее хорошо обнаженных складок, которые являются достаточно характерными пликативными структурами.

Бесчокинская антиклиналь расположена на территории восточной и центральной частей Восточного Каратау. Ось антиклинали с запада на восток изменяет свое простирание от северо-западного до субмеридионального и далее — запад-северо-западного. Видимая ширина антиклинали достигает 8—10 км, длина до 40 км. В структуре складки наблюдается значительная поперечная асимметрия. Если на северном крыле наделение пород составляет в среднем 50° (колебания в пределах 40—60°,

изредка большие), то южное крыло разбито серией разломов, главный из которых отделяет пермо-триасовые отложения от юрских и меловых. Углы падения пород на южном крыле составляют  $70-80^\circ$ , иногда здесь наблюдается опрокинутое залегание. Ближе к осевой части структуры, также разбитой несколькими параллельными оси сбросами незначительной амплитуды, углы падения пород не превышают  $20-30^\circ$ . Описываемая антиклиналь имеет оба хорошо выраженных периклинальных замыкания. Если восточная периклиналиль имеет простое строение, то западная осложнена двумя структурными носами западного и северо-западного простираний (Куголачкинская и Кызылтамская антиклинали, по А. Е. Шлезингеру).

Торыш-Карадуанская синклипаль расположена на северо-западе Западного Каратау и обнажена только в своей юго-восточной части. Описываемая антиклиналь имеет асимметричное в плане строение, резко расширяясь к северо-западу за счет погружения шарнира сопряженной Отпайской антиклинали в этом направлении. В юго-восточной части описываемой складки углы падения пород на крыльях достигают  $50-60^\circ$ , однако северо-западнее, где структура расширяется, крылья выполаживаются и углы падения на северо-восточном крыле уменьшаются до  $20-30^\circ$ , на юго-западном — до  $20-50^\circ$ . На юго-западном крыле автором описана мягкая складчатость с амплитудой от первых метров до  $20-40$  м, имеющая приразломное происхождение. Наблюдались также отдельные внутриформационные складки. Разрывные нарушения типа сбросов, осложняющие строение этого крыла, имеют северо-западное, совпадающее с простиранием структуры, и субширотное простираания. Амплитуда их не превышает десятков — первых двух сотен метров.

Каратаушская грабен-синклипаль занимает большую часть хребта Каратаушик. Простираание структуры меняется от запад-северо-западного в восточной части хребта до северо-западного. Шарнир структуры погружается в северо-западном направлении. Породы юго-западного крыла синклипаль имеют углы падения от  $30$  до  $45^\circ$ , северо-восточное крыло круче, и углы падения здесь колеблются от  $45$  до  $55^\circ$ . Ограничивающие грабен разрывные нарушения имеют вертикальные плоскости сбрасывателей. Амплитуда перемещения по ним достигает  $1000$  м. Внутри грабена А. Е. Шлезингер (1965) также отмечает несколько сбросов с амплитудой в несколько сотен метров.

Тонаша-Тынымбайская антиклиналь — один из примеров антиклиналей, где асимметрия структуры в значительной степени определяется крупным разрывным нарушением, проходящим в осевой части складки. Второй отличительной особенностью описываемой структуры является ее гребневидный характер. Пермо-триасовый комплекс, слагающий эту антиклиналь, выходит на поверхность на территории гор Тонаша, Тынымбай, Жапааулие и Тюесу. Простираание оси структуры и осложняющее ее разрывное нарушение северо-западное. Углы падения пород юго-западного крыла ближе к осевой части достигают  $70-80^\circ$ , а далее на юго-запад уменьшаются до  $60-35^\circ$ . Северо-восточное крыло более пологое: здесь по мере удаления от осевой части структуры углы падения пород уменьшаются от  $65$  до  $30^\circ$ . Плоскость сбрасывателя разрывного нарушения, осложняющего строение складки, падает на северо-восток под углом около  $70^\circ$ . Приподнятым является юго-западный блок.

Описанные структуры пермо-триаса являются достаточно типичными для Мангышлака. Асимметрию пликативных структур можно считать одной из наиболее типичных черт для складок этого района. Из приведенного выше материала видно, что в строении антиклиналей и синклиналей значительную роль играют разрывные нарушения. Третьей особенностью, которая сугубо предположительно может быть выделена для степени дислоцированности описываемого комплекса, является постепенное

уменьшение интенсивности складчатости с запада на восток. Среди пликтивных структур пермо-триасовых отложений Мангышлака можно выделить складки трех порядков. К структурам первого порядка относятся вышеперечисленные складки, длина которых достигает десятков километров, а ширина до 10 км. В качестве примера структур второго порядка можно привести антиклиналь, осложняющие северо-западную переклипаль Бесчокинской антиклинали. К структурам третьего порядка относятся мелкие складки, описанные на юго-западном крыле Торыш-Карадуанской антиклинали. Выделенные порядки, безусловно, не являются всеобъемлющими, прежде всего ввиду слабой обнаженности района. Крупные антиклинали и синклинали пермо-триасового комплекса Мангышлака скорее всего могут быть объединены в более крупные структуры, однако в настоящее время фактический материал не позволяет выделять подобные структуры.

Выше мы уже указывали на значительную роль разрывных нарушений в структуре пермо-триасовых отложений Мангышлака. Наиболее существенны из них глубинные, которые достаточно уверенно прослеживаются по геофизическим данным, являясь, по-видимому, одним из ведущих факторов как в формировании всей толщи, так и в дальнейшем развитии структуры района. Гораздо лучше изучены более мелкие разрывные нарушения типа взбросов и сбросов, описанные выше. Наконец, В. Н. Винюков (1963а), В. Г. Трифионов и др. (1965) указывают на существенную роль горизонтальных перемещений, приводя в качестве примера разломы, ограничивающие Каратаушинскую грабен-синклиналь, Шетпинский разлом, Акмышский надвиг и другие. Помимо разрывных нарушений, следует также отметить широкое развитие трещиноватости и кливажа, который местами почти полностью затупевывает первичное залегание пород.

Промежуточное положение мощного пермо-триасового комплекса Мангышлака определяется его взаимоотношением с подстилающими образованиями палеозоя и перекрывающими толщами мезозоя. По данным Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), а также А. Е. Шлезингера (1965), палеозойские отложения фундамента отличаются большей плотностью и значительной дислоцированностью (по результатам сейсмо-разведки). Кроме того, наблюдается различие в простираниях структур фундамента и структур переходного комплекса, достигающее  $30^\circ$  (данные магнитометрической разведки). Еще более резкое несогласие наблюдается между отложениями переходного комплекса и чехла молодой платформы. Различие формаций, наличие мощной латеральной коры выветривания, резкое угловое несогласие, разница между простираниями пликтивных структур пермо-триаса и мезозоя, достигающая  $20^\circ$ , — все это позволяет однозначно говорить о двух различных этапах развития: пермо-триасовом и мезо-кайнозойском.

Резюмируя все вышеизложенное, можно говорить о промежуточном положении пермо-триасовых пород Мангышлака между складчатым комплексом фундамента и отложениями платформенного чехла. Внутри каратауского комплекса могут быть выделены следующие формации: сероцветная тонкозернистая моласса в основании видимой части разреза (биркутская свита), пестроцветная средне- и частично крупнозернистая моласса в средней части (отпанская, долнашпская, таушикская, карадуанская свиты) и терригенно-карбонатная формация, завершающая разрез (акмышская свита). Как отмечалось выше, количество вулканогенного материала в разрезе незначительно.

## Туаркыр

Небольшой выход пермо-триасовых отложений расположен восточнее залива Кара-Богаз-Гол, в пределах осевой части Туаркырского вала. Несмотря на хорошую изученность, пермо-триасовые отложения этого района получили сравнительно слабое отражение в геологической литературе. По данным В. С. Курбатова (1956), П. В. Флоренского и О. А. Гавриловой (1962), Т. В. Астаховой (1962), П. В. Флоренского (1965), в районе Туаркыра выделяются две свиты: кызылкийинская (пермь) и аманбулакская (триас). Кызылкийинская свита сложена преимущественно конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами. Внутри свиты можно выделить три циклические пачки, каждая из которых начинается конгломератами, иногда с прослоями песчаников, а выше представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже конгломератов. Мощность нижнего цикла составляет 1000 м (видимая мощность), среднего — 1730 м, верхнего — 870 м. Нижняя пачка обогащена туфовым материалом и содержит прослой туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Для всей свиты, видимая мощность которой достигает 3600 м, характерна крайне плохая степень сортировки материала, слабая окатанность обломочного материала, ярко выраженная красная слоистость, красная и красно-бурая окраска всех разностей пород.

Отложения аманбулакской свиты залегают на кызылкийинской свите стратиграфически несогласно, с базальными конгломератами мощностью до 20 м в основании. Нижняя часть свиты представлена серыми и пестроцветными песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов. Выше свита сложена глинами разного цвета, известняками и песчаниками. Триасовый возраст свиты установлен по фауне.

Взаимоотношения свиты с подстилающими породами палеозоя не установлены. Однако палеозойские породы фундамента, отделенные от пермо-триаса разломом, отличаются высокой степенью метаморфизма, ороговикованием и насыщены инъекциями магмы. Породы основания платформенного чехла (нижняя юра) залегают на отложениях пермо-триаса с резким угловым несогласием.

Тектоническое строение отложений переходного комплекса описываемого района в целом довольно простое. Пермо-триасовые породы составляют моноклинали юго-западного падения, которая с юго-запада перекрыта отложениями платформенного чехла, а с северо-востока обрезана крупным разрывным нарушением, отделяющим пермо-триас от метаморфизованного палеозоя фундамента. Углы падения моноклинали колеблются от 30 до 70°. Структура осложнена довольно многочисленными разрывными нарушениями типа взбросов и сбросов, в зонах которых породы часто стоят на «голове», а иногда (гора Кызыл-Кия 2) имеют опрокинутое залегание. На горе Кызыл-Кия 5 (Яшмовая) зафиксирован надвиг, по которому отложения палеозоя надвинуты на породы юры под углом около 45°. В целом количество разрывных нарушений и величины углов падения пород уменьшаются по простиранию моноклинали с северо-запада на юго-восток.

Пермо-триасовые отложения Туаркыра, за исключением, возможно, верхней части аманбулакской свиты, должны быть объединены в одну формацию — красноцветную грубообломочную молассу. Формирование этих отложений, по Н. Е. Кравченко (1966) и другим авторам, происходило в узком грабенообразном прогибе северо-западного простирания.

## Афганистан

В последние годы в результате работ советских, чехословацких, румынских и афганских специалистов в значительной степени уточнено строение юго-восточной части Туранской плиты и ее обрамления за пре-



делами территории Советского Союза. На территории Северного Афганистана описан ряд коренных обнажений перми и триаса начиная от хр. Сиах-Бубак на западе до Восточного Гиндукуша на востоке.

На территории Северо-Западного Афганистана еще в конце прошлого века (Griesbach, 1885) были выделены свиты Банди-Кайту и Банди-Туркестан, представленные красноцветными конгломератами, грубозернистыми песчаниками, а также среднезернистыми песчаниками, относимыми условно к нижнему мелу. В результате работ последних лет (Браташ и др., 1966) эти отложения сопоставляются с красноцветной грубообломочной молассой Туаркыра пермского возраста. Мощность их оценивается Ю. П. Чеповым в 1700—2500 м. К сожалению, сведения о характере тектоники и степени дислоцированности этих отложений отсутствуют.

Вторая группа коренных выходов, сложенных преимущественно триасовыми отложениями, расположена в пределах северной части хр. Банди-Туркестан (Егупов, 1966). Отложения среднего триаса описаны восточнее горы Маймане в осевой части Заргойского поднятия. Они с резким угловым несогласием залегают на сильно метаморфизованных гравелитах предположительно палеозойского возраста. Толща представлена темно-серыми аргиллитами с примесью песчано-глинистого материала и с прослоями известняков. Степень метаморфизма невысока; породы смяты в мелкие складки. Мощность толщи превышает 1500 м. Возраст отложений установлен на основании находок *Gymnotoceras* sp. ind., *Daonella* cf. *densisulcata* Yabe et Schimizu, *Halobia* cf. *moussoni* (Merran) (определения А. А. Савельева). Среднетриасовые отложения перекрыты образованиями меловой системы.

В этом районе известны также отложения верхнего триаса. Один из хорошо изученных разрезов расположен в западной части хр. Банди-Туркестан, в районе пос. Зиарат-и-Меджнун-Бед. Нижняя часть толщи видимой мощностью около 700 м сложена дацитами, кварцевыми порфирами, темно-серыми песчаниками с прослоями аргиллитов, известняков, гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала увеличивается, а затем вулканогенно-песчаниковая пачка постепенно сменяется сланцевой толщей, сложенной темными алевритистыми сланцами с редкими прослоями гравелитов, известковистых песчаников (или песчанистых известняков) и известняков. Мощность этой части разреза достигает 450 м. Второй тип разреза описан восточнее, на северном склоне хр. Банди-Туркестан, в районе сая Кафлатун. Здесь, в отличие от более западных районов, по данным Э. А. Базанова и Ю. П. Чепова, нижняя часть толщи видимой мощностью 750 м не содержит вулканогенного материала и представлена внизу переслаивающимися глинисто-углистыми темно-серыми сланцами с прослоями углей и серыми песчаниками. Выше количество песчаников постепенно уменьшается вплоть до полного их исчезновения. Верхняя часть разреза мощностью 635 м представляет собой такой же цикл, начинаясь с песчаников с подчиненными прослоями глинисто-углистых сланцев, которые вверх по разрезу становятся доминирующими.

Оба вышеописанных разреза охарактеризованы довольно многочисленной фауной: *Sirenites sirenites* (Ditton.), *Sirenites* sp. ind., *Trachyceras* (?) sp., *Halobia* cf. *pomirensis* Kipar., *Halobia austriaca* Mojs., *Monotis* sp., *Khinchonellaidea* (определения О. В. Черкасова, Ю. Н. Попова и А. А. Савельева). Возраст отложений достаточно однозначно определен как карнийский. Для обоих разрезов отмечена сильная дислоцированность верхнетриасовых отложений, а также резкое угловое несогласие в основании перекрывающей их нижнемеловой толщи. Общая мощность средне- и верхнетриасовых отложений хр. Банди-Туркестан превышает 3000 м.

Третьим районом распространения отложений переходного комплекса

являются западные склоны хр. Восточный Гиндукуш в провинции Парван, Бадахшан и частично Каттаган. Триасовые отложения были здесь выделены Г. Гайденом (Hauden, 1911) без указания возраста, под названием доабской серии. Затем эти отложения изучались Р. Фюроном (Furon, 1926), который выделил сайганскую серию — аналог доабской, С. Пополом и С. Тромпом (Popol, Tromp, 1954), а в последние годы — советскими специалистами (Браташ и др., 1966; Егупов, 1966). В настоящее время основные разрезы района изучены достаточно хорошо и охарактеризованы палеонтологически. На основании находок *Gruenewaldia* aff. *decussata* Münst., *Arodontophora* sp., *Halobia* cf. *tropita* Kitl., *H.* aff. *charliana* Mojs., *Myophoria* (?) sp., *Cladiscites* aff. *tolli* Diener (определения В. И. Кузнецова и Л. Д. Кипарисовой) выделены отложения карнийского яруса. Отложения норийского яруса выделены Л. Д. Кипарисовой на основании определения *Holobia* cf. *celtica* Mojs., *Monotis* aff. *daonnellaeformis* Kipar. Норийско-рэтские и рэтские отложения охарактеризованы находками *Baiera Simmondsi* Shirl., *B.* cf. *muonsteri* Presl. (определения Р. Фюрона) и *Clathropteris* sp., *Thoumatopteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Equisetites* sp., *Phoenicopsis* sp. (определения Н. М. Лосевой и Т. А. Сикстель). С. В. Егупов (1966) приводит по данным А. К. Дертева описание пяти основных разрезов этого района.

В районе Доаба разрез начинается толщей базальных пестроцветных конгломератов мощностью 240 м. Выше залегает пачка темно-серых и черных аргиллитов с прослоями и линзами туфопесчаников, туфов и эффузивов основного состава. Мощность этой пачки 165 м. Выше лежат серые полимиктовые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов и прослоями алевролитов и аргиллитов. Количество двух последних разностей пород постепенно увеличивается вверх по разрезу вплоть до полного исчезновения песчаников. Мощность этой толщи составляет примерно 400 м. Последняя пачка (мощностью 270 м) сложена преимущественно песчаниками с линзами гравелитов. В кровле и подошве пачки залегают два покрова эффузивов (диабазы и диабаз-долериты) мощностью соответственно 40 и 50—55 м. Общая мощность триаса в этом разрезе достигает 1100 м, причем верхние 430 м охарактеризованы норийской фауной, а нижележащие — карнийской. Вся толща этих отложений прорвана дайками диабазов.

Северо-восточнее, в районе шахты Дудкаш, г. Пули-Хумри и перевала Чоль, выделена так называемая пули-хумрийская свита норийско-рэтского возраста, мощностью 400—600 м. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами с прослоями углей, туфогенными разностями этих пород, туфами кислого состава, кварцевыми порфирами. В районе перевала Чоль она с несогласием лежит на толще предположительно пермо-триасового возраста, мощностью до 1000 м, представленной чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В нижней части толщи отмечены маломощные прослои и линзы известняков.

Во всем описываемом районе от Доаба до перевала Чоль триасовые отложения с угловым несогласием перекрываются континентальными угленосными отложениями нижней юры, сопоставимыми с юрскими отложениями Горного Мангышлака. Сами триасовые отложения с угловым несогласием залегают на дислоцированных, сильно метаморфизованных породах палеозоя и на карбонатах предположительно пермского возраста. В этом районе пермские отложения, по-видимому, не могут быть включены в состав отложений переходного комплекса.

Таким образом, на территории Афганистана может быть выделено несколько типов формаций переходного комплекса: грубообломочная красноватая моласса хр. Сиах-Бубак, сероцветные, более тонкозернистые молассы и вулканогенные формации хребтов Банди-Туркестан и Восточный Гиндукуш.

## Южный Гиссар (р. Ханаки)

Один из наиболее интересных и сложных коренных выходов отложений переходного комплекса описан на территории Южного Гиссара в бассейне р. Ханаки. Здесь установлен разрез геосинклинальных образований карбонового возраста, пермские отложения переходного комплекса, а также верхнетриасовые и юрские породы, входящие в состав платформенного чехла. Пермские отложения, залегающие с угловым несогласием на каменноугольных, представлены двумя свитами: лючобской (нижняя пермь) и ханакинской (верхняя пермь). Лючобская свита сложена туфоловами фельзитов, липаритовыми порфиригами, дацитами, андезитами. С. К. Овчинников и Л. Т. Тарасенко (1960) оценивают мощность свиты в 1300—1500 м. Отсутствие слоистости повсюду позволяет оценить степень дислоцированности толщи, однако в тех местах, где сделаны достоверные замеры, породы залегают очень полого.

Ханакинская свита залегает на лючобской с угловым несогласием и начинается 70-метровой толщей базальных конгломератов. Выше С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко выделяют (снизу вверх) известково-песчанистую, вулканогенно-осадочную пачки и три «мусорные» толщи, сложенные конгломератами, песчаниками, реже — аргиллитами. Обломочная часть пород представлена главным образом продуктами разрушения вулканических образований возможно лючобской свиты. Преобладающие цвета окраски отложений ханакинской свиты — красные и бурые. Мощность ее оценивается С. К. Овчинниковым (1946) приблизительно в 1000 м. По наблюдениям Н. А. Крылова (1963 г.), пликвативные дислокации в виде отдельных складок в отложениях свиты не отмечены, однако породы наклонены под углом  $25^\circ$ , а вблизи зон разломов — до  $30^\circ$ . Можно предполагать, что подобные углы в моноклинально залегающей толще возникли за счет подвижек отдельных блоков. Ханакинская свита перекрыта полого залегающими отложениями платформенного чехла.

Таким образом, на территории Южного Гиссара внутри переходного комплекса может быть выделена вулканогенная формация (лючобская свита), а также грубообломочная красноцветная формация (ханакинская свита), несколько напоминающие соответствующие формации Теберды и Туаркыра.

Вышеописанные районы не исчерпывают всех участков поверхностного распространения пермских и триасовых отложений региона. В первую очередь это относится к территории Тянь-Шаня, где ряд разрезов не имеет аналогов среди отложений, вскрытых на территории эпигерцинской платформы юга СССР глубокими скважинами.

Геофизические данные (в первую очередь результаты работ КМПВ) позволяют уверенно предполагать широкое распространение пермских и триасовых отложений под мезо-кайнозойским чехлом эпигерцинской платформы от верхнего течения Амударьи на востоке до Балканского хребта и Южных Карпат на западе вне пределов СССР. По тем же данным мощность этих отложений во многих районах превышает 5000 м. На территории более 250 разведочных площадей Северного Афганистана, западной части Средней Азии, Предкавказья, Степного Крыма в СССР, равнинных районов Болгарии и Румынии глубокие скважины вскрыли пермские и триасовые отложения чаще всего на незначительную глубину, а местами более чем на 1000 м. Крайне редкие фаунистические находки в керне далеко не всегда дают возможность точно датировать возраст отложений, однако минералогический и петрографический анализ в большинстве районов показывает, что эти образования достаточно уверенно можно сопоставлять с разновозрастными отложениями прилегающих районов, где пермские и триасовые отложения последующими тектоническими движениями выве-

дены на дневную поверхность. Это обстоятельство позволяет сделать выводы о характере латерального изменения разреза на всей территории с запада на восток. Сопоставление всех описанных разрезов показывает, что повсеместно в основании расположены молассовые или молассоидные отложения, чаще всего красноцветные. Если на западе, на территории Румынии и Болгарии, эта часть разреза имеет подлинное значение и мощность ее зачастую не превышает нескольких метров, то в восточном направлении грубые и тонкие молассы основания разреза имеют большую мощность, превосходящую 1000 м в отдельных районах Средней Азии.

Обратная картина наблюдается для терригенно-карбонатных и сероцветных морских формаций. На территории Средней Азии и Восточного Предкавказья эти формации имеют локальное, спорадическое развитие, хотя мощность их, например на Мангышлаке, очень велика. Но уже в Западном Предкавказье и в Крыму сероцветная морская формация составляет большую часть разреза, а в Западном Причерноморье преобладающей становится терригенно-карбонатная формация.

Сопоставление пермских и триасовых отложений южного края эпигерцинской платформы юга СССР с одновозрастными образованиями прилегающих районов альпийской складчатой области говорит об их большом сходстве. Наиболее отчетливо это прослеживается при сравнении указанных отложений Мизийской ялты, Карпат и Балкан, а также Северного Афганистана и районов, расположенных южнее. Таким образом, весьма возможно, что в предчехольный этап развития, в период формирования так называемого переходного комплекса, территория будущей эпигерцинской платформы с одинаковым геотектоническим режимом развития имела большую территорию, захватывая отдельные районы, нереработанные в дальнейшем альпийскими движениями.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексиев Б., Начев Ив., Хрисчев Хр., Чаталов Г., Янев Сл. Краткая характеристика литологических формаций палеозоя Балканской области. Карпато-Балканская геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. II. Секция стратигр., литол. и палеонтол., т. 1. София, 1965а.
- Алексиев Б., Начев И., Хрисчев Х., Чаталов Г., Янев Сл. Формационные ряды и закономерности геологического развития Балканской области в палеозое и мезозое. Карпато-Балканская геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. II. Секция стратигр., литол. и палеонтол., т. 1. София, 1965б.
- Астазова Т. В. Новая стратиграфическая схема триасовых отложений Туаркыра.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 7.
- Атанасов А., Бояджиев С., Богданов С., Йорданов М., Чешиев Г. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгария, масштаба 1:200000.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Белов А. А. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и развед., 1958, № 12.
- Бончев Е., Гочев П., Карагулева Ю., Цанков Ц. Роль глубинного разломления при формировании фациальных типов осадочных пород и структурных этажей. Карпато-Балканская геол. ассоц., VII конгр. Доклады секции геотектоники. София, 1965.
- Брагаш В. И., Езунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты. В кн. «Тектоника Туркмении». М., изд-во «Наука», 1966.
- Букатчук П. Д. К вопросу о стратиграфии и изученности триасовых отложений Северо-Буковинских Карпат.— Науч. докл. высш. школы, серия геол. и геогр., 1959, № 2.
- Винюков В. И. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака.— Труды ВНИГРИ, 1963а, вып. 218.
- Винюков В. И. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды ВНИГРИ, 1963б, вып. 218.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 44.

- Гноевая Н. Миперало-петрография характеристика на триаса в Северозападна България.— Изв. на геол. ин-т, 1965, кн. XIV.
- Друм А. В., Иванчук П. К. О геологическом строении острова Змеиный (Черное море).— Бюлл. МОИП, секц. геол., 1962, № 1.
- Думитреску И. Румыния. В кн. «Тектоника Европы. М., изд-во «Наука» и «Недра», 1964.
- Егунов С. В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». М., изд-во «Наука», 1966.
- Жуков Ф. Л., Сергеева А. О., Пасичник Я. В. Деяки характериси Карпатского наледозою на Рахивскому масиву.— Геол. ж., 1964, т. XXIV, вып. 6.
- Повчев И. Геоложка карта на НР България. Мярка 1: 50 000. София, 1960.
- Повчев И. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии.— Труды VII конгр. Карнато-Балканской геол. асоц. София, 1965.
- Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр. В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Корженевский Б. А. Некоторые новые данные по геологии хребта Кара-Тау на Мангышлаке.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1956, № 18, вып. 3.
- Косыгин Ю. А. Центральный Румынский кристаллический массив и шовная структура Восточных Карпат Румынии.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Кравченко Н. Е. Основные черты геологического развития Туаркыр-Кара-Богазского района и Красноводского полуострова. В кн. «Тектоника Туркмении». М., изд-во «Наука», 1966.
- Круглов С. С. К вопросу о стратиграфическом положении пермской красноцветной толщи Северного Кавказа. В сб. «Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа», вып. IX. Ставрополь, 1959.
- Курбаев В. С. К вопросу о возрасте и строении отложений ядра Туаркырской антиклинали — Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР, 1956, 1.
- Ладьяженский П. Р., Вайлов О. С., Расточинская Н. С. Тектоника. В кн. «Геология СССР», т. XLVIII. Карпаты, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Левенко А. И. Об открытии нижнепермской флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба.— Докл. АН СССР, 1966, 169, № 2.
- Ловгиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошникова Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, 1961.
- Ловгиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошникова Д. П. К литологии таврической формации Крыма.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1962, № 4.
- Миклаузо-Маклай А. Д. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северо-Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 3.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Монахов Ив., Атанасов А. Геологическое строение Чирепского газоконденсатного месторождения, Карнато-Балканск. геол. асоц., VII конгр. Доклады секции геол. горюч. ископ. София, 1965.
- Моргунов Ю. Г., Славин В. И. Пермские отложения Северной Осетии.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 2.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолиздат, 1960.
- Муратов М. В. Горный Крым и Керченский полуостров. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-во «Наука» и «Недра», 1964а.
- Муратов М. В. Скифская плита. В кн. «Тектоника Европы». М., изд-во «Наука» и «Недра», 1964б.
- Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1946, № 1.
- Онцеску Н. Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ, 1960.
- Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев, 1965.
- Семенов Н. Н., Ткачук Л. Г. Развитие мезозойского складчатого фундамента Карпат. В кн. «Геология СССР», т. XLVIII. Карпаты, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилежащих частей Главного Кавказского хребта.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1958, № 6.
- Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Славин В. И. Геологическая история Советских Карпат, Северной Добруджи и Крыма в пермский период. Карнато-Балканск. геол. асоц., VII конгр. Доклады секции стратигр., литол., палеонтол., т. 2. София, 1965а.
- Славин В. И. Стратиграфия триасовых отложений Чувшинских гор в Восточных Карпатах.— Докл. АН СССР, 1965б, 161, № 1.
- Славин В. И. Мезозойская группа. В кн. «Геология СССР», т. XLVIII. Карпаты, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа.— Геотектоника, 1967, № 1.

- Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Флоренский П. В. О верхнетриасовых туфах Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 1.
- Флоренский П. В. Пермские и триасовые отложения Мангышлака, Устюрта и соседних районов и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Флоренский П. В., Гаврилова О. А. О характере изменения плотностей пермо-триасовых отложений Туаркыра.— Труды МИНХ и ГП, 1962, вып. 38.
- Хмелевский В. К., Кузьмина Э. Н. О глубине залегания мезозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным.— Вестн. МГУ, геол., 1967, № 1.
- Шалимов А. И. Некоторые данные по стратиграфии, литологии и происхождению флишевой таврической серии (Горный Крым).— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1962, 42, № 2.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 132.
- Bleahu M., Dimitrescu R. Stratigrafia și tectonica Muntilor Apuseni.— An. Rom.-Sov., ser. geol.-geogr., 1957, N 2.
- Furon R. L'Hindou-Kouch et le Kaboulistan (Contribution a l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan). Paris, 1926.
- Gherasi N. Etude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Tarcu.— An. Inst. geol. Rom., 1937, t. XVIII.
- Griesbach C. L. Afghan field-notes.— Rec. Geol. Surv. India, 1885, v. XVI, pt I.
- Hayden H. H. The geology of Northern Afghanistan.— Mem. Geol. Surv. India, 1911, v. XXIX.
- Jekelius E. Der weisse Triaskalk von Brasov.— An. Inst. geol. Rom., 1936, t. XVII.
- Lupu M. Asupra unor fracturi de virsta subhercinica in partea de vest a masivului Trascau.— Dari seama sedint. Com. geol. RSR, 1966, t. 52, p. 1a.
- Mirauta O., Mirauta E. La Paleozoique de la zone de Tulcea (Dobrogea septentrionale).— Карпато-Балк. геол. асоц., VIII конгр., докл. секции стратиграф., литол., палеонт., ч. I. София, 1965.
- Murgoci G. Cercetari geologice in Dobrogea nordica.— An. inst. geol. Rom., 1912, t. XIII.
- Pauca M. Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma.— An. Inst. geol. Rom., 1941, t. XXI.
- Popol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I — Koninki — Proc. nederl. Akad. wet., ser. B, 1954, 57, N 3.
- Răileanu Jr. Cercetări geologice in regiunea svinila-Fata Mare.— Bul. stint Acad. RPR, 1952, t. V.
- Răileanu Jr. Burdigalianul de pe P. Sălătruc și consideratii generale asupra bazinului Petrosani.— Rev. Univ. C. J. Parhon, N 6—7, 1955.
- Simionescu I. Fauna triasica interioara din Dobrogea.— Acad. Rom. Puhl. V. Adamachi, t. V. Bucuresti, 1910—1911.

## ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ И КРЫМА (по данным глубокого бурения)

Получение в последнее время промышленных притоков нефти и газа из триасовых отложений значительно увеличивает их перспективность в целом. Поэтому вопрос о детальном изучении пермо-триасовых отложений становится в настоящий момент актуальным. Некоторые сведения о литологии и стратиграфии вышеуказанных отложений приводились ранее в работах многих исследователей (Белов, 1958; Летавин, Крылов, 1959; Ростовцев, 1960; Егоян и др., 1961; Мирчинк и др., 1963; Дагис, Шарданов, 1965; Аладатов, Жабрева, 1965, 1966; Аладатов, 1966; Бузинова, Тарханов, 1968; и др.) по отдельным участкам Предкавказья. Наиболее детально изучен разрез триасовых отложений Западного Предкавказья, где данный комплекс вскрыт большим количеством скважин и наиболее полно охарактеризован палеонтологически. В настоящей статье делается попытка на основании петрографических и немногих фаунистических данных стратифицировать триасовые отложения всего Предкавказья и проследить их распространение по площади.

### Западное Предкавказье

За последние годы в результате широкого развития глубокого разведочного бурения получены новые данные о распространении и составе триасовых отложений Западного Предкавказья. Определения фауны из керна ряда скважин позволили установить широкое развитие морских триасовых отложений на подавляющей части этой территории (рис. 1). По площади вышеуказанные отложения имеют следующее развитие. В Западно-Кубанском прогибе ни одна из скважин не вышла из нижнемеловых отложений. Северная граница развития этих отложений проходит в районе Ясенской, Староминской и Ленинградской площадей, восточная — по приосевой части Восточно-Кубанского прогиба. С юга распространение этого комплекса ограничивается Адыгейским выступом. В Тихорецко-Кропоткинском районе отложения триасового возраста отсутствуют. Здесь нижнемеловая толща залегает непосредственно на палеозойском фундаменте. Наиболее хорошо триасовые отложения изучены в пределах Ейско-Березанского вала, где они вскрыты наибольшим количеством скважин и породы среднего и верхнего триаса фаунистически охарактеризованы. Отложения верхней перми — нижнего триаса выделяются условно (рис. 2).

### *Верхняя пермь — нижний триас*

Отложения, предположительно относимые к верхней перми — нижнему триасу, вскрываются на Ясенской площади в скв. 1. Можно предполагать, что они с размывом и угловым несогласием залегают на отложениях фундамента, представленного здесь метаморфизованными осадочными или магматическими породами, вскрытыми скважинами в соседних районах. Литологически это красноцветные конгломераты и песчаники, вскрытые в интервале 2240—2500 м. Породы очень плотные, дислоци-

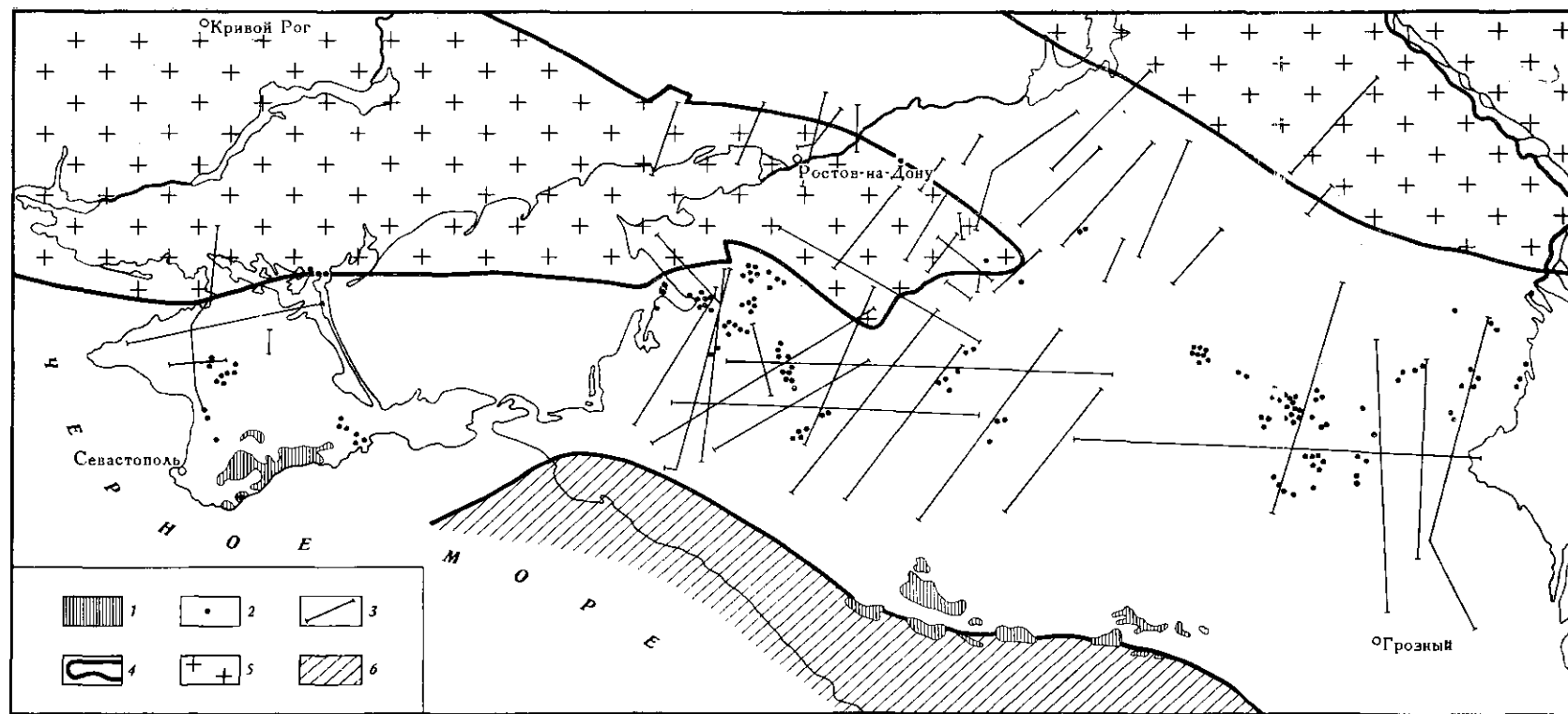


Рис. 1. Схема расположения скважин и естественных выходов пермо-триасовых пород на территории Крыма и Предкавказья  
 1 — выходы пермо-триасовых пород на поверхность; 2 — скважины, вскрывшие пермо-триасовые отложения; 3 — профили КМПВ; 4 — границы структурных элементов; 5 — кристаллические породы Русской платформы; 6 — альпийская зона



рованые под углами 20—30°. Размеры обломков часто достигают 6—8 см, но для основной их массы не превышают 3—4 см. Конгломерат имеет пеструю окраску и состоит в основном из слабо окатанных галек зеленых филлитов, галек алевролитов и мелкозернистого серого песчаника. Гальки филлитов представляют собой кварц-слюдистую рассланцованную породу, в которую включены отдельные зерна кварца. В обломках филлитов встречаются единичные мелкие споры. Гальки алевролитов и мелкозернистых несчаников имеют кварц-полевошпатовый состав с примесью гидрослюда и хлорита.

Цемент конгломерата типа механического заполнения пор состоит из красноцветной глинисто-песчаной массы, очень плотной. Мощные пачки конгломератов чередуются с небольшими по мощности пачками и прослоями песчаников мелко- и среднезернистых, массивных, очень плотных, кварц-полевошпатовых. Кварцевые зерна в несчаниках имеют угловатую и полуокатанную форму, нормальное и волнистое погасание. Полевые шпаты представлены плагиоклазами типа олигоклаз-андезина. Из акцессорных минералов развиты циркон, турмалин, рутил, из рудных — магнетит и лейкоксен. Цемент песчаников кремнистый и кремнисто-карбонатный. Часто песчаники цементируют крупные обломки вышеописанных конгломератов.

Вся очень массивная конгломератовая толща, по мнению автора, является базальной по отношению к залегающим выше и фаунистически охарактеризованным средне- и верхнетриасовым отложениям. Условно к нижнему триасу можно отнести также породы, вскрытые на Майкопской площади в скв. 20 (глубина 3231—3520 м) и Дагестанской площади в скв. 935 (глубина 1821—1922 м). Это уже совершенно другой фациальный тип отложений нижнего триаса, выраженный слоистыми известняками. По литологическому составу и условиям залегания они сходны с нижнетриасовыми отложениями Западного Кавказа.

### Средний триас

Отложения среднего триаса палеонтологически охарактеризованы лишь в северной части Западного Предкавказья, на Староминской площади, в скв. 45. Аналогичные отложения, вероятно, вскрываются на Ленинградской и Леушковской площадях. Наибольшая вскрытая мощность среднетриасовых отложений в скв. 52 Староминской площади достигает 1000 м, но полностью они нигде не пройдены. Среднетриасовые отложения представлены толщей грубозернистых песчаников с подчиненными прослоями конгломератов и аргиллитов. В аргиллитовых прослойках Л. Д. Кипарисовой определены следующие аммониты: *Sturia* sp., *Succocera* sp., *Danubites* sp., *Leiohyllites* sp., а также многочисленные остатки пелеципод *Posidonia* sf. *wengensis* Wissm., характеризующие, по ее мнению, анизийский ярус. Песчаники средне- и крупнозернистые, иногда грубозернистые, с прослоями гравелитов и конгломератов. По текстуре песчаники неяснослоистые и монолитные, разбиты часто системой трещин, заполненных мелкокристаллическим кальцитом. В нижней части разреза песчаники приобретают бурые и розовые оттенки, увеличивается количество конгломератовых прослоев. Состав песчаников полимиктовый, местами они становятся кварцевыми. Степень сортированности обломочного материала низкая. Размеры обломков колеблются от 0,06 до 0,8 мм, форма их полуокатанная и угловатая. Зерна кварца с нормальным и волнистым угасанием. Плагиоклазовые обломки очень сильно затронуты процессами серицитизации и карбонатизации, иногда они замещены почти нацело. Из акцессорных минералов в песчаниках присутствуют циркон и турмалин. Цемент кремнисто-карбонатный, базального типа. Плотность песчаников 2,65—2,70 г/см<sup>3</sup>. Местами песчаники переходят в

гравелиты и конгломераты с включениями галек кварца, опала, кремней. Размеры галек 1—2,5 мм в гравелитах и 1—3 см в конгломератах. В грубообломочных породах зерна сцементированы карбонатным веществом с примесью алевроитового материала.

В толще песчаников отмечаются прослой серых и красновато-бурых аргиллитов, дислоцированных под углами до 45°. Иногда аргиллиты образуют в песчаниках линзовидные включения. Состав аргиллитов кремнисто-серицито-гидрослюдистый, с примесью кварцевых зерен алевроитовой размерности. Нередко в аргиллитах наблюдаются микротрещины, заполненные кристаллическим кальцитом.

### Верхний триас

Верхнетриасовые отложения наиболее широко развиты в пределах Западного Предкавказья, где вскрыты большим числом скважин, но ни одной полностью не пройдены. Поэтому судить о соотношениях среднего и верхнего триаса пока не представляется возможным.

Сероцветные отложения верхнего триаса вскрыты на Березанской площади в скважинах 6, 12, 19 и на Бейсугской площади в скв. 2 и других, на Челбасской — в скважинах 5, 12, 15, 19, Каневской — в скважинах 46, 60 и других, Крыловской — в скважинах 8, 10 и других, Ладожской — в скв. 4, Некрасовской — в скв. 5, Усть-Лабинской — в скважинах 1, 8 и на некоторых других площадях. В верхнетриасовой толще можно выделить две литологические пачки: нижнюю — глинисто-аргиллитовую ( $T_1^3$ ) и верхнюю — песчано-глинистую ( $T_2^3$ ). Для нижней пачки характерно присутствие вулканогенных образований. Глинисто-аргиллитовая толща наиболее широко развита в разрезе верхнего триаса Челбасской, Березанской, Уманской, Ладожской, Некрасовской, Усть-Лабинской и других площадей. В толще присутствуют также карбонатные пропластки небольшой мощности. Аргиллиты содержат большое количество частичек морских лилий, морских ежей, фораминиферы. Из этих отложений Л. Д. Кипарисова определила пелициподы *Monotis solitaria* Shoth., *Halobia* sp. ind., *H. ex gr. styriaca* (Mojs), *H. cf. comata* Bittn. и др. За последнее время триасовая фауна обнаружена почти на всех площадях, где вскрыты морские триасовые отложения (Каневская площадь, скв. 40; Бейсугская площадь, скв. 1; Некрасовская площадь, скв. 1; Ладожская площадь, скв. 4).

Аргиллитовая толща значительно дислоцирована, углы падения пород достигают 70°, хотя обычно колеблются в пределах 30—50°. Аргиллиты по внешнему облику темно-серые, почти черные, рассечены системой трещин, заполненных скрытокристаллическим кальцитом. Плотность аргиллитов 2,65—2,70 г/см<sup>3</sup>. Нередко в аргиллитах встречаются обуглившиеся растительные остатки с пелитовой и бластопелитовой структурой. Основная масса породы состоит из глинисто-кремнистого вещества с большим содержанием углистого материала. Глинисто-кремнистое вещество состоит из равномерно угасающих частичек и чешуек слюдисто-глинистых минералов (размером до 0,01 мм), среди которых присутствует криптокристаллический карбонат. В аргиллитах наблюдаются иногда терригенные включения (до 10% породы), представленные зернами кварца, плагиоклаза и слюды (размером до 0,1 мм).

Углистое вещество тонкодисперсное, равномерно рассеяно по всей породе и составляет до 15% ее состава. В аргиллитах присутствует также значительное количество серицита, наблюдаются небольшие прослойки глинистых известняков и мергелей. Встречаются они в разрезах Бейсугской площади (скв. 1), Березанской площади (скв. 1) и др. Макроскопически это темно-серые и серые, очень плотные, с примесью обломочного материала породы, иногда переходящие в алевроитовые известняки.

Для аргиллитовой толщи характерно наличие эффузивных пород кислого состава, вскрытых на Челбасской (скв. 5, 19, 25, 35), Крыловской (скв. 2, 8, 9), Каневской (скв. 6, 12), Березанской (скв. 1, 12), площадях. Это сильно измененные карбонатизированные плагиопорфиры, кварцевые кератофиры, спиллиты и их туфы. Залегают эффузивные образования в виде пластов.

Кварцевые плагиопорфиры и кварцевые кератофиры характеризуются норфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и хлоритизированным биотитом. Основная масса кварц-полевошпатового состава, фельзитовой и микропояклитовой структуры.

Верхняя пачка ( $T_3^2$ ) верхнетриасовых отложений представлена толщей песчаников и алевролитов с небольшими пропластками глинистых пород. Она присутствует на Челбасской, Бейсугской, Каневской, Крыловской площадях. Мощность этой пачки гораздо меньше мощности глинисто-аргиллитовой. Песчаники плотные, мелкозернистые, известковистые, имеют псаммитовую структуру и массивную текстуру. Кластический материал в их составе представлен обломками кварца, полевого шпата, слюды, иногда присутствует сильно измененный хлорит. Из акцессорных минералов отмечаются единичные зерна циркона и анатита, из рудных — пирит и частично магнетит. Зерна кварца обычно катаклазированы.

Алевролиты имеют тот же минералогический состав обломочной части, что и песчаники. Цементом песчаников и алевролитов служит мелкозернистый перекристаллизованный известково-глинистый материал.

Среди песчаников наблюдаются незначительные по мощности прослои углистой глины. Структура ее пелитовая (иловая), текстура микрослоистая. Глинистое вещество состоит из мельчайших частичек глинистых минералов, пропитанных хлоньевидным органическим веществом. В глинах наблюдаются прожилки мелкокристаллического карбоната.

Принимая во внимание все вышеизложенное, можно сделать следующий вывод о строении триасовой толщи в пределах Западного Предкавказья.

Условно в триасовых отложениях можно выделить все три отдела. Палеонтологически охарактеризованы только отложения среднего и верхнего триаса. Нижний триас выделяется предположительно и вскрыт единичными скважинами в пределах Ясенского, Майкопского и Дагестанского поднятий, где с разрывом и угловым несогласием залегает на отложениях фундамента. Формационно нижнетриасовые отложения Ясенского и Майкопского районов различны. На Ясенской площади вскрыта толща красноцветных конгломератов (вскрытая мощность около 260 м), массивных, с незначительными пропластками песчаников и аргиллитов (последние очень маломощны). В целом это грубая красноцветная моласса, типа пермской молассы Теберды.

На юге Западного Предкавказья отложения предположительно нижнего триаса представлены слоистыми известняками карбонатного флиша. Выше по разрезу наблюдается закономерная смена конгломератов гравелитами и грубозернистыми песчаниками, которые в нижних горизонтах среднего триаса имеют красноцветный облик. Наибольшая вскрытая мощность среднетриасовых отложений отмечается на Староминской площади в скв. 52 (около 10000 м). На этой же площади из скв. 45 Л. Д. Кипарисовой был определен комплекс аммонитов, позволяющий отнести вмещающие породы к анизийскому ярусу среднего триаса. В верхней части разреза песчаники уже сплошь сероцветные и более тонкозернистые, преобладают средне- и мелкозернистые разновидности. В целом породы плотные ( $2,65-2,70 \text{ г/см}^3$ ), дислоцированные под углами  $30-45^\circ$ . Полностью среднетриасовые отложения на территории Западного Предкавказья ни-

где не пройдены, поэтому судить о их соотношениях с верхнетриасовыми отложениями пока не представляется возможным.

Верхнетриасовые морские сероцветные отложения наиболее широко развиты в пределах рассматриваемой территории. Это фаунистически охарактеризованные аргиллиты, алевролиты и частично песчаники с пропластками эффузивов и известняков. Ни одна из скважин полностью не прошла верхнетриасовых отложений. Максимальная вскрытая мощность их 600 м на Бейсугской площади в скв. 1 и 900 м на Челбасской площади в скв. 40 (Аладатов, Жабрева, 1964). Аргиллиты содержат значительное количество членников морских лилий, игл морских ежей, фораминифер. В аргиллитах собрано большое количество двустворок: *Daonella* sp., *Posidonia* sp., *Halobia* cf. *comata* Bitl., *Habolia* ex gr. *styriaca* Mojs., *Habolia* ex gr. *rugosa* Gumb., *Monotis* cf. *calconica* Witt., *Halobia* sp. (Ростовцев и др., 1966). Все верхнетриасовые отложения значительно дислоцированы. Углы падения их достигают 70°, хотя обычно колеблются в пределах 30—50°.

Аргиллиты по внешнему облику представляют собой темно-серые плотные породы, пересеченные в различных направлениях сериями мелких трещин, заполненных кальцитом. В аргиллитах наблюдаются прослойки обуглившихся растительных остатков. Структура породы пелитовая и бластопелитовая, с кремнисто-глинистой основной массой. Пелитовый материал имеет чешуйчатое строение. Кластические включения составляют в аргиллитах не более 8—10% состава и представлены зернами кварца и плагиоклаза (размеры от 0,1 до 0,01 мм). Из акцессорных присутствуют циркон и турмалин. Песчаные породы встречаются в виде малоомощных прослоев на Березанской, Челбасской, Каневской и других площадях. Песчаники плотные, мелкозернистые, известковистые, состоят из обломков кварца, полевых шпатов, слюды, иногда отмечается сильно измененный хлорит. Из акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит, из рудных — пирит, лейкоксен и магнетит. Зерна кварца обычно катаклазированы, хлоритовые зерна имеют изогнутую форму, так как расположены вокруг обломков. Алевролиты, встречающиеся среди описываемых отложений, имеют тот же минералогический состав, что и песчаники. Цемент песчаников и алевролитов — перекристаллизованный, мелкозернистый известковистый материал. Структура песчаников псаммитовая, алевропсаммитовая.

Помимо аргиллитов и песчаников, в этих отложениях встречаются карбонатные породы — известняки и мергели, вскрытые на Бейсугской площади в скв. 1. Известняки темно-серого цвета, плотные, глинистые, сильно трещиноватые. Примесь обломочного материала в известняках незначительная.

В верхнетриасовой толще Западного Предкавказья присутствуют вулканогенные породы кислого, среднего и основного состава. Представлены они сильно измененными карбонатизированными и серицитизированными кварцевыми порффирами, плагиопорффирами и кварцевыми кератоффирами. Кварцевые плагиопорфиры (Любофеев, Журавлева, 1966) вскрыты на Крыловской, Челбасской, Каневской, Староминской площадях и залегают в виде пластов. Мощность эффузивных образований изменяется от нескольких сантиметров до 25 м на Крыловской площади и 50 м на Челбасской площади. Основная масса кварцевых плагиопорфиров полностью каолинизирована, окремнена и не сохраняет первоначальной структуры. Вкрапленники плагиоклазов представлены крупными призматическими лейстами, почти полностью замещенными карбонатом и серицитом. Скв. 2 на Крыловской площади не вышла из эффузивных образований. Выше по разрезу и этой же скважине эффузивы перекрываются темно-серыми аргиллитами, среди которых обнаружена фауна верхнего триаса.

## Центральное Предкавказье

В пределах Центрального Предкавказья отложения пермо-триасового комплекса имеют довольно ограниченное распространение. Они вскрываются несколькими скважинами в центральной части Ставропольского свода, а также в прибортовой части Манычского прогиба. Красноцветная толща вскрыта на Сальском валу в структурно-поисковой скважине. На данной территории устанавливаются отложения двух типов: красноцветные континентальные и морские сероцветные. По возрасту красноцветные отложения относятся условно к концу поздней перми — началу раннего триаса на основании общегеологических соображений и сопоставления с отложениями сопредельных районов Западного и Восточного Предкавказья. Возраст сероцветной толщи датируется как средний — поздний триас на основании многочисленных остатков пелеципод, обнаруженных на Красногвардейской площади в скв. 1 (рис. 3). Наибольшая вскрытая мощность красноцветных отложений (до 1000 м) известна в Северо-Ставропольской скв. 162. В скв. 1 Красногвардейской площади вскрытая мощность сероцветных отложений достигает 250 м.

В основании разреза пермо-триасовых отложений рассматриваемой территории залегает толща красноцветных конгломератов и гравелитов, которые вверх по разрезу сменяются терригенной толщей песчано-алевритового состава с небольшими глинистыми прослойками. Конгломератовая толща пройдена на Расшеватской площади скважинами 42, 45, 46, 122 и др. Конгломераты состоят из обломков мелкозернистых ожелезненных песчаников, кварца, кварцита, кремнистых пород, серицитовых и кремнисто-карбонатных сланцев, кислых эффузивных пород. Цемент конгломератов глинисто-известковый, окрашенный окислами железа в бурый цвет.

Конгломератовая толща на Северо-Ставропольской площади в скв. 162, вероятно, замещается мощной песчано-алевролитовой толщей. Породы плотные, слюдистые, слабокарбонатные, иногда с включениями кальцита в виде желваков. Песчаники имеют полимиктовый состав, массивную текстуру и псаммитовую структуру.

Песчаники средние- и мелкозернистые (преобладают последние), состоят из обломков кварца, плагиоклаза, большого количества мусковита и серицита, обломков серицитизированных сланцев, обломков рудных минералов (магнетит, гематит, лимонит, лейкоксен). Рудные минералы равномерно рассеяны в породе и составляют до 10% всего ее состава. Обломочный материал состоит в основном из кварца, обломки его размерами от 0,4 до 0,2 мм имеют угловатую форму, в основном мутные за счет обволакивающих пленок бурых окислов железа. Кварц имеет равномерное угасание, наиболее крупные обломки содержат твердые включения, отчего зерна также становятся мутными.

Вторым по количеству компонентом обломочной части является слюда — мусковит и серицит. Мусковит развит в виде лейст размером до 1 см. Вместе с ним присутствует большое количество серицита, который частично входит в состав цемента. В большом количестве серицит вместе с карбонатом развит по зернам плагиоклаза. Плагиоклаз присутствует в виде идиоморфных зерен, иногда с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Плагиоклазы кислые (типа олигоклаз-андезина), значительно разрушены, в отдельных случаях почти не поддаются определению. Наряду с серицитизацией плагиоклазы подвержены процессам каолинизации. Обломки серицитовых сланцев имеют большие размеры по сравнению с другим кластическим материалом. Форма их окатанная, иногда они ожелезнены и имеют бурую окраску.

Из аксессуаров в песчаниках присутствуют циркон, апатит, турмалин. Цемент песчаника железисто-глинистый, состоит из глинистого вещества

с большим количеством бурых окислов железа и мелкокристаллического карбоната. Плотность песчаника  $2,67 \text{ г/см}^3$ .

С песчаниками в разрезе переслаиваются красноцветные алевролиты, имеющие полимиктовый состав и железистый цемент. Структура алевролитов пелито-алевритовая, текстура беспорядочная. Порода состоит из алевроитовых обломков размерами от 0,1 до 0,01 мм, сцементированных бурыми окислами железа и частично карбонатом, по составу обломочной части аналогична песчаникам. В алевролитах содержание цементирующего вещества возрастает до 50%, но несколько сокращается количество мусковита. В целом песчанистые разности в разрезе преобладают.

Очень однообразный красноцветный комплекс вскрывается в скв. 2 Сальского структурно-поискового профиля (северо-восточнее г. Сальска). Он представлен глинистыми алевролитами и аргиллитами с очень редкими прослоями песчаников. Окраска пород бурая, с многочисленными серыми и зелеными прослоями и пятнами. Вся толща значительно карбонатизирована. Карбонат присутствует как в основной глинистой массе, так и в виде включений. В. М. Демин в образцах из этой скважины обнаружил споры харовых водорослей, относимые к *Sphaerochara* sp. среднеэриасового облика. Кроме того, в карбонатных глинах В. М. Демин обнаружил песчаные фораминиферы, определенные им как *Rhabdammina cylindrica* Brady, *Rhazammina indivisa* Glaessner.

За последнее время на Красногвардейской и Ульяновской площадях вскрыта толща морских сероцветных отложений, охарактеризованная большим количеством фауны. Это темно-серые и серые песчаники, алевролиты и глины. Все породы плотные, с зеркалами скольжения, разбиты трещинами, заполненными мелкокристаллическим кальцитом. В глинистых прослойках Красногвардейской площади в скв. 1 обнаружены остатки пелеципод, среди которых Г. А. Ткачук определила следующие формы: в интервале 2793—2796 м — *Myophoria* cf. *laevigata* (Zieten), 2766—2771 м — *Halobia* sp. (*H. aff. pamirensis* Kipar.), 2830—2833 м — *Avicula bronii* Alberti, 2846—2849 м — *Ammonotis* cf. *cancellaria* Kottl, 2898—2901 м — *Trigohodus* cf. *serianus* Parona, 2998—3000 м — *Pergamidia* cf. *eumena* Bittner.

По мнению Г. А. Ткачук, вышеприведенная фауна датирует возраст вмещающих ее отложений как средне-позднеэриасовый.

Песчаники темно-серого цвета, полимиктовые, среднезернистые, с глинисто-карбонатным цементом. Кластический материал представлен в основном кварцем крупно- и мелкозернистым, угловатой и полуокатанной формы, размерами от 0,8 до 0,2 мм, с нормальным и волнистым угасанием. Кварцевые обломки составляют до 20% состава песчаников. Вторым по количеству компонентом обломочной части является слюда: в основном это вытянутые листочки мусковита, присутствует небольшое количество биотита и хлорита. Хлорит входит также в цемент породы. Плагноклаз (обломки кислых и средних разностей) присутствует в небольшом количестве. В песчаниках наблюдаются обломки серицитовых сланцев, имеющих оплывчатые очертания и размеры до 1 мм. Цементом песчаников служит глинисто-карбонатно-слюдистый топкозернистый агрегат, составляющий до 30% состава породы. В песчаниках наблюдаются незначительные прослои (до 20 см) органогенно-обломочных, в отдельных местах оолитовых, известняков, частично доломитизированных. Обе разности известняков обогащены глинистым и алевролитовым (в основном кварц) материалом, частично пиритизированы.

Большую часть разреза составляют аргиллиты темно-серого цвета, плотные, рассланцованные, разбитые сетью мельчайших трещин различных направлений. Аргиллиты имеют пелитовую и блястоиелитовую структуру и сланцеватую текстуру. Основная их масса состоит из кремнисто-глинистого волокнистого вещества со значительным количеством углистых,

тонкодисперсных включений. Пелитовый материал имеет чешуйчатое строение и состоит в основном из глинистых минералов. Терригенная часть составляет около 15% породы и состоит из кварца, полевых шпатов и слюды алевритовой размерности. Углы падения пород, замеренные по керну, составляют 30—60°. Плотность пород 2,68—2,70 г/см<sup>3</sup>.

### Восточное Предкавказье

В пределах Восточного Предкавказья пермо-триасовые отложения развиты наиболее широко (рис. 4). Они с размывом и угловым несогласием залегают на метаморфизованных и дислоцированных отложениях (углистые и серицитовые сланцы и несчаники) палеозойского складчатого фундамента.

В восточной части кряжа Карпинского развиты преимущественно красноцветные терригенные отложения. Конгломератовая толща, вскрытая на Поддневской и Новогеоргиевской площадях, по возрасту условно относится к концу поздней перми — раннему триасу. Она может быть сопоставлена с конгломератовой толщей, вскрытой на Ясенской площади в пределах Западного Предкавказья. Можно предположить, что толща лежит в основании описываемого комплекса. Так, на Новогеоргиевской площади в скв. 6 над красноцветными конгломератами залегают песчано-глинистые красноцветные отложения, которые по возрасту можно предположительно отнести к раннему — среднему триасу.

Вскрытая мощность конгломератовой толщи составляет не более 100 м. Породы массивные, без следов слоистости. Конгломераты состоят из угловатых обломков алевролитов — разрушенных и ожелезненных, бурых сланцевых пород, обломков кварца и кремнистых пород. Размеры обломков от 1 до 5 см, а иногда и более. Конгломераты прорываются жилами кристаллического доломита, толщиной до 3 см. Цемент конгломератов песчано-глинистый, красноцветный. Терригенная песчано-глинистая красноцветная толща, условно отнесенная к раннему — среднему триасу, вскрывается на Промысловской площади в скважинах 5, 13, на Межевой площади в скв. 65, на Каспийской — в скважинах 1, 2, 15, 24, 27 и других, на Краснокамышанской — в скважинах 1, 2, Ермолинской — в скв. 18, Улап-Хольской — в скважинах 1, 2, на Придорожной — в скв. 1 и на других площадях.

Палеонтологически эти отложения нигде не охарактеризованы. Литологическая характеристика их довольно однообразна. Это в основном терригенные, монотонно переслаивающиеся несчаники, глинистые алевролиты, уплотненные глины, реже — аргиллиты коричневого и бурого цвета, с серыми и голубовато-серыми пятнами и прослойками. Все породы довольно сильно карбонатизированы. Карбонатный материал (преимущественно кальцит) присутствует в виде примеси к глинистому цементу, а также в виде отдельных стяжений и корочек, вероятно, вторичного происхождения. Наиболее насыщены карбонатным материалом сероцветные разности несчаников и алевролитов.

На вышеперечисленных площадях в разрезе преобладают глинистые алевролиты и аргиллиты. Аргиллиты сложены глинистым материалом беспорядочной текстуры (размеры частичек менее 0,01 мм). Вместе с глинистыми минералами присутствуют листочки серицита и гидрослюд и мелкие кварцевые обломки.

Алевролиты состоят в основном из угловатых зерен кварца, полевых шпатов и обломков кремнистых пород. Реже встречаются лейсты мусковита и единичные зерна циркона и анатита. Из непрозрачных рудных минералов в большом количестве присутствуют лимонит, пирит, лейкоксен, гематит. Гематит в отдельных случаях полностью замещается бурыми окислами железа. Наблюдаются также примазки углистого вещества. Раз-

меры обломков колеблются от 0,01 до 0,08 мм. Из вторичных минералов присутствуют гидрослюда и карбонат по трещинам. Обломочный материал составляет около 50% породы. Цемент имеет глинисто-карбонатный состав, базальную структуру и в значительной степени обогащен бурыми окислами железа, которые и определяют цвет породы.

Небольшие по мощности песчаные прослойки серого цвета состоят из обломков кварца, полевых шпатов, мусковита, кремнистых пород. Все обломки имеют угловатую форму и размеры от 0,5 до 0,26 мм. Кроме того, присутствуют обломки сильно разрушенных слюдястых сланцев, а также значительно карбонатизированные обломки раковин. Цемент песчаников глинисто-серицитовый, обогащенный бурыми окислами железа.

Вышеописанный комплекс может быть сопоставлен с песчано-алевролитовым комплексом среднего триаса Мангышлака.

В пределах Прикумского поднятия на Колодезной площади (скв. 2, 5, 25), Новоколодезной (скв. 1, 18), Величаевской (скв. 13, 20, 37, 39), Приозерской (скв. 5), Прасковейской (скв. 16), Максимокумской (скв. 1, 2, 3, 5, 6), Закумской (скв. 1), Молодежной (скв. 1), Андрей-Курганской (скв. 2), Южно-Атикумской (скв. 2), Плавнинской (скв. 1), Русский Хутор (скв. 5), Восточной (скв. 1) и на других площадях вскрываются предположительно верхнетриасовые отложения. Это в основном карбонатно-глинистый комплекс, в котором были обнаружены органические остатки. Однако определения форм не дают возможности четко установить возраст вмещающих пород. Позднетриасовый возраст описываемых отложений устанавливается на основании сопоставления данной толщи с верхнетриасовыми отложениями Мангышлака и с аргиллитокарбонатной толщей Западного Предкавказья. Возраст последней установлен по многочисленным находкам определенных Л. Д. Кипарисовой позднетриасовых пелеципод.

За последнее время на многих из перечисленных площадей (Величаевской, Колодезной, Новоколодезной, Максимокумской, Закумской и др.) были обнаружены и определены остатки микрофауны, показывающие триасовый возраст вмещающих отложений. Так, в скв. 39 Величаевской площади на глубине 3580—3583 м были обнаружены пелециподы *Anadontophora* sp. (A. cf. *canaleusis* Catullo), в интервале 3605—3608 м — *Anadontophora* sp., *Paleoneilo* sp., *Myophoriopsis* sp. (*Pseudocorbula*), указывающие, по заключению Е. Ф. Фроловой-Багреевой, на триасовый возраст вмещающих отложений.

В прослойках известняка на отдельных площадях обнаружены и определены следующие формы. На Новоколодезной площади в скв. 18 на глубине 3485—3487 м А. Я. Сайдаковским (Укр. НИГРИ, г. Киев) определены харофиты триасового облика: *Stenochara elongata* Said., *Sphaerochara dacora* Said., *Sphaerochara globosa* Said. В той же скважине на глубине 3670—3674 м Н. Н. Старожиловой (Укр. НИГРИ, г. Киев) определена остракода *Cytherissinella* cf. *crispa* (Schl.), указывающая на триасовый возраст вмещающих отложений. На Закумской площади в скв. 1 на глубине 3597—3660 м в оолитовых известняках обнаружены следующие остракоды: *Cytherissinella crispa* (Schl.), *Cytherissinella* sp., *Pubiella ovaris* Schn., *Lutkevichinella* sp., а также харовые водоросли *Stellatochara bulgarica* Said., *Stenochara ovata* Said., *Stenochara maedleri* (H. et R.) Gramb., определяющие возраст содержащих их пород как триасовый. На Максимокумской площади в скв. 6 на глубине 3499,5—3501 м также найдены харофиты, характерные для триасового времени: *Stellatochara bulgarica* Said., *Maslovichara lipatovai* Said., *Stenochara rautzenii* Said., *Stenochara schaikinii* Said., *Sphaerochara karpinskyi* (Deinin) Said.

Верхнетриасовые отложения Восточного Предкавказья имеют пестроцветный облик, плотные, в значительной степени карбонатизированные.



В их строении можно выделить две пачки: нижнюю — песчано-глинистую ( $T_3^1$ ), которая развита на всех площадях Прикумского поднятия, и верхнюю ( $T_3^2$ ) — карбонатно-глинистую. Последняя имеет ограниченное распространение по площади, тяготея в основном к осевой части Маньчского прогиба. Она вскрыта на Велിച്ചаевской площади, Колодезной, Новоколодезной, Закумской, Молодежной, Русском Хуторе (центральном), Максимокумской, Восточной, Южно-Озек-Суатской и на некоторых других площадях.

Нижняя красноцветная пачка ( $T_3^1$ ) представлена в основном средними и мелкозернистыми песчаниками псаммитовой структуры и массивной текстуры. Песчаник состоит из обломков кварца, полевых шпатов, мусковита, кальцита, кремнистых пород, присутствуют также многочисленные обломки филлитизированных кремнисто-сланцев. Из акцессорных минералов встречаются циркон, сфен и единичные зерна граната, из рудных — магнетит и гематит.

Все обломки имеют угловатую, реже полуокатанную форму, размеры их колеблются от 0,5 до 0,25 мм. Иногда встречаются более крупные кварцевые обломки, покрытые бурыми окислами железа. Цемент песчаников глинисто-карбонатный, ожелезненный, структура цемента базальная, иногда — порового типа. Аргиллиты имеют в разрезе подчиненное значение, они сложены глинистым веществом беспорядочной текстуры, в котором вместе с глинистыми минералами присутствуют серицит и гидрослюда. В аргиллитах имеется значительное количество (до 15%) алевритового материала такого же минералогического состава, как и в песчаниках.

На отдельных площадях Прикумского поднятия (Андрей-Курганская, скв. 2; Южно-Ачикулакская, скв. 2) верхние горизонты песчано-глинистой толщи фациально замещаются гравийными конгломератами, состоящими из галек известняков, песчаников и глинистых сланцев, сцементированных буровато-коричневым глинистым материалом.

Верхняя пачка верхнего гриаса ( $T_3^2$ ) состоит из чередования известняков с глинисто-алевролитовыми породами. Почти все породы сероцветные или пестроцветные. Количество красноцветных разностей увеличивается к подошве пачки. Все породы сильноглинистые и перемятые, отдельные пласты почти поставлены на голову (Закумская площадь, скв. 4). Терригенные разности представлены в основном алевролитами и аргиллитами серых, светло-серых, светло-зеленых оттенков, очень сильно глинистыми и карбонатизированными. Карбонат развит как в рассеянном состоянии, так и в виде отдельных стяжений концентрической формы. Последний, вероятно, имеет вторичное происхождение. Карбонатный материал составляет до 30% состава породы.

Алевролиты полимиктовые, состоят из зерен кварца, полевого шпата, большого количества мусковита и хлорита. Обломки имеют угловатую форму и размеры от 0,04 до 0,07 мм, почти все они, за исключением мусковита, каолинизированы. Зерна мусковита игольчатой формы, вместе с ними развито большое количество серицита, который входит в цемент алевродита. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, единичные зерна сфена, из рудных — пирит.

Цемент — глинисто-серицито-карбонатного состава, базального типа. В цементе присутствует вторичный хлорит. Кроме того, хлорит развивается по разрушенным зернам илагиоклазов.

Песчаники имеют в разрезе подчиненное значение, среди них преобладают сероцветные разности. По минералогическому составу песчаники подобны вышеописанным алевролитам.

Для данного комплекса характерно наличие большого количества известковых прослоек мощностью от нескольких сантиметров до 3—6 м. Известняки серые и темно-серые, иногда пятнистые и буроватые, пели-

томорфные, органогенно-обломочные и оолитовые, плотные, в отдельных случаях доломитизированные. Все разности известняков сильноглинистые и обогащены алевроитовым материалом. Содержание глинисто-алевритовой примеси в отдельных случаях достигает 30—40%. Основная масса известняка состоит из мелкоагрегатного кальцита. Из органических остатков встречены обломки остракод, мелких фораминифер, криноидей, остатки харовых водорослей и другие формы. Для известняков характерно и наличие в них рассеянного углистого материала. Оолитовые известняки встречены на Максимокумской и Закумской площадях. Оолиты имеют концентрическое строение и размеры от 1 до 3 мм.

В пределах Восточного и Центрального Предкавказья вскрывается большое количество магматических образований. Это эффузивные породы и их туфы Урожайненской, Левокумской, Голубинской, Западно-Голубинской, Синебугровской, Ямангойской, Андрей-Курганской и других площадей. Стратиграфическое положение этих пород пока еще не совсем ясно. Эффузивные образования в большинстве случаев залегают под среднеюрскими отложениями. Средняя вскрытая мощность их до 800 м на Западно-Голубинской площади.

По минералогическому составу, структуре и характеру изменений среды встречающихся эффузивных образований можно выделить следующие разновидности: кварцевые порфиристы, кварцевые фельзит-порфиры, туфогенные породы, состоящие в основном из раскристаллизованной стекловатой массы фельзитового строения, редких вкрапленников кварца и обломков глинистых сланцев различных размеров.

Порфиристы светло- и темно-серые, иногда зеленоватые, крепкие, с гнездами и прожилками кальцита, с единичными зернами кварца и редкими прослоями кварцевого алевролита. Порода состоит из хлоритизированного и ожелезненного вулканического стекла с рассеянными вкрапленниками полевых шпатов, а также остатков разрушенных зерен оливины. В целом порфирит карбонатизирован и пелитизирован.

Диабазы темно-зеленые, мелко- и крупнозернистые, с обломками порфирита, часто кристаллические, с включениями пирита и полевых шпатов. Они сложены хлоритизированной и ожелезненной массой.

Точных данных об абсолютном возрасте магматических образований нет, за исключением Левокумской площади (скв. 3), где для них установлены (Дубинский, 1960) значения в  $160\text{--}170 \cdot 10^6$  лет, что соответствует раннеюрскому времени.

Таким образом, наличие верхнепермских и триасовых отложений установлено в пределах Западного, Центрального и Восточного Предкавказья (рис. 5). Эти отложения представлены двумя комплексами: сероцветным морским и красноцветным континентальным. Морские образования наиболее широко развиты в Западном Предкавказье, меньше — в Центральном и Восточном. Красноцветные отложения распространены в Центральном и Восточном Предкавказье. Те и другие имеют преимущественно терригенный состав, с размывом и угловым несогласием залегают на различных по составу и возрасту породах фундамента и несогласно перекрываются различными по возрасту отложениями платформенного чехла.

Плотности сероцветных отложений составляют  $2,65\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ , красноцветных —  $2,60\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$ .

Стратиграфическое расчленение переходного комплекса в значительной степени остается условным, так как палеонтологических данных недостаточно. Сопоставление проведено в основном по литологическим данным и общегеологическим соображениям. Отложения, условно отнесенные к поздней перми — раннему триасу, развиты в Западном, Центральном и Восточном Предкавказье. Вскрываются они единичными скважинами и представлены в основном красноцветными конгломератами с незначитель-

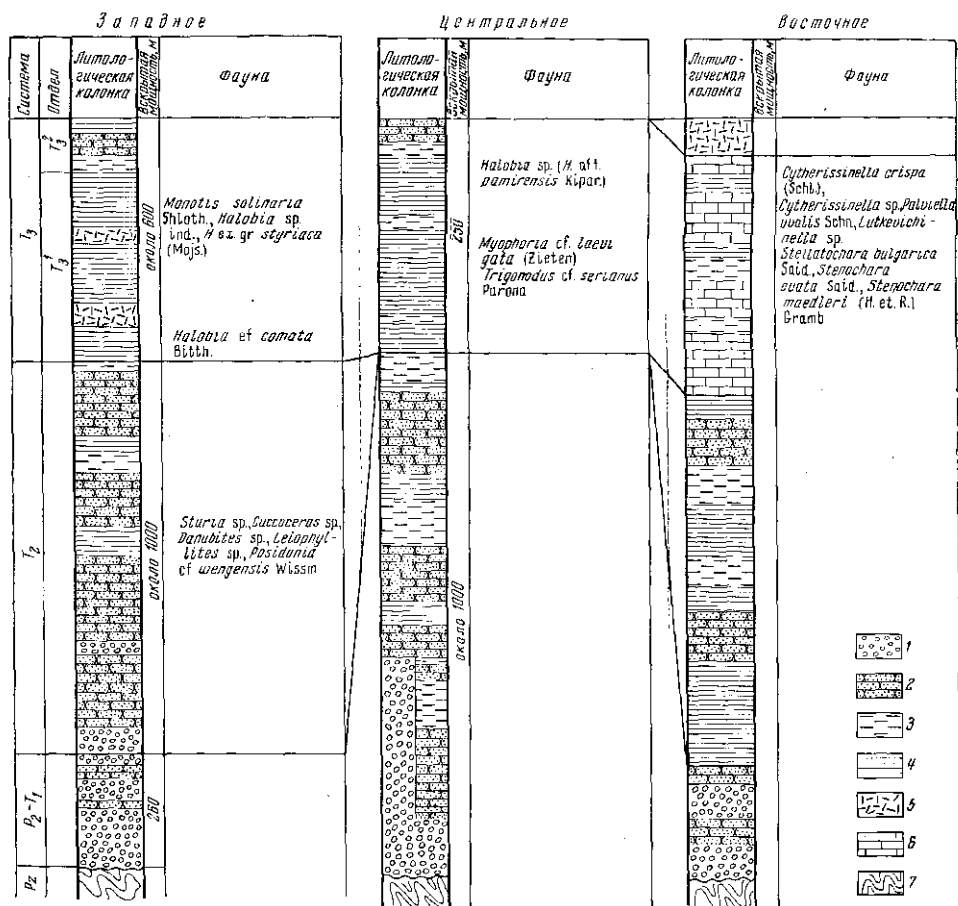


Рис. 5. Схема корреляции пермских и триасовых отложений Предкавказья

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — эффузивы; 6 — известняки; 7 — палеозойские образования

ными прослойками песчаников. Породы плотные, метаморфизованные, размеры галек до 6—8 см. По всей вероятности, конгломератовая толща является базальной лачкой триасовых отложений. В Центральном Предкавказье (Северо-Ставропольская площадь) конгломератовая толща частично замещается грубо- и крупнозернистыми красноцветными песчаниками.

Палеонтологически охарактеризованные среднетриасовые отложения известны в Западном Предкавказье. Это сероцветные песчаники, средне- и крупнозернистые, пяснослоистые, монолитные, разбитые системой трещин, заполненных мелкокристаллическим кальцитом. Песчаники полимиктового состава, с небольшими прослойками алевролитов и аргиллитов. Отложения среднего — верхнего триаса, также фаунистически охарактеризованные, вскрываются в пределах Центрального Предкавказья. Это сероцветные с зеркалами скольжения аргиллиты и песчаники. В пределах Восточного Предкавказья предположительно среднетриасовые отложения представляются красноцветными терригенно-глинистыми образованиями. Глинистые разности в разрезе преобладают.

Верхнетриасовые отложения наиболее широко развиты в пределах Западного Предкавказья. Это черные и темно-серые аргиллиты и песчаники с прослойками известняков и эффузивных образований кислого и среднего состава. Присутствуют они также в Центральном Предкавказье,

где сероцветные аргиллиты содержат фауну среднего — позднего триаса. В Восточном Предкавказье верхнетриасовые отложения развиты в основном на Прикумском поднятии и представлены терригенно-карбонатными отложениями.

### Пермо-триасовые отложения Крыма

Отложения предположительно пермо-триасового возраста вскрываются глубокими разведочными скважинами в северной части Степного Крыма, где они залегают на консолидированном палеозойском основании. Стратиграфия отложений, вскрытых под нижним мелом, к настоящему времени не разработана, так как нет фаунистических данных. Поэтому в данной статье отложения пермо-триасового возраста рассмотрены единым комплексом без более дробного деления.

Условно можно считать, что отложения пермо-триасового возраста вскрыты на Генической (скв. 1, 2), Красновской (скв. 1, 2) и других площадях. Отложения, вскрытые под нижним мелом в северной части Степного Крыма, по петрографической характеристике очень близки к верхнетриасовым отложениям, вскрытым в пределах Западного Предкавказья. Это темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты, алевролиты и частично песчаники с шелковистым блеском, слабокарбонатные. Аргиллиты имеют алевропелитовую структуру и массивную текстуру, состоят из слабо измененного хлорито-глинисто-серицитового вещества с незначительной примесью алевролитовых обломков. Основная масса аргиллитов состоит из мельчайших чешуек хлорита, слюды, глинистых минералов и кварца, размером до 0,01 мм. Алевролитовые обломки представлены в основном кварцем, кальцитом, магнетитом. Они составляют до 10% породы, все обломки угловатые и полуокатанные. В целом весь аргиллит прошел, вероятно, только первую стадию метаморфизма. Плотность аргиллита 2,68 г/см<sup>3</sup>. Аргиллиты переслаиваются со сланцами серыми и зеленовато-серыми, состоящими из мелких обломков кварца, плагиоклаза, мусковита, хлорита и кальцита. Все обломки угловатые, размерами от 0,1 до 0,01 мм. Плотность породы 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Из светло-серых аргиллитов Генической площади (скв. 5) К. В. Виноградовой (ИГиРГИ, устное сообщение) был определен спорово-пыльцевой комплекс, на основании которого вмещающие отложения можно считать триасовыми.

В пределах Альминской впадины, на Николаевской и Качинской площадях, вскрыта мощная толща таврической серии, представленная флишоподобным переслаиванием сланцев, алевролитов и глин. Вся толща однородная, темно-серого цвета, слабослюдистая, косослоистая, местами карбопатизированная, все породы сильноглинистые. В западной части Крымского полуострова аналогичная толща вскрывается на Планерской и Гончаровской площадях. В пределах Керченского полуострова подобные отложения не вскрыты. Ни одна из скважин в пределах Крымского полуострова не прошла полностью триасовых отложений и отложений таврической серии.

### ЛИТЕРАТУРА

- Аладатов Г. М. Новые данные о газоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье. — Геол. нефти и газа, 1966, № 5.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Литолого-стратиграфическая характеристика доальпских отложений северных районов Западного Предкавказья. — Труды КФ ВНИИ, 1964, вып. 12.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Триасовые и юрские отложения в платформенной части Западного Предкавказья. В сб. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., изд-во «Наука», 1965.

- Аладатов Г. М., Жабрева П. С.* Среднетриасовые отложения Западного Предкавказья.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 2.
- Бузинова В. М., Тарханов М. И.* Новые данные об отложениях, промежуточного комплекса на северном склоне Прикумского поднятия.— Нефтепромысловая геол. и геофиз., 1966, № 2.
- Дагис А. С., Шарданов В. Н.* Об открытии среднего триаса в таврической свите Крыма.— Докл. АН СССР, 1965, 164, № 1.
- Дубинский А. Я.* Нижнепермские карбонатные отложения Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Егоян В. Л., Ермаков В. А., Кийко К. И.* Об открытии морского верхнего триаса в юго-западном Предкавказье.— Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6.
- Любофеев В. Н., Журавлева И. П.* Петрографический состав палеозойских гранитоидов Западного Предкавказья и некоторые особенности их метаморфического изменения.— Труды КФ ВНИИ, 1966, вып. 17.
- Летавин А. И., Крылов Н. А.* О переходном комплексе Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 4.
- Ростовцев К. О.* К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Кавказа.— Труды КФ ВНИИ, 1960, вып. 3.
- Ростовцев К. О., Аладатов Г. М., Азарян Р. Н.* Триас Кавказа и Предкавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 3.

## ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРМО-ТРИАСОВОГО КОМПЛЕКСА ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Разведанность юрских, меловых и третичных комплексов на эпигерцинской платформе становится все более полной, что в недалеком будущем неизбежно приведет к весьма детальной оценке их нефтегазоносности. Практически останутся не изученными бурением только отложения платформенного чехла, погруженные на большие глубины в пределах краевых и внутриплатформенных прогибов, на недоступных для современного бурения глубинах, превышающих 5—6 км. Поэтому уже сейчас встает вопрос об оценке перспектив нефтегазоносности пермо-триасовых (а местами и нижнеюрских) отложений, залегающих на сравнительно небольших и вполне доступных для бурения глубинах. Это тем более важно, что эти отложения распространены в пределах ряда уже освоенных нефтегазоносных районов (Предкавказья, Мангышлака и др.).

С тех пор, как около 10 лет назад появились первые сведения о широком развитии в пределах эпигерцинской платформы отложений переходного пермо-триасового комплекса, вопросам его нефтегазоносности уделяли внимание многие исследователи, работавшие на этой территории. Так, например, Р. Е. Айсберг (1962) при оценке перспектив юго-востока Туркмении не исключает нефтегазоносности пермо-триасового комплекса. Однако Ю. П. Чепов (1965) сомневается в перспективах верхней части пермских отложений (более низкие горизонты метаморфизованы, а триас неизвестен) на соседней с Юго-Восточной Туркменией территории Северо-Западного Афганистана. А. М. Акрамходжаев и др. (1962) положительно оценивают перспективы нефтегазоносности пермо-триасовых пород восточной части Устюрта. Аналогичное мнение о перспективности верхнепалеозойских отложений, включая и породы пермо-триаса, высказывали Ю. А. Федотов (1963) и А. И. Левенко (1966, 1967). П. В. Флоренский (1965) выделяет ряд районов различной перспективности пермских и триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. Перспективным районом он считает территорию, примыкающую с юга к Южно-Эмбискому поднятию. К перспективным, но мало изученным территориям П. В. Флоренский относит центральную и южную части Северо-Устюртской впадины, Южно-Мангышлакский и Ассак-Ауданский прогибы. К малоперспективной зоне отнесены северная часть Северо-Устюртской впадины, восточная часть Мангышлакской системы, Бузачи и Тюратамская впадина. Бесперспективны Центральный Мангышлак (Каратауская зона) и Актумсукский вал. В восточных районах Туркмении Э. И. Птушкин (1964) допускает возможность скопления нефти и газа в пермо-триасовых отложениях, развитых в удалении от Туаркыра, а Л. И. Морозов (1966) указывает на благоприятные гидрогеологические условия в центральных частях Южно-Мангышлакской зоны прогибов, способствующие образованию и сохранению нефтяных и газовых залежей в отложениях пермо-триаса. В. П. Токарев и В. В. Козмодемьянский (1967) выделяют новую нефтегазоносную толщу на Южном Мангышлаке в отложениях верхнего триаса и нижних горизонтов нижней юры.

В Предкавказье вопросы перспективности пермо-триасовых отложений также разрабатывались многими исследователями. Так, Е. В. Мовшович (1967) оценивает как перспективные верхнепермские и триасовые сложившиеся зоны Малычей. Весьма детально обоснована перспективность пермо-триаса в пределах Центрального Ставрополя (Терновой и др., 1968). Подсчитанные здесь прогнозные запасы газа по Расшеватскому, Северо-Ставропольскому и Казино-Грачевскому поднятиям по категории  $D_2$  составляют 17,1 млрд  $m^3$ . Геологи треста Ставропольнефтегазразведка считают отложения «промежуточной толщи» частично основными объектами разведки (Чепак, 1968). Газоносность красноцветных отложений пермо-триаса (относимых почему-то к верхней юре) на Расшеватском поднятии описана Н. А. Евик, С. С. Колесневой, М. П. Прибытковой (1965). Весьма детально разработаны вопросы нефтегазоносности средне- и верхнетриасовых отложений переходного комплекса Западного Предкавказья в работах Г. М. Аладатова (1966, 1967), Г. М. Аладатова и П. С. Жабревой (1965, 1966), М. Восути (1967) и др. Положительно оценивают перспективы нефтегазоносности промежуточного комплекса Восточного Предкавказья В. М. Бузинова и М. И. Тарханов (1968). Нефтегазоносность триасовых отложений Мизийской плиты в пределах Болгарии широко известна по работам А. Атанасова, И. Монахова и Ю. Шиманова (1965), И. Монахова и А. Атанасова (1965), П. Мандева (1965) и др. Присутствие нефтяных битумов и газопроявления в триасовых отложениях Преддобруджского прогиба отмечает Д. Е. Панченко (1965).

Таким образом, вопрос о нефтегазоносности пермских и триасовых отложений уже сравнительно давно освещается в геологической литературе и привлекает внимание ряда исследователей.

В региональном плане нефтегазоносность пермо-триасовых отложений увеличивается в направлении с востока на запад, вслед за распространением терригенно-карбонатных формаций триаса. Эта связь формационного состава и нефтегазоносности триасовых отложений вырисовывается довольно четко.

В пределах Ломской впадины в Болгарии, на месторождении Долнодыбник, в доломитах среднего триаса установлена нефтяная, а в верхнетриасовых отложениях норрийского яруса — газоконденсатная залежи. Нефтяная, наиболее разведанная, залежь относится к массивному типу, она связана с трещиновато-кавернозными коллекторами. Здесь получен дебит до 140 т в сутки, при пластовом давлении 323 атм и газовом факторе в среднем  $18,5 m^3/m^3$ . Нефть парафинистая, малосернистая, удельный вес ее 0,8136.

Чиренское газовое месторождение расположено в пределах Западного Предбалканья. Промышленная газоносность приурочена к отложениям нижнего, среднего и верхнего триаса и нижнего и среднего лейаса. Дебиты газа составляют от 200 тыс. до 1 млн.  $m^3$  в сутки. Наиболее высокие дебиты отмечены в известняках среднего лейаса и среднего — верхнего триаса. Количество конденсата составляет 47—50  $cm^3/m^3$ . Залежь массивная, коллекторы трещинно-поровые, с проницаемостью 2—5 мд.

На территории элигерцинской платформы запада Средней Азии приток газа с конденсатом получен из отложений триаса (?) на Оймашинской площади (скв. 7, интервал 3116—3120 м), расположенной в пределах Песчаномысского поднятия. Высокоминерализованные воды с растворенным газом были получены из пермо-триасовых отложений на площадях Жетыбай, Восточный Жетыбай и других, расположенных на северном борту Жазгурлинского и Сегендыкского прогибов на Южном Мангышлаке. На Восточном Устюрте, на площади Теренгкудук в скв. 1 при проходке пермо-триасовых отложений произошел выброс газа, а на площади Алабек (скв. 1) из кровли нижнеюрских отложений свободный

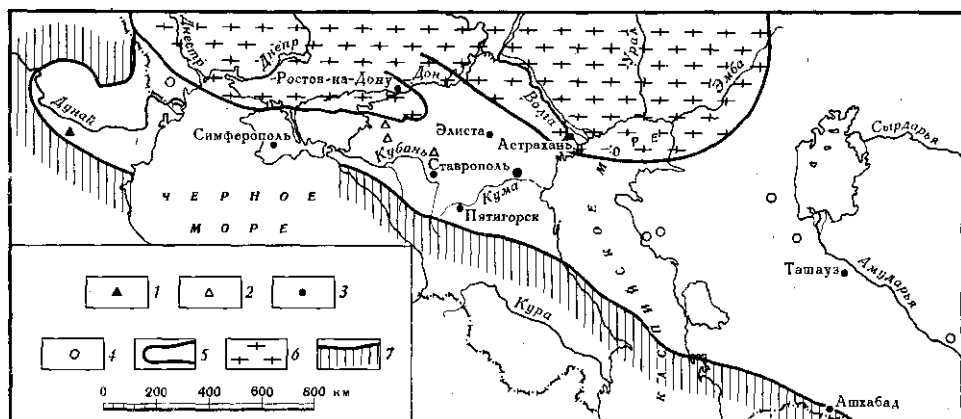


Рис. 1. Схема нефтегазопроявлений в пермо-триасовых отложениях на территории эпигерцинской платформы юга СССР и сопредельных территорий

1 — районы с установленной промышленной нефтегазоносностью; 2 — районы с установленной промышленной газоносностью; 3 — районы с установленной непромышленной нефтеносностью (с признаками нефти); 4 — районы с установленной непромышленной газоносностью; 5 — границы основных тектонических зон; 6 — Русская платформа; 7 — альпийская складчатая область

дебит газа достигал  $5000 \text{ м}^3$  в сутки. В пределах Бухаро-Хивинской области установлены газопроявления в предположительно верхнепермско-триасовых породах площади Фараб.

Этим в настоящее время и исчерпываются сведения о нефтегазоносности пермо-триасовых отложений в пределах западной части Средней Азии (рис. 1).

В Восточном Предкавказье на разведочных площадях, расположенных в приосевой части и на южном борту Восточно-Манычского прогиба, зафиксированы небольшие притоки нефти из карбонатной толщи, скорее всего позднепермского возраста. Так, на Колодезной площади (скв. 25, интервал 3845—3895 м) из известняков получен слабый приток нефти с дебитом  $0,3 \text{ м}^3$  в сутки. На Закумской площади (скв. 1, интервал 3600—3625 м) из известняков верхнего триаса (?) получен приток нефти с дебитом  $5 \text{ м}^3$  в сутки. Признаки нефтеносности отмечались в отложениях триаса и на других площадях этого района — Ново-Колодезной, Русский Хутор (северный).

В Центральном Предкавказье газоносность пермо-триасовых отложений установлена на Расшеватской площади, где в ряде скважин (35, 46 и др.) получены промышленные притоки газа и конденсата. Однако не исключено, что они связаны с нижнемеловыми залежами, т. е. не остаются самостоятельными. На остальных площадях Центрального Ставрополя нефтегазоносность пермо-триасового комплекса не установлена.

Промышленная газоносность триасовых отложений установлена и в Западном Предкавказье, где на Староминской площади скв. 45 вскрыто более 750 м в основном песчаных пород, возраст которых был установлен как среднетриасовый. Здесь в интервале 2306—2336 м был получен промышленный приток газа с дебитом 190 тыс.  $\text{м}^3$  в сутки и 19  $\text{м}^3$  в сутки конденсата при штуцере 12 мм. В дальнейшем при эксплуатации этого горизонта дебит газа из этой скважины достиг 330 тыс.  $\text{м}^3$  в сутки и 25  $\text{м}^3$  в сутки конденсата. Кроме этого, на Староминской площади были установлены промышленные притоки газа в скв. 16 (интервал 2094—2148 м). Дебит газа составлял 73,5 тыс.  $\text{м}^3$  в сутки и 24  $\text{м}^3$  в сутки конденсата при штуцере 10 мм. В скважинах 12, 32, 34, 35 промышленные притоки газа получены при совместном опробовании коллекторов



нижнего мела и триаса. В скв. 46 из среднетриасовых отложений получен непромышленный приток газа.

Верхнетриасовые отложения оказались газоносными в пределах Челбасского поднятия, где был получен первый промышленный приток из скв. 5 из интервалов 2095—2101 и 2080—2084 м с дебитом 137 тыс. м<sup>3</sup> в сутки и 4,3 м<sup>3</sup> в сутки конденсата при 10-миллиметровом штуцере. В скв. 14 в интервале 2163—2169 м получен промышленный приток газа и конденсата с дебитом 148 тыс. м<sup>3</sup> в сутки и 5 м<sup>3</sup> в сутки при 9-миллиметровом штуцере. Сква. 40, вскрывая 900-метровую толщу верхнетриасовых отложений, представленных в основном аргиллитами с прослоями плотных песчаников и кислых эффузивов, дала промышленный приток газа из интервала 2207—2244 м. Дебит газа составлял 53 тыс. м<sup>3</sup> в сутки и конденсата 0,1 м<sup>3</sup> в сутки при штуцере 12 мм. В последующем дебит газа из этой залежи составлял 90 тыс. м<sup>3</sup> в сутки и 0,1 м<sup>3</sup> в сутки конденсата при работе на 9-миллиметровом штуцере. Из скв. 24 верхнетриасовых отложений из интервала 2155—2160 м был получен приток газа с дебитом 68,5 тыс. м<sup>3</sup> в сутки, а также притоки газа в скважинах 11 и 19. При совместном опробовании верхнетриасовых и нижнемеловых отложений получены промышленные притоки газа в скважинах 2, 8, 19.

На Каневском поднятии из пород верхнего триаса получены промышленные притоки газа в ряде скважин. Из скв. 49 (интервалы 1729—1735 и 1713—1726 м) был получен приток с дебитом 50,4 тыс. м<sup>3</sup> в сутки, из скв. 41 — 16 тыс. м<sup>3</sup> в сутки (при 9-миллиметровом штуцере). Кроме того, промышленные притоки получены из скважин 35 (интервал 1656—1680 м), 38 (интервал 1710—1731 м), 44 (интервал 1687—1727 м), а также в скважинах 32, 34.

На Крыловской площади из триасовых отложений получены промышленные притоки из следующих скважин: 1 (интервал 2414—2423 м), 12 (интервал 2430—2440 м), 14 (интервал 2377—2404 м), 15 (интервал 2353—2404 м), 17 (интервал 2344—2360 м), 19 (интервал 2391—2408 м), 22 (интервал 2371—2408 м), 23 (интервал 2372—2391 м).

Получен небольшой приток газа из скв. 38 (интервал 2128—2165 м) на Ленинградской площади.

Большинство перечисленных притоков газа из отложений верхнего и среднего триаса получено в пределах установленных газовых залежей в нижнемеловых отложениях, а интервалы опробований триасовых пород располагались выше контакта газ — вода нижнемеловой залежи. Это наводит на мысль о единой массивной триасово-нижнемеловой залежи.

Однако получение газа из интервалов, расположенных значительно ниже подошвы нижнемеловой залежи (в скв. 45 на 110 м и в скв. 40 на 19 м), а также значительное превышение начального пластового давления в триасовой залежи на 40 ат в скв. 45 Староминской площади и на 50 ат в скв. 40 на Челбасской площади (Аладатов, 1966) позволяют предполагать наличие в триасовых отложениях Западного Предкавказья промышленных залежей газа. Дальнейшие работы в этом направлении должны окончательно решить этот вопрос.

Уже в настоящее время ясно, что небольшие самостоятельные газовые залежи в верхне- и среднетриасовых отложениях Западного Предкавказья вполне возможны. Еще в 1965 г. запасы по категории С<sub>1</sub> в триасовой залежи на Челбасском месторождении оценивались для газа в 7,1 млрд. м<sup>3</sup> и конденсата — в 155,4 тыс. т. На Староминском месторождении запасы по категории С<sub>2</sub> оценивались для газа в 0,84 млрд. м<sup>3</sup>, конденсата — в 54,3 тыс. т.

Проведенные геохимические исследования триасовых отложений Западного Предкавказья показывают несколько повышенное содержание органического углерода (С<sub>орг</sub>) и рассеянного битума (битума А). Г. М. Ала-

датов (1966) приводит следующие данные, характеризующие содержание ОВ и битума А. В аргиллитах среднего триаса Староминской площади из скв. 45 (интервал 2252—2256 м) эти компоненты соответственно составляют 1,17 и 0,05%. Битум, в свою очередь, содержит асфальтенов 7,7%, масел 46,6%, смол 44,7%. В песчаных разностях эти показатели снижаются для  $S_{орг}$  до 0,52—0,96% и битума А до 0,006—0,038%. В составе битума количество асфальтенов колеблется в пределах 1,3—14,2%, масел — 8,4—30,6% и смол — 68,1—77,4%. В аргиллитах верхнего триаса на Челбасской площади в скв. 40 ОВ составляет 1,3%, а битум А — 0,018%. В битуме асфальтенов содержится 24%, масел — 21,14% и смол — 54,87%.

Г. М. Аладатов указывает на то, что эти данные еще не являются надежными диагностическими критериями для отнесения этой толщи к нефтегазоматеринской свите. Он считает, что битумы среднего триаса эпигенетичны — они проникли из более глубоких глинистых толщ. Верхнетриасовые битумы, по его мнению, сингенетичны и поэтому эта толща может являться нефтегазогенерирующей. Поскольку составы углеводородов триасовых и нижнемеловых залежей идентичны, то делается вывод о едином верхнетриасовом источнике генерации углеводородов.

М. Восуги (1967) приводит следующие цифры среднего содержания органического вещества (ОВ) и битумоида (битума, извлекаемого хлороформом) в среднетриасовых породах Староминской площади: в аргиллитах ОВ — 1,02% и битумоида — 0,02%, в песчаниках ОВ — 0,50% и битумоида — 0,01%. Групповой состав битумоида для аргиллитов: асфальтены — 3,4%; масла — 18,4% и смолы — 78,2%. Для песчаников эти значения соответственно равны 5,7; 21,5 и 72,7%. Среднее содержание ОВ и битумоида для верхнетриасовых аргиллитов Ейско-Березанского района составляет 1,5 и 0,1%. В составе битумоида асфальтены составляют 12,5%, масла — 49,5% и смолы — 38%. Несколько более высокое содержание битумоида имеется в верхнетриасовых отложениях Некрасовской площади — до 0,03 и 0,04% соответственно в алевролитах и глинах, при содержании ОВ в этих литологических типах 1,26 и 1,50%.

Этот же исследователь отмечает неравномерное распределение битуминозности по разрезам верхнего и среднего триаса. Так, по его мнению, в верхней части этих отложений наблюдается повышенное содержание битумоида (до 0,08%) и до 15% возрастает значение битумоидного коэффициента. В нижней же части разреза битуминозность резко уменьшается (до 0,0006%), а битумоидный коэффициент падает до 0,5%. Из этой закономерности М. Восуги делает вывод об аллохтонном характере битумоида.

Аналогичная картина наблюдается и в отложениях среднего триаса, где значительно изменяется групповой состав битумоида. Сверху вниз уменьшается содержание масел от 48 до 8%, содержание смол увеличивается от 43 до 79%, а содержание асфальтенов не изменяется. Содержание гуминового вещества в этих отложениях очень низкое, около 0,0001%, что связывается со степенью метаморфизма пород.

Все это свидетельствует, по мнению М. Восуги, об аллохтонном характере битумоида в верхней части триасовых отложений Ейско-Березанского района, залегающих вблизи залежей газа. Только битумоид нижней части этого комплекса является, вероятно, автохтонным, что подтверждается низким его содержанием (0,006%). Это также свидетельствует об отсутствии вертикальной миграции углеводородов, поскольку повышенного содержания битумоидов в песчаниках не отмечается. Из исследований М. Восуги следует, что триасовые отложения Ейско-Березанского района не являлись газопродуцирующими.

Таким образом, взгляды на триасовые отложения Западного Предкавказья как на нефтегазопродуцирующую толщу значительно различаются.

Нам кажется, что роль триасовых отложений в Западном Предкавказье в качестве нефтегазопроизводящей толщи в общем невелика. Гораздо большее значение в этом отношении могут иметь юрские (особенно среднеюрские) отложения, залегающие в непосредственной близости от газопосных районов рассматриваемой территории. Однако полностью не учитывать триасовые отложения Западного Предкавказья, видимо, нельзя.

Геохимические исследования пермских и триасовых пород на остальной территории Предкавказья и Средней Азии с целью оценки их нефтегазопосности не проводились.

Коллекторские свойства триасовых пород определялись в Западном Предкавказье по единичным образцам. Пористость низкая — 1—7,5% и проницаемость до 0,5 мд. Практически это означает, что гранулярные коллекторы в этих отложениях отсутствуют. Видимо, здесь в основном развиты коллекторы трещинного типа (Аладатов, Жабрева, 1965).

По всей вероятности, этот же тип коллекторов в основном развит в пермских и триасовых отложениях других частей эпигерцинской платформы, хотя в отдельных местах возможно развитие и других типов коллекторов (например, кавернозных — в карбонатных верхнетриасовых коллекторах Восточного Предкавказья и т. д.). В пределах западной части Средней Азии коллекторские свойства пермо-триасовых пород рассматривались А. М. Акрамходжаевым, Ю. А. Федотовым, Н. Е. Миниковой, З. С. Ибрагимовым и Е. А. Жуковой (1962). Для песчано-алевритовых пород Айбугира они приводят следующие показатели: полная пористость колеблется от 4,0 до 23,5%, пористость насыщения — от 2,88 до 19,22%, проницаемость достигает 50 мд. Это коллекторы средней емкости (классы С и Д, по П. П. Авдусину и М. А. Цветковой). Для глинистых пород этого же разреза полная пористость достигает 21,91%, пористость насыщения — 18,40%, проницаемость — менее 2,4 мд. Эти же авторы отмечают, что в песчано-алевритовых породах пористость увеличивается снизу вверх, а для проницаемости такой закономерности не наблюдается. Последнее обстоятельство они связывают с петрографической характеристикой пород, в частности с обилием слюд.

Для района Теренткудука, где вскрыта красноватая толща песчано-глинистых отложений пермо-триаса, дается следующая характеристика коллекторских свойств пород. Для песчано-алевритовых пород полная пористость колеблется от 7 до 23%, пористость насыщения — от 6 до 16%, проницаемость достигает 20 мд. В отдельных пластах эти параметры значительно увеличиваются: полная пористость до 28—30%, пористость насыщения до 25—29% и проницаемость до 80—120 мд. В целом в этом районе развиты коллекторы большой и средней емкости (классы А — В и С — Д).

Для района Караман пористость плотных песчаников не превышает 10%, а проницаемость ниже 10 мд.

Таким образом, для значительной части Устюрта можно ожидать развития гранулярных коллекторов различной емкости.

Исходя из изложенного выше, перспективы нефтегазопосности пермских и триасовых отложений оцениваются следующим образом. Если оценивать перспективы этого комплекса отложений в целом, по сравнению с юрско-меловыми отложениями, то необходимо признать, что общие его перспективы значительно ниже. Прогнозные запасы отдельных районов эпигерцинской платформы юга СССР были оценены только по триасовому комплексу и отнесены к категории Д<sub>2</sub>. Прогнозные запасы нефти по этой категории на территории Южного Мангышлака и Южного Устюрта по триасовому комплексу составляют 3% от общих прогнозных запасов, связанных с мезо-кайнозойскими отложениями. В пределах Предкавказья и Крыма прогнозные запасы в этом комплексе вообще не определены.

Запасы газа в триасовых отложениях Предкавказья по категории Д<sub>2</sub> оцениваются более высоко. Их удельный вес в общей оценке перспектив мезо-кайнозойского комплекса составляет 20 и 35% соответственно по Ставропольскому и Краснодарскому краям. Прогнозные запасы по газу на территории Средней Азии, Мангышлака и Устюрта не подсчитывались.

Сравнительно небольшие перспективы этого комплекса отложений связываются в основном с рядом специфических геологических факторов, присущих этим отложениям, основными из которых являются следующие.

1. Неясен структурный план (внутренняя структура) пермо-триасовых отложений. Существующая методика изучения глубинного геологического строения территорий обычно не позволяет определить внутреннее строение этого комплекса. В настоящее время немногочисленные скважины, предназначенные для разведки пермо-триасовых отложений, закладываются исходя из предположения о совпадении структурных планов пермо-триасовых и вышележащих осадочных комплексов — в основном юрских, меловых и палеоцен-эоценовых отложений. Однако имеющиеся геологические и геофизические материалы указывают на то, что возможно и несоответствие структурных планов пермо-триасовых и вышележащих отложений. Вообще, видимо, совпадение структурных планов этих комплексов является частным случаем. Основное значение для формирования структуры платформенного чехла имели последующие движения, сформировавшие и рельеф поверхности пермо-триаса.

Это положение, таким образом, не отвергает возможности совпадения структурных планов пермо-триасовых и вышележащих отложений, но рассматривает его как частный случай.

Недостаточная изученность структуры пермо-триасового комплекса может привести к тому (а в отдельных случаях, видимо, уже приводит), что разведочные скважины закладываются не в оптимальных структурных условиях. Сейсмические же исследования пока не раскрывают внутренней структуры пермо-триасового комплекса.

2. Пермо-триасовые породы Средней Азии, Предкавказья и Крыма в большинстве случаев не содержат гранулярных коллекторов. В случае же, если они и имеются, то, как правило, обладают низкими коллекторскими свойствами. Это обычно связывается со следующими причинами. Во-первых, литологическая характеристика указывает на преобладание мусорных и глинистых пород в большинстве разрезов пермо-триасовых отложений, причем мусорные породы преобладают в нижних частях разреза (например, верхнепермские отложения Туаркыра, Тесберды и т. д.), а в верхней части присутствуют в основном глинистые или глинисто-карбонатные породы (Мангышлак, Туаркыр, Предкавказье и т. д.). Вторая причина — это минералогический состав обломочного материала, слагающего песчано-алевритовые разности. Весьма значительный процент обломочного материала в них составляют зерна полевых шпатов, обломки глинисто-слайцевых пород и кремнистые обломки слабой окатанности и сильной вторичной измененности. Эпигенетические процессы усиливаются вниз по разрезу. Кроме того, цемент песчаников и алевролитов обычно глинистый или глинисто-карбонатный. Более или менее чистые кварцевые песчаники и алевролиты, служащие хорошими коллекторами в этих отложениях, почти не встречаются. Наконец, следующей причиной, отрицательно сказывающейся на коллекторских свойствах пород этой толщи, является их довольно значительная плотность, которая обычно составляет 2,5—2,7 г/см<sup>3</sup> в скважинах и несколько повышается в естественных обнажениях.

Это основные, на наш взгляд, факторы, ухудшающие коллекторские свойства гранулярных коллекторов пермо-триасовых пород.

Видимо, основным типом коллекторов в этом комплексе должны быть коллекторы трещинного типа, развитые вблизи тектонических нарушений, а также кавернозные — в основном в карбонатных толщах. Возможны также смешанные типы коллекторов.

3. Верхнепермские и, частично, триасовые отложения, относящиеся к переходному тектоническому комплексу, накапливались в основном в континентальных условиях и окислительной обстановке, не благоприятствующей захоронению органического вещества и его дальнейшему преобразованию в углеводороды нефтяного ряда. Отложения верхнего и, частично, среднего триаса характеризуются более благоприятными для нефтегазообразования геохимическими условиями.

Оценивая с этих позиций перспективны нефтегазоносности пермо-триасового комплекса в целом, можно констатировать, что они возрастают вверх по разрезу. Таким образом, относительно меньшими перспективами обладают отложения верхней перми и нижнего триаса, несколько большими — среднетриасовые породы и наибольшими — верхнетриасовые.

При определении перспективности пермо-триасовых отложений большое значение имеет характер подстилающих отложений. В случае, если последние после перекрытия их пермо-триасовыми и более молодыми породами могли быть нефтегазогенерирующими, то перспективность перекрывающих отложений, в том числе и пермо-триасовых, резко возрастает. Пример тому — крупнейшие месторождения Северной Голландии. На рассматриваемой территории эпигерцинской платформы юга СССР может быть выделен ряд таких территорий.

Средне- и верхнетриасовые отложения особенно перспективны там, где они представлены морскими сероцветными терригенными и терригенно-карбонатными образованиями. В этом случае они могут быть самостоятельным нефтегазогенерирующим комплексом, что значительно повышает его перспективность.

Оценивая в целом перспективы нефтегазоносности пермо-триасовых отложений на основании имеющегося в настоящее время геологического материала, рационально выделить следующие типы перспективных территорий:

- 1) высокоперспективные;
- 2) перспективные;
- 3) малоперспективные;
- 4) бесперспективные.

Каждая из этих территорий оценивается еще и с точки зрения возможности преимущественного открытия в ее пределах месторождений нефти или газа.

В качестве высокоперспективной территории на нефть и газ выделяется болгарская территория западной части Мизийской плиты (Ломская впадина) и некоторые районы Предбалканья, где расположено несколько месторождений с доказанной промышленной нефтегазоносностью триасовых отложений (Долнодыбникское, Горнодыбникское и Чиренское). Остальная территория болгарской части Мизийской плиты может быть оценена как перспективная, за исключением Северо-Болгарского поднятия, которое может считаться малоперспективным в силу неблагоприятных гидрогеологических, гидрохимических и тектонических условий.

Приосевая зона Преддобруджского прогиба также выделится в качестве перспективной территории. Этот вывод сделан на основании формационного и фациального сходства триасовых пород этого прогиба с породами этого же возраста, развитыми в пределах Ломской впадины. Однако здесь следует ожидать в первую очередь открытия газовых месторождений, поскольку, как было указано выше, на некоторых поднятиях, осложняющих прибортовые зоны прогиба, были зафиксированы

небольшие газопроявления. Бортовые же участки Предобруджского прогиба следует рассматривать как малоперспективные и бесперспективные.

Видимо, бесперспективной следует считать таврическую формацию Крыма в пределах территории, где флишевые породы этой формации выходят на поверхность или перекрыты отложениями юры небольшой мощности. Однако в Альминской впадине и в пределах восточных предгорий Крыма флишевые отложения таврической формации могут представлять некоторый интерес в отношении главным образом газоносности, особенно в местах возможной трещиноватости, связанной с тектоническими нарушениями. В целом эти территории могут оцениваться как малоперспективные. Видимо, так же следует оценивать и северную часть Крыма и Присивашье. Развитие монопотонной аргиллитовой толщи без признаков нефти и газа оставляет мало надежд на открытие здесь более или менее крупных месторождений нефти и газа. Однако, учитывая, что в формационном отношении вскрытые здесь предположительно триасовые отложения имеют значительное сходство с сероцветными триасовыми комплексами Западного Предкавказья, можно рассчитывать на небольшую перспективность триасовых отложений этого района.

Как уже указывалось, в результате бурения ряда глубоких разведочных скважин установлены небольшие залежи газа в верхне- и средне-триасовых отложениях Западного Предкавказья. Хотя вопрос о газоносности этого комплекса еще далек от своего окончательного разрешения, перспективность этих отложений не вызывает сомнений. Поэтому территория Ейско-Березанского вала и его западного морского продолжения — Северо-Азовского вала, а также Староминско-Ленинградской зоны оценивается как перспективная на газ. Вероятно, аналогичную оценку можно дать и центральной зоне Восточно-Кубанского прогиба. Здесь пермо-триасовые отложения, хотя и залегают на значительных глубинах, по всей вероятности, менее подвергнуты вторичным изменениям (дислоцированности, диагезу и т. д.). Тимашевская ступень может оцениваться как малоперспективная территория, исходя из характера вскрытого здесь разреза, глубины погружения пермо-триасовых отложений и из-за отсутствия здесь выявленных поднятий.

Карбонатные отложения триаса, развитые в пределах южной части Адыгейского выступа, залегают на различных горизонтах палеозоя, в том числе и на кристаллических интрузивных породах. Значительная раскрытость этих отложений, а также неблагоприятные гидрогеологические условия позволяют оценивать эти отложения как малоперспективные, а на востоке — бесперспективные. Однако необходимо отметить, что триасовые отложения этой территории изучены очень слабо. Не исключено, что в дальнейшем их перспективы будут пересмотрены.

В Центральном Предкавказье наибольший интерес представляют красочветные гравийно-галечные конгломераты, условно относимые к верхнепермским-нижнетриасовым отложениям на Расшеватском поднятии, где из них, как указывалось выше, получены притоки газа и конденсата. Район Расшеватского поднятия и прилегающие к нему с востока участки выделены нами как перспективные. Пермо-триасовые отложения, развитые в пределах центральной части Северо-Ставропольского вала и к западу от него, по имеющимся данным, могут оцениваться как малоперспективные. Однако полностью не принимать во внимание перспективность этих отложений в Центральном Предкавказье было бы неверно, учитывая крайне слабую их изученность.

В Восточном Предкавказье, где пермо-триасовые отложения изучены несколько больше, чем в пределах Центрального Предкавказья, выделяются две различные по перспективности зоны. В качестве перспективной (в основном на нефть) оценивается зона приосевой части Восточно-Манычского прогиба, где распространена терригенно-карбонатная толща,

относимая к верхнему триасу. В восточном направлении эта перспективная зона охватывает часть Северного Каспия и соединяется с южным бортом Мангышлакского поднятия. На запад зона протягивается примерно до меридиана с. Арзгир. Остальная часть Манычского прогиба может оцениваться как малоперспективная и бесперспективная.

К югу от этой зоны, в пределах приосевой части Прикумского поднятия, где спорадически развиты сравнительно маломощные красноцветные терригенные породы, в ряде мест перекрываемые эффузивными толщами, пермо-триасовые отложения скорее всего бесперспективны (рис. 2).

В пределах запада Средней Азии наибольшими перспективами в отношении нефтегазоносности обладает северный борт Жазгурлинского прогиба, в пределах Жетыбай-Узенской ступени и ее восточного продолжения, где установлено развитие терригенно-карбонатной сероцветной толщи верхнего триаса. Однако довольно высокая плотность, вторичная измененность пород и ряд других геологических причин позволяют рассчитывать в основном на развитие здесь трещинных или кавернозно-трещинных коллекторов. Эта территория оценивается нами как перспективная. Аналогично может быть оценен и район Туранской седловины, где имеются, с одной стороны, пермо-триасовые отложения большой мощности, а с другой — возможны благоприятные структурные условия, а также район мыса Песчаного, где установлены относительно хорошие коллекторы.

Приосевые части Жазгурлинского и Сегепдыкского прогибов, а также северный борт и приосевая часть Ассак-Ауданского прогиба могут быть оценены как перспективные в основном на газ, учитывая большие глубины погружения этих отложений и ухудшение их коллекторских свойств за счет эпигенетических изменений. Южные бортовые части этих прогибов, где мощности пермо-триасовых отложений постепенно уменьшаются, видимо, являются малоперспективными территориями, хотя здесь, возможно, уменьшается метаморфизм пород пермо-триасового комплекса. Однако неблагоприятные структурные условия (вероятное отсутствие локальных поднятий) позволяют рассчитывать в основном на возможное присутствие здесь коллекторов трещинного типа в зонах погребенных разрывных нарушений.

Территория п-ова Тюб-Караган, Центрального Мангышлака и его восточного продолжения до района Кугусема представляется нам бесперспективной из-за значительного метаморфизма пермо-триасовых пород и связанного с ним комплекса литологических изменений пород, тектонической раздробленности, раскрытости, неблагоприятных гидрогеологических показателей и т. д.

Крайне неоднородный состав пород и их полная раскрытость делают неперспективным район Туаркыра.

По-видимому, бесперспективны пермо-триасовые отложения всего восточного и юго-восточного склонов Карабогазского свода и западного склона Центральнокаракумского свода ввиду их неблагоприятной фациальной характеристики, сравнительно небольших мощностей и т. д. Центральная часть Верхнеузбойского прогиба может быть условно отнесена к малоперспективным, по совершенно не изученным территориям.

Район Юго-Восточной Туркмении, где, судя по геофизическим исследованиям, имеются пермо-триасовые отложения значительной мощности, позволяющие рассчитывать на то, что хотя бы часть этого разреза может быть представлена морскими осадками, перспективнее главным образом на газ, в связи с большими глубинами залегания здесь этих отложений. К югу, в пределах Афганистана, перспективность пермо-триасовых образований уменьшается, а в пределах Банди-Гуркестанского хребта, где эти отложения выведены на поверхность, они бесперспективны.

К северу, в пределах приосевых частей Заунгузского и Дарьялык-

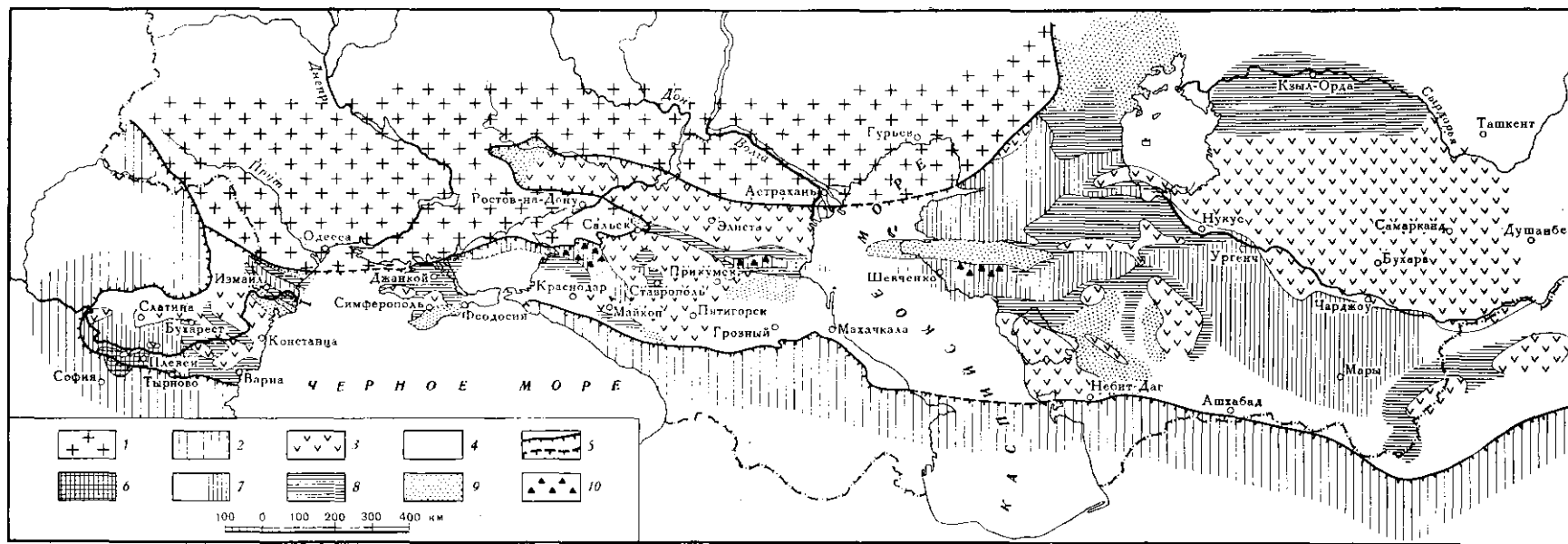


Рис. 2. Схема перспектив нефтегазоносности пермо-триасовых отложений эгейской платформы юга СССР и сопредельных районов

1 — допалеозойская Русская платформа; 2 — альпийская складчатая область; 3 — области отсутствия и спорадического развития пермо-триасовых отложений на эгейской платформе; 4 — области, где пермо-триасовые отложения неизвестны; 5 — границы основных геотектонических элементов; 6 —

высокоперспективные территории; 7 — перспективные территории; 8 — мало-перспективные территории; 9 — бесперспективные территории; 10 — первоочередные районы поисково-разведочных работ



Дауданского прогибов, пермо-триасовые отложения оцениваются как перспективные по тем же соображениям, что и для Юго-Восточной Туркмении. Бортовые части этих прогибов, переходящие в склон Центрально-нокаракумского поднятия, в силу возможной литолого-фациальной изменчивости пермо-триасовых пород в сторону их большей «континентальности», оцениваются нами как малоперспективные. Однако восточный и северный борта этих прогибов определяются как перспективные. Здесь возможны коллекторы гранулярного и трещинного типов. Единичные скважины, вскрывшие в этом районе сероцветные субаквальные песчано-глинистые породы, относимые условно к рэт-лейасу, подтверждают относительно благоприятный в отношении нефтегазоносности фациальный облик этих пород (см. рис. 2).

Перспективы нефтегазоносности большей части Центрального и Северного Устюрта, Бузачей и Северного Приаралья могут оцениваться весьма скромно. Но и здесь выделяются различные по перспективам территории. Основным критерием такого подразделения служат следующие соображения. Как было показано выше, в пределах Устюрта и Бузачей вскрывается красноцветный, в основном континентальный молассовый комплекс, который не может оцениваться как нефтегазопроизводящий. Поэтому при оценке его нефтегазоносности необходимо исходить из двух возможных вариантов.

Во-первых, это зоны разрывных тектонических нарушений, по которым возможен контакт пермо-триасовых, юрских и более молодых отложений и, следовательно, переток углеводородов из одних отложений в другие. Однако, как показывает практика, такие зоны и необходимые геологические условия встречаются крайне редко. Поэтому рассчитывать на широкое развитие залежей этого типа не приходится.

Во-вторых, наличие в основном газопроизводящих толщ, подстилающих пермо-триасовые отложения. Такими толщами, на наш взгляд, могут быть верхнепалеозойские угленосные паралические формации донецкого типа, возможно, развитые в пределах Бузачей и западной части Северо-Устюртского прогиба.

Исходя из этих положений, перспективы нефтегазоносности рассматриваемой территории оцениваются следующим образом.

Район Центрального Устюрта (Барсакельмесский прогиб и Яркимбайская терраса) оценивается нами как малоперспективный, так как преимущественно красноцветные пермо-триасовые отложения залегают здесь в основном на метаморфизованном среднепалеозойском фундаменте, характерном для Тяньшаньд в целом. Возможно, что в отдельных, наиболее глубоко погруженных зонах здесь под пермо-триасовыми развиты и верхнепалеозойские образования. Однако, судя по разрезам этих отложений в Центральных Кызылкумах, мало оснований относить их к возможно нефтегазопроизводящим толщам. Таким образом, ни сама толща пермо-триасовых отложений, ни подстилающие их породы, видимо, не являются нефтегазопроизводящими, что снижает перспективы пермо-триасового комплекса.

Актумсуksкое поднятие по этим же признакам может также оцениваться как малоперспективное, однако перспективность его крутых бортов, осложненных разломами, несколько повышается за счет возможного перетока углеводородов из более молодых отложений, приведенных в контакт с пермо-триасовыми по разломам.

Пермо-триасовый комплекс, развитый на территории Северного Приаралья, считается бесперспективным, исходя из того, что он представлен грубыми молассовыми отложениями, подстилается такой же грубой молассой верхнепалеозойского возраста и перекрывается на значительной площади глинистыми сероцветными отложениями рэт-лейаса. Здесь наблюдается значительное соответствие структурных планов фундамента,

переходного комплекса и отложений чехла — одно из немногих на молодой платформе. Ряд площадей, разбуренных на этой территории, показал отрицательные результаты в отношении нефтегазоносности пермо-триасовых и рэт-лейасовых пород, хотя в структурном отношении эти площади находились в благоприятных условиях. Из этих же соображений мало-перспективной можно считать и восточную часть Северо-Устьюртского прогиба.

Центральная и западная части Северо-Устьюртского прогиба, юго-восточный склон Южно-Эмбинского подпятия и Южно-Бузачинский прогиб оцениваются как перспективные территории, исходя из того, что здесь пермо-триасовые отложения могут подстилаться газогенерирующими верхнепалеозойскими породами донецкого типа, а в Южно-Бузачинском прогибе, кроме того, могли сохраниться от размыва нефтегазопроизводящие породы верхнего триаса. Эти породы, вероятно, менее уплотнены по сравнению с аналогичными породами Горного Мангышлака. Это позволяет рассчитывать на встречу здесь гранулярных коллекторов, а также трещиноватых зон, расположенных в пределах как отдельных локальных поднятий, так и крупных зон региональных разломов.

Аналогично оцениваются перспективы нефтегазоносности Бузачей.

Пермо-триасовые отложения кряжа Карпинского, на наш взгляд, бесперспективны, поскольку они распространены спорадически, характеризуются сравнительно небольшими мощностями, имеют неблагоприятные структурные условия (выполняют узкие грабены) и неблагоприятную литологическую характеристику (красноцветная моласса) и подстилаются непродуцирующими отложениями.

В пределах Средней Азии отложения пермо-триасового возраста наибольшим числом скважин вскрыты в пределах п-ова Мангышлак и Устьюрта. На остальной территории имеются лишь единичные скважины, вскрывшие эти отложения. Пермо-триасовые породы этих территорий, за исключением Мангышлака, бедны палеонтологическими остатками, поэтому более подробно стратифицировать пермо-триасовые отложения не представляется возможным. На рассматриваемой территории выделяются неметаморфизованные и слабометаморфизованные породы. Последние распространены в центральной части Мангышлака и на близлежащих территориях. Неметаморфизованные, хотя и подвергшиеся вторичным изменениям породы развиты на всей остальной территории Средней Азии.

## ВЫВОДЫ

Общая оценка перспектив нефтегазопосности пермо-триасовых отложений позволила выделить на территории эпигерцинской платформы юга СССР высокоперспективные, перспективные, малоперспективные и бесперспективные территории.

К высокоперспективным территориям отнесена Ломская впадина и часть западного Предбалканья и Болгарии, где доказана промышленная нефтегазоносность нижне-, верхне- и среднетриасовых отложений.

В перспективные территории включены значительная часть Мизийской плиты, приосевая часть Предобруджского прогиба, Ейско-Бережанский и Северо-Азонский валы, Староминск-Ленинградская зона и западная часть Восточно-Кубанского прогиба в Западном Предкавказье, Расшеватский район в Центральном Предкавказье и приосевая зона Восточно-Мапычского прогиба в Восточном Предкавказье. В пределах запада Средней Азии перспективными территориями считаются Южный Мангышлак и часть Южного Устьюрта, район Юго-Восточной Туркмении, Заунгузский и Дарьлык-Дауданский прогибы, бортовые части Актумсуковского подпятия, центральная и западная части Северо-Устьюртского прогиба, Южно-Бузачинский прогиб и п-он Бузачи.

К малоперспективным территориям отнесены Северо-Болгарское поднятие, бортовые участки Преддобруджского прогиба, части территорий Предгорного и Степного Крыма, Тимашевской ступени, южная часть Адыгейского выступа в Западном Предкавказье, а также южная часть Северо-Ставропольского вала, западная часть Ставрополья, бортовые зоны и западная часть Манычского прогиба. В Центральном и Восточном Предкавказье, в Средней Азии к малоперспективным территориям отнесены южные бортовые участки Жазгурлинского и Ассак-Ауданского прогибов, приосевая зона Верхнеузбойского прогиба, северный и восточный борты Центральнокаракумского свода, южная часть Юго-Восточной Туркмении и прилегающие районы Северного Афганистана, а также часть Барсакельмесского прогиба, Яркимбайская терраса и северо-восточная часть Северо-Устюртского прогиба.

К бесперспективным территориям, кроме областей отсутствия пермo-триасовых отложений, отнесены зоны, где эти отложения выведены на дневную поверхность и промыты, а также участки, где они частично промыты и обладают малой мощностью, участки спорадического развития пермo-триасовых отложений и территории, где последние имеют крайне неблагоприятную литологическую и геохимическую характеристики. К таким территориям отнесены высоко поднятые бортовые части Преддобруджского прогиба, Горный Крым, восточная часть Адыгейского выступа, приосевая зона Прикумского поднятия, западная центриклиналь Манычского прогиба, Центральномангышлакская зона поднятий, юго-восточный и восточный склоны Карабогазского и западный склон Центральнокаракумского сводов и Северное Приаралье.

Исходя из оценки перспектив нефтегазоносности и из геологического строения, выделяется ряд территорий для постановки в их пределах первоочередных поисковых и разведочных работ на пермo-триасовый комплекс отложений. При этом учитываются глубины залегания этих отложений, доступных для бурения в ближайшие годы. Эти территории следующие.

1. Ейско-Березанский вал и Староминско-Ленинградская структурная зона, в пределах которых предполагаемые глубины скважин составят 3000—4000 м, учитывая необходимость вскрытия пермo-триасовых отложений мощностью 500—1000 м, а отдельными скважинами — всей мощности этого комплекса, составляющей здесь не менее 2000 м.

2. Приосевые и частично бортовые участки Восточно-Манычского прогиба. Предполагаемые глубины скважин здесь 4000—4500 м из расчета вскрытия всего пермo-триасового разреза или его значительной части.

3. Жетыбай-Узеньская терраса, где глубины скважин составят 3500—4000 м, учитывая необходимость вскрытия значительной части разреза верхнего и, возможно, среднего триаса.

Таковы, на наш взгляд, основные территории для постановки в их пределах поисковых и разведочных работ, причем на севере Западного Предкавказья можно рассчитывать в основном на открытие газовых и газоконденсатных залежей, в то время как в Восточно-Манычском прогибе и в пределах Жетыбай-Узеньской террасы можно предполагать выявление также нефтяных залежей.

В настоящее время пермo-триасовые отложения эпигерцинской платформы изучены недостаточно, а методика поисковых и разведочных работ на нефть и газ разработана слабо. Основные усилия в этом направлении должны быть направлены на решение в наиболее перспективных зонах следующих вопросов.

1. Установление структурного плана пермo-триасовых отложений с целью выбора наиболее оптимальных структурных условий для заложения скважин. Это тем более важно, что в настоящее время нет однозначного доказательства совпадения структурных планов пермo-триасовых от-

ложений и платформенного чехла. Этот вопрос может решаться как путем бурения глубоких структурно-поисковых скважин, так и разработкой новых методов геофизических (в основном сейсмических) исследований.

2. Усиление стратиграфических, литологических и других исследований с целью построения корреляционных и стратиграфических схем, являющихся основой для выяснения структурного плана отложений этого комплекса.

3. Установление литологической характеристики и коллекторов в пермо-триасовых отложениях по разрезу и по площади, а также проведение опытно-мстодических исследований с целью выявления трещиноватых зон геофизическими методами.

4. Проведение гидрохимических и гидрогеологических исследований для оценки характеристики вод пермо-триасового комплекса и определения некоторых поисковых признаков.

5. Постановка специальных геохимических исследований для выявления основных нефтегазогеперирующих комплексов.

6. Изучение физических свойств пермо-триасовых отложений: плотности, пористости, проницаемости и т. д.

Наконец, следует отметить необходимость более тесного контакта советских геологов со специалистами Румынии и Болгарии, где накоплен значительный фактический материал по данным бурения и получены практические результаты в процессе бурения описываемых отложений на нефть и газ. По-видимому, сопоставление этих данных с результатами исследований советских геологов позволит более обоснованно определять перспективы нефтегазоносности этих отложений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Айсберг Р. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-востока Туркмении. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГРИ, 1962.
- Аладатов Г. М. Новые данные о газоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье.— Геол. нефти и газа, 1966, № 5.
- Аладатов Г. М. Тектоника и основные этапы мезозойской истории геологического развития платформенной области Западного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью юрских и триасовых отложений. Автореф. канд. дисс. М., МИНХиГП, 1967.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Триасовые и юрские отложения в платформенной части Западного Предкавказья. В сб. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С. Среднетриасовые отложения Западного Предкавказья.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1966, № 2.
- Акронджоев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Е. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент, 1962.
- Атанасов А., Монахов И., Шиманов Ю. Долнодубинское газонефтяное месторождение. Карпато-Балканская геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. IV. София, 1965.
- Бузинова В. М., Тарганов М. И. Новые данные об отложениях промежуточного комплекса на северном склоне Прикумского поднятия.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1968, № 2.
- Восуги М. Распределение рассеянного органического вещества в терригенных отложениях мезозоя Западного Предкавказья в связи с изучением газонефтепродуктивных комплексов пород. Автореф. канд. дисс. М., МИНХиГП, 1967.
- Евук Н. А., Камелева С. С., Прибыткова М. П. Геологическая история и условия нефтегазоносности Распеватского месторождения (Центральное Предкавказье). В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., изд-во «Наука», 1965.
- Левенко А. И. Об открытии палеогеновой флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба.— Докл. АН СССР, 1966, 169, № 2.
- Левенко А. И. Верхнепалеозойско-триасовые отложения юго-восточного обрамления Русской платформы (Устюрт) — базальные слои ялплатформенного чехла. В кн. «Пермские и триасовые отложения юго-востока Русской платформы в связи с их нефтегазоносностью». Тезисы докладов. М., 1967.
- Мандев П. Мезозойские нефтеобразующие формации в Северной Болгарии. Карпато-Балканская геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. IV. София, 1965.
- Мовшович Е. В. Пермские и триасовые отложения Волго-Донского региона и перспек-

- тивых выявления в них полезных ископаемых. Автореф. канд. дисс. Новочеркасск, 1967.
- Моназов И., Атанасов А. Геологическое строение Чиренского газоконденсатного месторождения. Карпато-Балкашская геол. ассоц., VII конгр. Доклады, ч. IV. София, 1965.
- Морозов Л. И. Гидрогеология и гидрохимия мезозоя Южного Мангышлака в связи с оценкой перспектив нефтегазопосности. Автореф. канд. дисс. М., ИГиРГИ, 1966.
- Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазопосности юго-запада Украины и Молдавии. Киев, 1965.
- Птушкин Э. И. Тектоника западной части низменных Кара-Кумов, Чиль-Мамед-Кумов и Краснодарского полуострова в связи с перспективами нефтегазопосности. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГРИ, 1964.
- Терновой Ю. В., Белов К. А., Корнеев Г. С., Сулейманов Н. Г. Размещение запасов газа и выбор направлений поисково-разведочных работ. В сб. «Развитие нефтяной и газовой промышленности Ставропольского края в пятилетии 1966—1970 гг.». Ставрополь, 1968.
- Токарев В. П., Козмодемьянский В. В. Новая нефтегазопосная толща на Южном Мангышлаке. — Нефтегазовая геол. и геофиз. (текущая информация), 1967, вып. 9.
- Федотов Ю. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазопосности Каракалпакки. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1963.
- Флоренский П. В. Пермские и триасовые отложения Мангышлака, Устюрта и соседних районов и перспективы их нефтегазопосности. Автореф. канд. дисс. М., 1965.
- Чепак Г. Н. Результаты геологоразведочных работ на территории деятельности треста «Ставропольнефтегазразведка» и перспективы их развития. В сб. «Развитие нефтяной и газовой промышленности Ставропольского края в пятилетии 1966—1970 гг.». Ставрополь, 1968.
- Чепов Ю. П. Геология и нефтегазопосность северо-западного Афганистана. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

## ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Молодые, или эпипалеозойские, платформы возникли в мезозое на месте замкнувшихся палеозойских геосинклинальных областей. После полного завершения горообразования, чаще всего с юрского периода, значительные части этих территорий начали испытывать медленные погружения, и в их пределах началось образование платформенного чехла.

Молодые платформы характеризуются трехъярусным строением. Нижний структурный этаж — фундамент — представлен сложно дислоцированными, метаморфизированными и пронизанными различными интрузиями геосинклинальными формациями. Второй структурный этаж — переходный комплекс — представлен другим набором формаций и отличается гораздо более простыми дислокациями (Крылов и др., 1964). Наконец, верхний этаж — чехол — характеризуется платформенными структурными элементами и платформенными формациями. Наиболее широко молодые платформы представлены на территории СССР. Западно-Сибирская низменность, равнинные пространства Средней Азии, Предкавказье и Степной Крым представляют собой части крупнейшей молодой платформы Земли — Центральноевразийской.

Анализу формаций чехла отдельных крупных частей Центральноевразийской платформы посвящены работы А. Г. Бабаева (1958, 1959), К. В. Боголенова (1967), В. П. Казаринова (1958 и др.), К. В. Никифоровой и В. Н. Разумовой (1959) и других исследователей. Однако анализ формационных рядов различных удаленных участков молодых платформ еще не проводился. Это, видимо, объясняется тем, что формационный анализ как метод изучения тектонического развития крупных структурных зон земной коры для платформенных областей считается менее эффективным, чем, например, анализ мощностей и фаций. Формации, являющиеся в общем случае показателями тектонического режима и климата (Рухин, 1961), в условиях относительно слабо дифференцированных движений на платформе в значительной мере отражают именно особенности климата и в меньшей мере особенности тектонического режима.

Существует несколько различных определений понятия «формация» (Херасков, 1952; Белоусов, 1954; Хаин, 1954; Наливкин, 1956; Попов, 1960; Шатский, 1960; Рухин, 1961; и др.). Автор пользуется этим понятием в соответствии с довольно близкими по смыслу определениями Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова и Л. Б. Рухина. Под формационным рядом автор понимает весь комплекс формаций платформенного мезо-кайнозойского чехла в каком-либо районе, сменяющих друг друга в вертикальном направлении. Таким образом, если формация определяется длительно существующими и постоянными (точнее, изменяющимися в известных узких пределах) тектоническими и климатическими условиями, то формационный ряд отражает эволюцию тектонического режима и климата в каждой рассматриваемой области или тектонической зоне.

Сопоставление некоторых формационных рядов молодых платформ (рис. 1) показывает их существенное сходство, которое проявляется и в

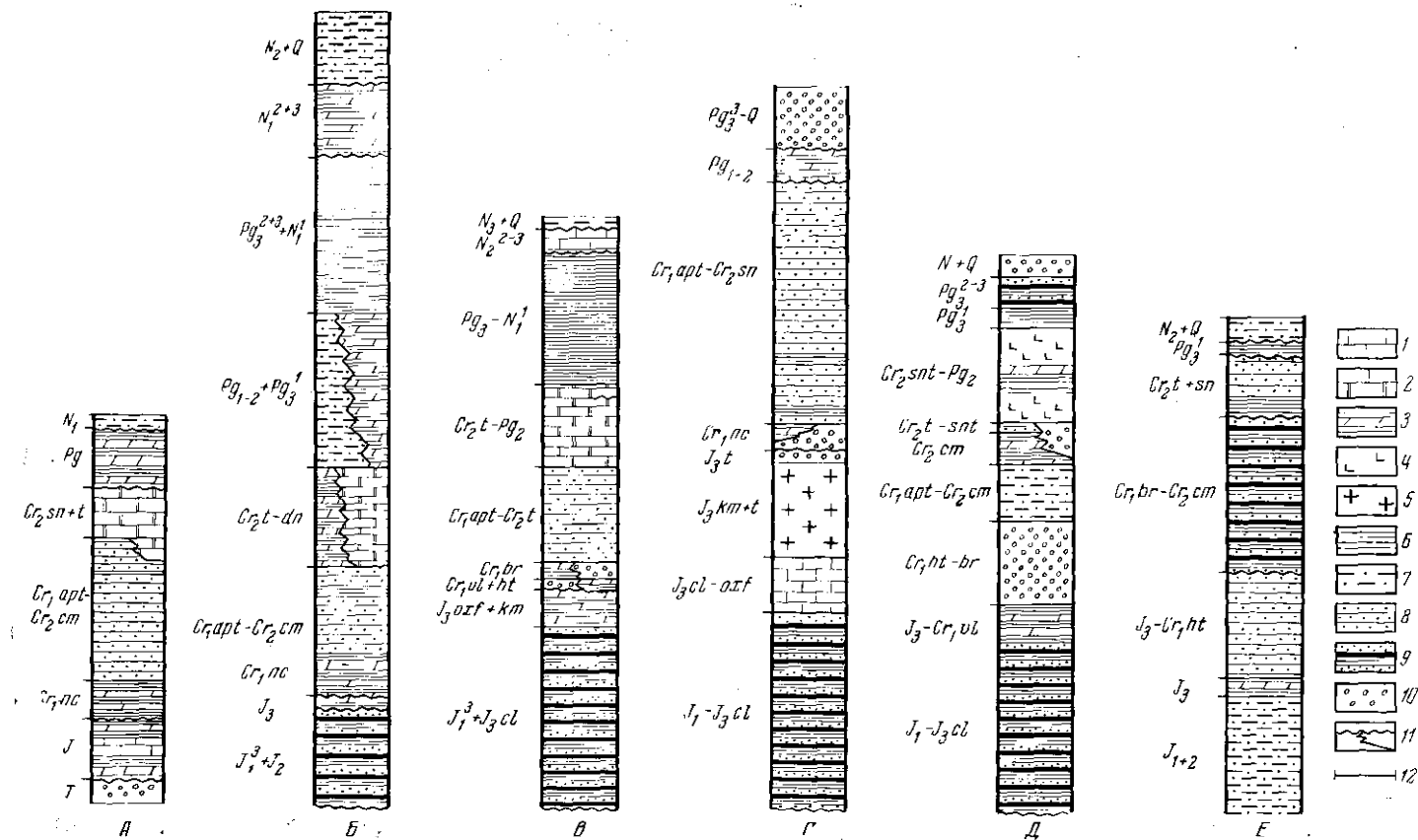


Рис. 1. Формационные ряды некоторых эпипалезойских плит

А — Парижский бассейн; Б — Предкавказье; В — западная часть Туранской плиты; Г — юго-восточная часть Туранской плиты; Д — южный и западные районы Западной Сибири; Е — северо-восточные районы Западной Сибири.

Формации: 1 — известняковая; 2 — мергельно-меловая; 3 —

карбонатно-терригенная; 4 — кремнисто-терригенная; 5 — эвапоритовая; 6 — глинистая; 7 — песчано-глинистая; 8 — песчано-глинистая глауконитовая; 9 — песчано-глинистая угленосная; 10 — красноцветная и пестроцветная; 11 — границы формаций; 12 — границы субформаций

наборе формаций платформенных комплексов, и в порядке смены формаций по разрезу. Строение удаленных, иногда разновозрастных, но одновозрастных формаций характеризуется большим сходством литологических и минералогических признаков.

В первом приближении в платформенном мезо-кайнозойском комплексе могут быть выделены следующие главнейшие абстрактные, или типовые, формации: платформенная известняковая, мергельно-меловая, карбонатно-терригенная, кремнисто-терригенная, эвапоритовая, глинистая, песчано-глинистая, песчано-глинистая глауконитовая, песчано-глинистая угленосная, песчано-глинистая пестроцветная.

Важное значение в разрезах чехла молодых платформ принадлежит песчано-глинистым угленосным формациям. Чаще всего они составляют нижнюю часть платформенного комплекса в пределах плит Центральноевразийской платформы и имеют раннеюрско-келловейский возраст. Эти толщи по условиям образования могут быть отнесены, с некоторой долей условности, к паралическому, так как обычно образованы чередованием прибрежно-морских и континентальных отложений. Роль морских отложений в различных районах молодых платформ в этих формациях неодинакова, но увеличение роли морских пород вверх по разрезу может считаться общей закономерностью. Для этих формаций характерна большая нестрота палеогеографических условий осадконакопления и быстрая литофациальная изменчивость. Кварц-полевошпатовые и граувакковые песчаники, алевролиты и глины являются ведущими литологическими компонентами этих формаций. В составе глинистого вещества в нижних частях разрезов этих формаций всегда присутствует и нередко преобладает каолинит, вверх по разрезу появляются набухающие минералы, в частности монтмориллонит, которым принадлежит ведущая роль в верхних частях формаций. Карбонатные породы играют здесь очень небольшую роль и представлены сидеритом и мергелями. По всему разрезу этих формаций в значительном количестве встречаются обугленные растительные остатки, а в свитах континентального происхождения — пласты углей мощностью 1—2 м. Однако в целом угленасыщенность и концентрация углистого вещества в этих формациях чехла молодых платформ низка, и угольные месторождения имеют очень небольшие масштабы.

Серая окраска пород, обусловленная присутствием рассеянного органического вещества и дисперсного пирита, полимиктовый и граувакковый состав песчаников и алевролитов и углистость — характерные признаки этой формации. По происхождению обломочного материала песчано-глинистая угленосная базальная формация платформенного чехла является автохтонной.

По простиранию эта формация замещается сероцветной песчано-глинистой формацией морского происхождения, которая менее характерна для нижней части платформенного чехла. В верхней части базальной угленосной формации может быть выделена песчано-глинистая субформация морского происхождения. Возраст этой субформации в Западной Сибири обычно позднебатско-келловейский, а на Туранской плите — батско-среднекелловейский.

Песчано-глинистая глауконитовая формация также является одной из важнейших и характерных формаций чехла молодых платформ, но, в отличие от описанной выше угленосной формации, занимает обычно среднее положение в формационных рядах. Она особенно широко распространена в интервале ант-сеноманских толщ разреза. Песчано-глинисто-алевролитовый состав, серо-зеленая окраска, обусловленная присутствием аутигенного и частично аллотигенного глауконита, служат общими признаками этой формации. Для нее характерна небольшая и неравномерная карбонатность, довольно часты включения сидерита и фосфорита. Песчаники в этой формации имеют чаще существенно кварцевый или кварц-



глауконитовый состав, роль полевых шпатов, других неустойчивых минералов и обломков пород здесь значительно меньше, чем в песчаниках угленосной формации. Содержание глауконита в песчаниках этой формации изменчиво. Оно колеблется от следов до 20% и даже выше, но чаще составляет 5—10%. На долю кварца приходится в среднем около 60%. По палеогеографическим условиям образования эта формация представляет собой отложения теплых и умеренно теплых эпиконтинентальных морских бассейнов. Обломочный материал при образовании этой формации на Центральноевразийской эпипалеозойской платформе поступал не из альпийских геосинклинальных областей, но и не с местных выступов внутри плит. Очевидно, основными источниками сноса являлись крупные поднятия зоны палеозойской консолидации Центральной Азии: Центральноказахстанский массив Тянь-Шаня, Алтае-Саянская область и другие, а также Урал, Таймыр и поднятия в Центральных Кызылкумах. Таким образом, с точки зрения оценки формаций, разработанной для древних платформ, песчано-глинистая глауконитовая формация может считаться автохтонной, поскольку терригенный материал поступал в основном с поднятий платформенного характера, с выступов фундамента, примерно одновозрастного с фундаментом эпипалеозойских плит.

Глинистые толщи, как и песчано-глинистая глауконитовая формация, тяготеют в основном к средним частям формационных рядов. Они образуют мощные самостоятельные формации (майкопская свита Крыма, Предкавказья и западных районов Средней Азии) или представляют собой характерные толщи внутри песчано-глинистой глауконитовой формации и должны рассматриваться как субформации. Глинистые формации и субформации являются всегда морскими образованиями. Для них характерны большие площади распространения и очень незначительные фациальные изменения. Глинистое вещество представлено набухающими компонентами, среди которых особенно широко распространен монтмориллонит. В этих толщах часто встречаются септарии. Образование глинистых формаций часто предпослаивало значительным перестройкам структурного плана и общему резкому изменению тектонического режима. Примером является майкопская глинистая толща олигоцен-раниемиоценового возраста.

Песчано-глинистые пестроцветные формации весьма характерны для чехла молодых платформ.

По положению в формационных рядах следует различать три типа платформенных пестроцветных формаций: базальные пестроцветные и красноцветные толщи автохтонного происхождения, автохтонные или преимущественно автохтонные пестроцветные формации в средних частях платформенного разреза (верхняя юра — мел) и преимущественно аллохтонные пестроцветные толщи в самых верхних частях формационных рядов.

Для автохтонных пестроцветных формаций средних частей формационных рядов характерен более тонкий обломочный материал и часто существенная карбонатность. Эти формации в латеральном направлении переходят в карбонатно-терригенные и, реже, в сероцветные песчано-глинистые толщи. Они представляют собой образования широких прибрежных равнин, окаймляющих области воздымания внутри платформы. Примером таких формаций может служить барремская пестроцветная формация в северо-западной части Туранской плиты. А. Г. Бабаев (1958, 1959; Бабаев, Лебзин, 1965) называет такие формации «красноцветными молассовыми туранского типа».

Базальные пестроцветные формации отличаются более грубым составом и большими максимальными мощностями. Примером является формация «пестрого песчаника» (нижний триас) Западно-Европейской платформы, которая сливается иногда в единую формацию с пермскими крас-

ноцветами, а также пестроцветная пермо-триасовая формация Северо-Африканской молодой платформы.

Кайнозойские пестроцветные формации в значительной мере представляют собой результат разрушения новообразованных горных поднятий. Так, например, верхнеолигоцен-антропогенный пестроцветный комплекс восточных районов Туранской плиты образован в результате сноса с Тяньшаньской области постплатформенного орогена и, частично, со складчатой области Конетдага.

Пестроцветные формации сходны с угленосными по тектоническим условиям своего образования и противоположны им по климатическим условиям.

Карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные формации и субформации приурочены главным образом к средним частям формационных рядов мезо-кайнозойского платформенного комплекса, к интервалу разреза от юры до раннего палеогена. Реже встречается эта группа формаций в миоцене (Восточное Предкавказье — западная часть Турапской плиты). Наиболее распространены различные терригенно-карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные формации и субформации, а также мергельно-меловая формация. Собственно известняковая формация встречается далеко не во всех формационных рядах и имеет обычно сравнительно небольшие мощности. Исключение составляет многокилометровая известняково-доломитовая формация в Атласских прогибах на Северо-Африканской платформе.

Конкретные формации из группы карбонатно-терригенных существенно различаются по литологическому составу. Отдельные толщи этой группы могут быть охарактеризованы как формации карбонатных глин с включениями мергелей, другие — как мергельно-меловые с включениями терригенных пород. Осадочные породы, включаемые в эти формации, обычно представляют собой образования различных морских бассейнов. Исключение в этом отношении, видимо, составляет наеоцен-эоценовая песчано-мергельно-известняковая формация Парижского бассейна, образование которой происходило в значительной мере в пресноводном бассейне озерного типа (Жинъю, 1952). Песчаники в этих формациях имеют преимущественно кварцевый состав и в различных количествах обогащены глауконитом, глины, как правило, содержат монтмориллонит и смешаннослойные набухающие образования.

Кремнисто-терригенные формации представляют собой ассоциации терригенных пород, главным образом глин, с опоками. Эти формации часто обогащены глауконитом (палеоцен-эоценовая кремнисто-терригенная субформация в Западной Сибири).

Кремнисто-терригенные и карбонатно-терригенные формации, занимая приблизительно одинаковые положения в вертикальных формационных рядах, имеют различное географическое распространение. Они отражают близкие тектонические и различные климатические условия. Кремнисто-терригенные формации развиты почти исключительно в пределах Западно-Сибирской плиты, а терригенно-карбонатные — преимущественно в пределах эпигерцинской платформы юга СССР и молодых платформ Западной Европы и Северной Африки.

Эвапоритовая формация в мезо-кайнозойском комплексе молодых платформ распространена нешироко. К этой формации относятся соленосные толщи кимеридж-титона в пределах так называемой Мургабской впадины на юго-востоке Туранской плиты и в пределах Восточно-Кубанского прогиба на юге Предкавказья. Эвапоритовая формация представлена галогенно-сульфатными породами с включениями доломитов и доломитизированных известняков. Для этой формации характерна концентрическая литофациальная зональность в плане. Максимальное содержание галогенных пород в разрезе формации приурочено приблизительно к центру

солеродного бассейна, к зоне максимальных мощностей формации. В периферических частях происходит обогащение формации сульфатными и карбонатными, а затем и терригенными отложениями. Соленосные толщи имеют значительные мощности и сравнительно небольшой возрастной диапазон. В латеральном направлении эвапоритовая формация обычно замещается красноцветными формациями, а по вертикали ассоциируется с карбонатными и красноцветными толщами. Особо следует остановиться на цехштейне (верхняя пермь) в пределах Западно-Европейской платформы. В своем типичном выражении (на севере платформы) эта толща представляет собой эвапоритовую формацию. Она располагается в основании платформенного чехла там, где отсутствует платформенная пестроцветная формация верхнего красного лежня. В таких случаях цехштейн оказывается базальной формацией. Однако здесь следует сделать несколько замечаний. Во-первых, цехштейновую эвапоритовую формацию не следует рассматривать как собственно формацию эпигерцинской платформы. Это — формация древней Русской платформы и зоны каледонской складчатости Шотландии, Норвегии и Северного моря, где образованию цехштейна предшествовало накопление других платформенных формаций. Частично, южной частью площади своего распространения, эта формация перешла на эпигерцинскую платформу (рис. 2). Во-вторых, цехштейн на значительной части этой области может рассматриваться только в качестве отдаленно эвапоритовой формации, так как в южном направлении каменная соль почти исчезает из разреза. Наконец, в основании цехштейна, там, где он непосредственно перекрывает доплатформенные комплексы, присутствует терригенная пестроцветная пачка, которая только из-за сравнительно небольшой мощности не выделяется в самостоятельную формацию.

Таковы характерные особенности главнейших осадочных формаций чехла молодых платформ.

Черты сходства формационных рядов эпипалеозойских плит обусловлены сходством тектонического режима и его эволюции, а различия связаны главным образом с климатическими особенностями удаленных друг от друга территорий и, видимо, в меньшей мере — с местными особенностями кинематики структурного развития отдельных плит.

Представить смесу формаций молодых платформ в виде единого более или менее детального формационного ряда не представляется возможным.

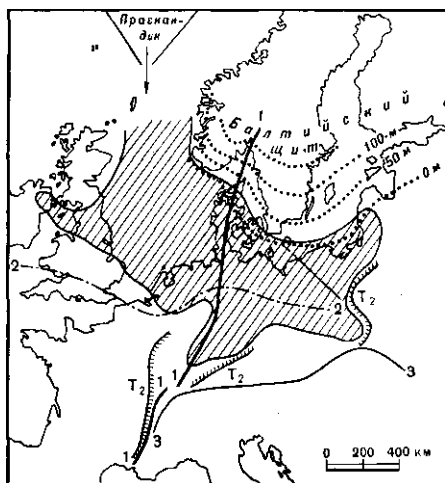
Мезо-кайнозойский этап в пределах молодых платформ представляет собой единый крупный ритм с последовательным расширением трансгрессий в первую половину платформенной стадии и последовательным развитием регрессий во вторую. Эта важная особенность структурного развития находит отражение в строении формационных рядов: в основании чехла обычно располагаются терригенные (чаще паралитические угленосные или пестроцветные) автохтонные формации<sup>1</sup>; карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные формации занимают среднее положение в формационных рядах; венчаются формационные ряды терригенными, иногда пестроцветными аллохтонными формациями.

На фоне этого мегацикла выявляются циклы более низкого порядка. Так, например, для юго-восточной окраины Туранской плиты можно выделить юрский, меловой и кайнозойский циклы развития. Эти более мелкие циклы выражены повторением в формационном ряду трансгрессивных и регрессивных серий. В пределах Восточного Предкавказья

<sup>1</sup> Исключение составляет терригенно-карбонатная формация юры Парижского бассейна. Однако эта формация не является нижней в платформенном формационном ряду. Базальными платформенными отложениями в Парижском бассейне служат пестроцветные породы триасового, возможно позднепермско-триасового возраста, развитые в центральных частях впадины и обычно отсутствующие по бортам.

Рис. 2. Распространение цехштейновой формации в Западной Европе (по Г. Штилле)

1—1 — линия Средиземное море — Мьезен;  
2—2 — внешний край зоны варисцийской складчатости; 3—3 — внешний край зоны альпийской складчатости;  $T_2$  — границы бассейна среднего триаса. Заштрихован цехштейновый бассейн



намечаются юрский, меловой — раннемиоценовый, среднемиоцен-среднеплиоценовый и поздние-плиоцен-четвертичный циклы. В западной части Западно-Сибирской плиты можно выделить раннеюрско-валанжипский цикл, который местами разделяется на два подцикла — ранне-среднеюрский и поздне-юрско-валанжипский; неокомско-раннеолигоценый цикл, который иногда расчленяется на неокомско-туронский и сантонско-раннеолигоценый подциклы; олигоцен-миоценовый цикл; плиоцен-четвертичный цикл. В западной части Туранской плиты выделяются циклы: юрский; мел-палеогеновый, который местами разделяется на неокомский, апт-сепонский и палеоген-раннемиоценовый подциклы; среднемиоцен-раннеплиоценовый; позднелигоцен-четвертичный. С цикличностью второго порядка связано наблюдающееся во многих формационных рядах повторение одноименных формаций.

Цикличность второго порядка выражена в формационных рядах обычно слабее, чем мезо-кайнозойский мегацикл. Лишь в отдельных случаях, как, например, в юге юго-восточных районов Туранской плиты, эти более мелкие циклы характеризуются наличием полного ряда трансгрессивных и регрессивных серий (углепосная формация с песчано-глинистой субформацией морского происхождения в верхней части — известняковая — эвапоритовая — пестроцветная — перерыв). Гораздо чаще верхняя или нижняя часть цикла имеет неполное развитие или даже отсутствует. При этом регрессивные части редуцированы обычно в тех циклах второго порядка, которые соответствуют трансгрессивной части мезо-кайнозойского мегацикла (т. е. в мезозойских отложениях), а трансгрессивные части имеют неполное развитие в более молодых циклах второго порядка (кайнозой или неоген), которые относятся к регрессивной части мегацикла. Действительно, в нижней части мезо-кайнозойского разреза крупные региональные перерывы наступают чаще после отложения терригенно-карбонатных, песчано-глинистых глауконитовых или глинистых формаций, характеризующих широкое развитие трансгрессии (послемайкопский перерыв в Предкавказье и западной части Туранской плиты, послемеловой перерыв на Мангышлаке, послеюрский перерыв на Туркмене и др.). В верхней части известняковые или терригенно-карбонатные формации накапливались сразу после перерыва, сменяясь вверх по разрезу различными терригенными толщами вплоть до пестроцветных.

Таким образом, циклы второго порядка на молодых платформах, так же как и на древних, во-первых, асинхронны, во-вторых, характеризуются неполнотой развития, в-третьих, количество таких циклов не является строго постоянным в различных частях молодых платформ. Цикличность развития еще более низкого порядка выражается обычно во внутрiformационных изменениях литофациального облика пород по вертикали.

Большое значение цикличности геологического развития и, в частности, цикличности осадконакопления придавал С. Н. Бубнов (1960). Опи-

раясь главным образом на материалы по Западной Европе, С. Н. Бубнов выделяет в период от поздней перми до антропогена четыре цикла первого порядка: древнемезозойский (поздняя пермь — конец юры), новомезозойский (меловой), палеогеновый и неогеновый (еще не завершённый). Мы считаем более правильным эти циклы рассматривать как циклы второго порядка, как осложнения мезо-кайнозойского мегацикла. С. Н. Бубнов большое значение придает синхронности этих циклов на огромных пространствах, что не является убедительным. Каковы бы ни были конкретные причины разновременности циклов, но они реально существуют. Это было показано выше. Подразделение каждого цикла на шесть фаз, предложенное С. Н. Бубновым, заслуживает внимания. Он выделяет следующие периоды, или эпохи, в каждом цикле: эмерсия, I трансгрессия, II трансгрессия, инундация, дифференциация и регрессия. Эти стадии, или фазы, видимо, могут быть намечены и для мезо-кайнозойского мегацикла. Так, например, для Туранской плиты: эмерсия — ранняя — средняя юра, I трансгрессия — поздняя юра, II трансгрессия — мел, инундация — палеоцен — эоцен, дифференциация — олигоцен — ранний миоцен, регрессия — неоген — антропоген. Заслуживает внимания и дальнейшего изучения и поставленный С. Н. Бубновым вопрос о закономерной смене палеоструктурных простираний (в частности, простираний бассейнов и поднятий) от одной фазы цикла к другой. Во всяком случае, для относительно хорошо изученной территории Предкавказья такая закономерная смена простираний наблюдается (Мирчинк и др., 1963).

Сравнение формационных рядов молодых и древних платформ показывает сходство в направленности смены формаций по разрезу, которое может быть установлено не только для приблизительно одновозрастных формаций, но и при сопоставлении формационных рядов мезо-кайнозоя молодых и палеозоя древних платформ. Для палеозоя восточных районов Русской платформы, например, характерна снизу вверх смена песчано-глинистой формации известняковой, включающей несколько субформаций, затем эвапоритовой и, наконец, пестроцветной аллохтонной. Это указывает на наличие некоторых общих закономерностей в развитии и древних, и молодых платформ.

Приведенный выше перечень основных формаций чехла молодых платформ и важнейшие особенности их состава и строения свидетельствуют о их принципиальном сходстве с формациями чехла древних платформ. Формации мезо-кайнозойского покрова молодых платформ, с этой точки зрения, могут быть с полным правом названы платформенными. Вместе с тем, несмотря на сходство самих формаций и сходство в направленности их смены по разрезу, между формационными рядами молодых и древних платформ могут быть отмечены существенные различия.

В чехле молодых платформ господствующая роль принадлежит различным терригенным формациям. Карбонатные формации здесь, в отличие от древних платформ, играют второстепенное значение. На долю карбонатных пород в разрезах молодых платформ приходится обычно не более 20% общей мощности чехла, а иногда и еще меньше. Терригенные формации молодых платформ являются главным образом автохтонными, образованными за счет внутриплатформенных источников сноса. Автохтонные формации молодых и древних платформ существенно различаются по вещественному составу. В этих формациях на молодых платформах по сравнению с древними велико значение полевых шпатов и обломков пород, меньшую роль играет кварц. Для мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты И. И. Нестеров и Г. Э. Прозорович (1967) приводят следующие общие цифры состава обломочной части песчаников и алевролитов: кварц — 52%, полевые шпаты — 34%, обломки пород — 14%.

Эти особенности формационных рядов указывают на большую подвижность молодых платформ по сравнению с такими древними (до-

палеозойскими) платформами, как Русская и Северо-Американская, и, в частности, на наличие активных высокоамплитудных и быстро размывавшихся поднятий в пределах самих молодых платформ. С этой точки зрения молодые платформы в целом могут быть сопоставлены не с древними платформами вообще, а с так называемыми подвижными древними платформами (Хаин, 1960).

Формации молодых платформ имеют широкое латеральное распространение и характеризуют тектонический режим крупных участков платформ, включающих различные структурные элементы. Только некоторые формации — эвапоритовая и, в меньшей степени, нижняя угленосная — в своем распространении связаны с определенными крупными структурами платформ и являются индикаторами конкретных категорий элементов.

Эвапоритовая формация развита только в наиболее глубоких депрессиях молодых платформ, причем в окраинных частях последних. В областях ее развития подошва платформенного чехла погружена на глубины 4—5 тыс. м и более. В этом отношении положение эвапоритовой формации на молодых платформах такое же, как и на древних. Образование эвапоритовой формации во времени часто предшествовало крупным подъемам обширных участков молодых платформ. В глубоких депрессиях, обособлявшихся в начале этих общих воздыманий, накапливались мощные сульфатно-галогенные серны. По мнению А. Л. Яншипа и Р. Г. Гарецкого (1960), мощности соленосных формаций больше амплитуд синхронных их отложению прогибаний, так как образование этих формаций происходило в зонах предшествовавшего некомпенсированного погружения.

Нижняя угленосная формация распространена в зонах наиболее раннего прогибания на молодых платформах. С контурами депрессий раннего заложения и последующего длительного унаследованного развития связано обычно не само распространение угленосной формации, а зоны относительно больших ее мощностей. Базальная угленосная формация характеризуется наибольшим градиентом изменения мощностей.

Остальные формации, особенно терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные, песчано-глинистые глауконитовые и глинистые, не связаны с какими-либо структурами, и развитие самих структур фиксируется лишь по изменениям мощностей формаций и, реже, по некоторым фациальным изменениям. Более того, формации иногда «выхлестывают» за пределы молодой платформы и переходят на территорию сопредельной древней платформы. Это относится к песчано-глинистым глауконитовым, мергельно-меловым и кремнисто-терригенным формациям и в меньшей степени — к глинистым, терригенно-карбонатным и угленосным.

В то же время вертикальные формационные ряды молодых платформ находятся в соответствии с изменением кинематики развития платформенных структур. Угленосные и пестроцветные песчано-глинистые формации образуются обычно в этапы резкой структурной дифференциации, в периоды ускоренного формирования крупных структур платформы. Иногда в такие периоды относительно активизируются и глинистые формации (майкопская серия западной части Туранской плиты), но не всегда — глинистая чеганская серия нижнего олигоцена Западной Сибири формировалась в период резко замедленного роста платформенных структур большей части этой плиты. Карбонатно-терригенные, кремнисто-терригенные и песчано-глинистые глауконитовые формации являются образованиями геологических этапов с относительно спокойным режимом, им соответствуют невысокие скорости роста структур. Исключение составляет юрская карбонатная формация Северо-Африканской платформы, которая и по мощностям, и по составу очень напоминает карбонатные формации миогеосинклинальных прогибов.

Соответствие периодов формирования относительно грубых терригенных формаций этапам ускоренного развития структурных элементов платформ, видимо, лишь отчасти связано непосредственно с обилием об-

ломочного материала в результате интенсификации движений, в том числе и роста поднятий на территории плит. Отчасти же эта связь может отражать соответствие этапов активизации тектонической дифференциации молодых платформ определенным частям циклов, а именно: начальным (эмерсия, первая трансгрессия) и конечным (дифференциация, регрессия, по С. Н. Бубнову) фазам. Иными словами, эта связь может и не быть непосредственной.

Существует некоторое сходство в направленности смены формаций по разрезу между молодыми платформами и смежными с ними миогеосинклинальными областями. В качестве примера можно сопоставить формационные ряды Предкавказья и Большого Кавказа.

**Сопоставление формаций мезозойских и кайнозойских отложений Предкавказья и Большого Кавказа**

Возраст	Предкавказье		Большой Кавказ (миогосинклиальная зона)	
Плиоцен и антропоген	Песчано-глинистая аллохтонная		Обычно отсутствуют	Порфировая
Средний и поздний миоцен	Карбонатно-терригенная			Грубая моласса
				Тонкая моласса
Олигоцен и ранний миоцен	Глинистая			Глинистая
Палеоцен и эоцен	Песчано-глинистая	Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатный флиш	
Поздний мел	Терригенно-карбонатная	Мергельно-меловая	Известняковая	
			Карбонатный флиш	
Ранний мел	Песчано-глинистая глауконитовая		Терригенный флиш	
	Карбонатно-терригенная		Карбонатный флиш	
Поздняя юра	Пестроцветная		Карбонатная	
	Эвапоритовая			
	Известняковая	Карбонатно-терригенная		
Ранняя и средняя юра	Угленосная паралическая		Аспидная	Спилит-кратофировая

Если в рассмотренном случае наблюдается главным образом совпадение в направленности смены формаций в формационных рядах, а распространение в платформенной и геосинклинальных областях одноименных и близких по литологическому составу формаций играет небольшую роль, то при сопоставлении формационных рядов меловых отложений Западного Копетдага и юго-западных районов Туранской плиты мы можем видеть большее соответствие. Здесь и на платформе, и в миогеосинклинальной зоне апт-сеноманский комплекс представлен по существу одной формацией — песчано-глинистой глауконитовой, а турон-сеноманская мергельно-меловая формация платформы замещается в геосинклинальной

зоне известняковой формацией. При существенном сходстве состава формации платформенной и геосинклинальной областей резко различаются по своей мощности и степени литификации пород. Однако распространение на молодой платформе и в прилегающей миеосинклинальной зоне одноименных формаций не представляет характерного случая. Гораздо типичнее именно совпадение в направленности смены формаций в разрезах различных зон и приблизительная синхронность смены формаций. Это явление связано, с одной стороны, с едиными климатическими условиями в различных, но смежных тектонических зонах, а с другой — с наличием общности тенденций тектонического развития в пределах крупных участков земной коры, занятых платформами и геосинклинальными областями, особенно с приблизительной синхронностью циклов геологического развития в смежных геосинклинальных и платформенных областях. Эта приблизительная синхронность была установлена А. Д. Архангельским и позднее была названа В. Е. Хаиным (1954) «законом Архангельского».

Хотя формации молодых платформ не следуют строго границам этих платформ и иногда переходят на территорию сопредельной древней платформы и даже смежной альпийской геосинклинали, в целом можно говорить о специфичности формаций мезо-кайнозойского чехла молодых платформ по сравнению с одновозрастными формациями древних платформ и, тем более геосинклинальных областей. А это — дополнительное свидетельство самостоятельности молодых платформ как важнейшей категории крупных структурных зон континентальной земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бабаев А. Г. Формации мезозоя Западного Узбекистана. — Докл. АН УзССР, 1958, № 4.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазопосность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, 1959.
- Бабаев А. Г., Лебаин Е. В. Структура мезозойско-кайнозойских отложений равнинных пространств Западного Узбекистана и история ее формирования. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазопосности». М., изд-во «Наука», 1965.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1954.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., изд-во «Наука», 1967.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Казаринов В. П. Осадочные формации мезо-кайнозоя. В кн. «Геология и нефтегазопосность Западно-Сибирской низменности». Л., Гостехиздат, 1958.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летагин А. И. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Мирчин М. Ф., Крылов Н. А., Летагин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостехиздат, 1963.
- Найвский Д. П. Учение о фациях, т. I. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Нестеров И. И., Прозорович Г. Э. Объемы пород и главнейших породообразующих минералов песчаников и алевролитов мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — Бюлл. науч.-техн. информ., серия геол. и мин. полезн. ископ., регион. геол., 1967, № 2.
- Никифорова К. В., Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Попов В. И. Основные положения учения о геологических формациях. — Сов. геол., 1960, № 4.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Изд. 2-е. М., Гостехиздат, 1961.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 5.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн. «Методы изучения тектонических структур», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.



**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ ТОЛЩ И ПОКРЫШЕК  
В РАЗРЕЗЕ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР  
И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ СКОПЛЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА**

Как известно, качество коллекторов и покрышек является одним из факторов, определяющих промышленную ценность углеводородных скоплений. Каждая залежь имеет покрышку, однако далеко не в каждом случае глинистые или другие непроницаемые пласты являются действительным экраном для вертикальной миграции углеводородов и пластовых вод.

В ряде случаев об этом с очевидностью свидетельствует сам факт существования многопластовых месторождений. В связи с этим особенно интересны полученные в последние годы данные о зависимости высот газовых залежей от мощностей глинистых покрышек (Строганов, 1966; Сверчков, 1967; Хуснутдинов, 1967; и др.).

Хотя эта зависимость более сложная, чем прямая пропорциональность, как это полагает, например, В. П. Строганов, она является реальной и подтверждена многочисленными примерами из различных нефтегазоносных областей.

Целесообразно разделить покрышки на две крупные категории: локальные, контролирующие (удерживающие) одну конкретную залежь нефти или газа, и региональные. Под последними следует понимать практически непроницаемые толщи, надежно изолирующие ниже- и вышележащие водоносные и нефтегазоносные комплексы и обуславливающие различные закономерности размещения залежей углеводородов над и под непроницаемой толщей.

В пределах платформенной части Средней Азии в мезозойских отложениях такие практически непроницаемые толщи могут быть выделены, в частности, в верхней части верхнеюрских отложений. Это сульфатно-галогенная (эваноритовая) толща кимеридж-титонского возраста, развитая в юго-восточных районах Туранской плиты (гаурдакская свита), и карбонатно-терригенная толща келловей-оксфорд-кимериджа, развитая в западных районах Туранской плиты.

Основная наблюдаемая закономерность в стратиграфическом распределении залежей углеводородов в мезозойских отложениях в пределах Туранской плиты состоит в том, что в зоне развития региональных покрышек залежи нефти, газа и конденсата обнаруживаются лишь в юрской части разреза, а в зонах выклинивания, фациального замещения и резкого сокращения мощностей этих непроницаемых толщ залежи встречаются и в юрских, и в меловых отложениях. Это достаточно наглядно иллюстрируют для Бухаро-Хивинской области приводимые профили (рис. 1, 2).

Отмеченная закономерность может быть объяснена миграцией углеводородов из юрских отложений в меловые и отсутствием в пределах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области существенных по значению нефтегазопроизводящих свит в меловых отложениях. Эта точка зрения полностью подтверждается данными гидрохимии, приведенными в работах Е. А. Барс, В. В. Печерникова и др. (Пластовые воды..., 1963).

Исключением является установленная промышленная газоносность нижнемеловых красноцветных отложений в Байрамалийском районе Мургабской нефтегазонасной области. Мощность ангидрит-соленосной толщи верхней юры здесь достигает 900 м. Это дает основание З. А. Табасаранскому и др. (1967) считать, что скопления газа в пестроцветных отложениях неомома являются сингенетичными.

Вторую точку зрения выразили Б. Я. Соколов, Я. А. Пилип (1965) и др. Эти исследователи предполагают возможность миграции углеводородов из подсолевых отложений, принимая во внимание резкое изменение фациального состава соленосной толщи — содержание негалитовых пород здесь составляет около 50%. О миграции через соленосную толщу, по их мнению, свидетельствуют следы эпигенетичных битумов, обнаруженных внутри гаурдакской свиты.

Третья точка зрения высказывается И. М. Алиевым (1966), М. В. Бордовской и представляется нам наиболее логичной. Согласно этой точке зрения, нефтегазопродуцирующими отложениями являются карбонатно-терригенные породы верхней части гаурдакской свиты кимеридж-титонского возраста. Отсюда получены газо-водяные притоки с содержанием в газе тяжелых углеводородов до 40%. Породы верхней части свиты обогащены органическим веществом, содержащим как сингенетичные, так и эпигенетичные битумы.

В связи с этим интересно, что в центральной части Чарджоуской ступени сульфатно-галогенная толща имеет мощность всего 25—30 м (Ак-кум, Кульбешкак), из них на долю солей приходится 5—10 м. Тем не менее в этом районе соленосная толща должна рассматриваться как региональная покрывка, так как на этих площадях залежи установлены только в подсолевой толще юры и отсутствуют в надсолевом комплексе.

То, что галитовая пачка мощностью в 5—10 м может явиться региональной покрывкой, в свою очередь, дает основание считать непроницаемой нижнюю часть гидрохимической толщи в Байрамалийском районе и еще раз подтверждает точку зрения о миграции углеводородов из верхней части гаурдакской свиты.

Экранирующие свойства покрывок, сложенных сульфатно-галогенными породами, кроме мощности и чистоты солей, зависят еще от глубины их залегания. В связи с этим интересен пример Кокмийрской площади в юго-западных отрогах Гиссара, где из красноцветных песчаников надсоленосной толщи имел место выброс газа. Здесь соляная толща имеет большую мощность, но залегает на небольших глубинах — около 800 м. В тех районах, где даже маломощные пачки соли играют роль непроницаемых экранов (центральная часть Чарджоуской ступени), галогенная толща залегает на глубинах более 2000 м.

В пределах Южно-Мангышлакской нефтегазонасной области основные запасы нефти и газа приурочены к ниже-среднеюрско-келловейским терригенным отложениям. Только на месторождении Узень, занимающем наиболее высокое структурное положение, установлены сравнительно небольшие газовые залежи в меловых отложениях.

Практически непроницаемой толщей здесь являются глинисто-мергельные отложения большей части верхнеюрского отдела верхний келловей — оксфорд — кимеридж). В направлении от центральной части депрессии к бортовой зоне происходит значительное сокращение мощности покрывки и изменяется ее литологический состав. Мощность уменьшается главным образом за счет преднеокомского размыва, полностью уничтожившего на Узени отложения кимериджа и, частично, оксфорда.

На месторождении Узень глинисто-карбонатная толща мощностью около 120 м является экраном для нефти, но проницаема для пластовых вод и газа. Здесь, возможно, наблюдаются условия, близкие к граничным.

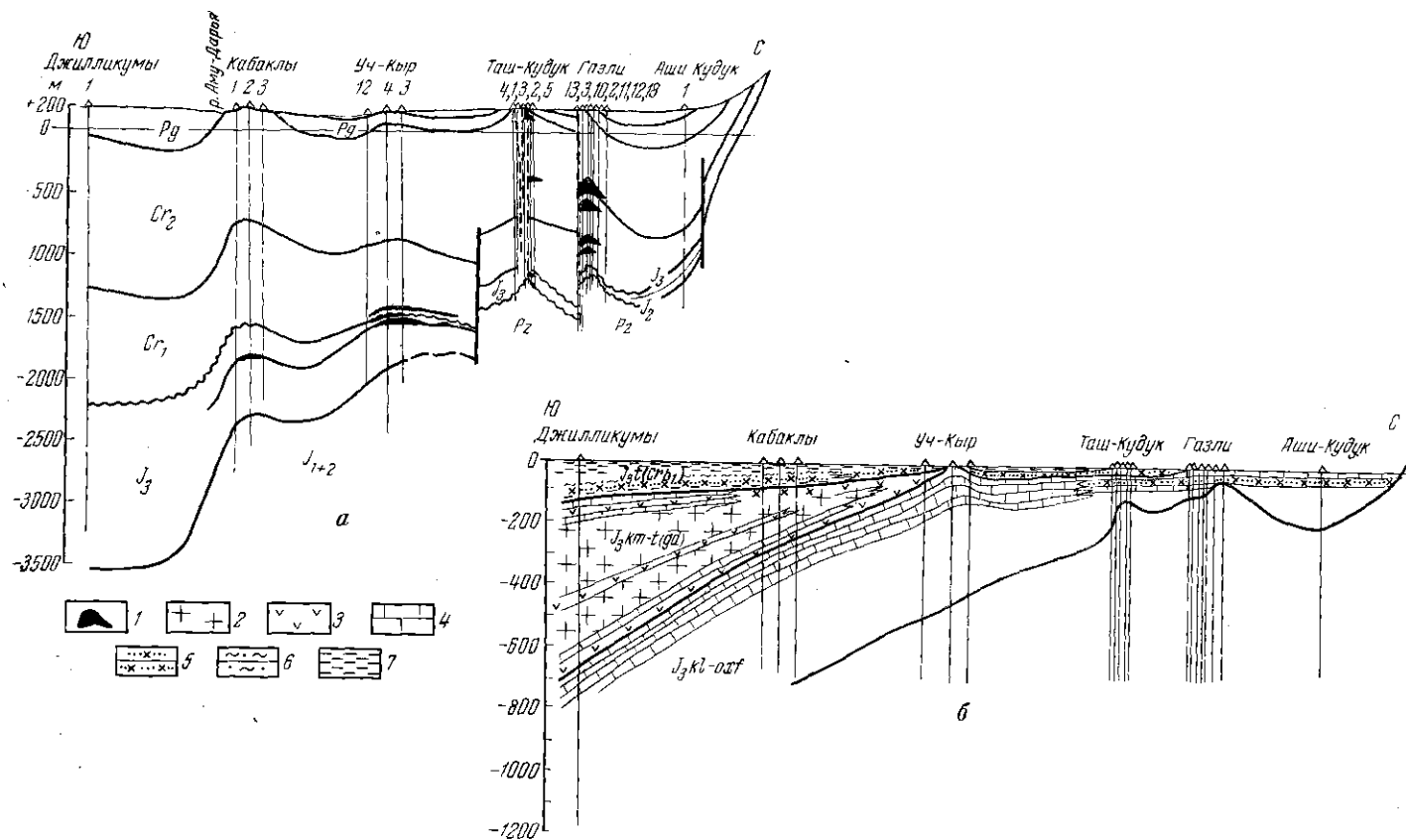


Рис. 1. Схематический геологический профиль (а) по линии Джилликумы — Кульджуктау и литолого-фациальный профиль (б) верхней части верхнеюрских отложений по той же линии

1 — газонефтяные залежи; 2 — каменная соль; 3 — ангидриты; 4 — известняки; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глины

Экранирующие свойства глинистых покрышек в значительной степени определяются также их литолого-минералогическим составом.

Исследования И. Д. Зхуса (1967 г.) по Южно-Мангышлакской нефтегазонасной области показали, что в среднеюрских и особенно в нижнеюрских отложениях глинистые раздели не могут служить надежными покрышками, так как они характеризуются высоким содержанием каолинита, обладающего минимальной сорбционной емкостью, что повышает их проницаемость. В келловейских глинах и в остальной части верхнеюрского разреза преобладающим глинистым минералом является монтмориллонит или смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, способные к набуханию. Это в значительной степени снижает их проницаемость и улучшает экранирующие свойства покрышки.

В пределах платформенной части Предкавказья основным нефтегазопроизводящим комплексом являются также, видимо, нижне-среднеюрские отложения. Эта точка зрения получает все большее распространение (В. Л. Егоян, И. П. Жабров, Г. Т. Юдин, Н. А. Крылов и др.). Однако на территории Предкавказья внутри мезозойского разреза региональные покрышки имеют сравнительно небольшое площадное распространение. Это и обуславливает тот факт, что в Предкавказье стратиграфический диапазон нефтегазонасности наиболее широк по сравнению со всеми другими эпипалеозойскими плитами.

Роль региональной покрышки здесь играет гипсово-ангидритово-соленосная толща позднеюрского (кимеридж-титонского ?) возраста, развитая в южной части Восточно-Кубанского прогиба и в Лабинно-Малкинской зоне. На остальной части Предкавказья региональные покрышки внутри толщи отсутствуют. Здесь, в районах, где развита верхнеюрская покрышка, нефтегазонасными являются только юрские отложения, меловые отложения залежей не содержат. Там, где верхнеюрские покрышки отсутствуют или отличаются слабыми экранирующими свойствами, как, например, джанайская и артезианская свиты аален-байоса в Восточном Предкавказье, продуктивными являются отложения юры и мела. При этом основные запасы сосредоточены в меловых отложениях.

Месторождения с залежами только в юрских отложениях установлены на юге Западного Предкавказья. Примером может служить Темиргоевское месторождение, в разрезе которого присутствует мощная толща гидрохимических осадков. Здесь газоконденсатные залежи встречаются в юре на глубине около 4 км, в мелу залежи отсутствуют. На Майкопской структуре, расположенной на Адыгейском выступе, в зоне выклинивания гидрохимической толщи верхней юры, залежи обнаружены в мелу и юре (рис. 3).

Для Прикумского района, по данным С. М. Чернышова и других, статистическими методами установлено, что коэффициент успешности разведки меловых отложений зависит от возраста пород, подстилающих меловой комплекс. Продуктивность нижнего мела новышается там, где этот комплекс залегает на средней юре, и понижается в тех районах, где мел лежит на палеозое или верхней юре.

Полное выклинивание и размыв верхнеюрской региональной покрышки, вероятно, приводит к полному перетоку углеводородов (по крайней мере, газа) из юрских отложений в меловые. В качестве примера можно привести Центральнокаракумскую газонефтеносную область, где основные запасы газа разведаны в меловых отложениях. Газонасность юрских отложений установлена только на одной Чапчинской структуре на южном погружении Каракумского свода, в зоне нарастания мощностей верхнеюрских отложений.

Помимо верхнеюрских, в разрезе эпигерцинской платформы юга СССР могут быть выделены и другие практически непроницаемые толщи, которые можно рассматривать в качестве региональных покрышек.



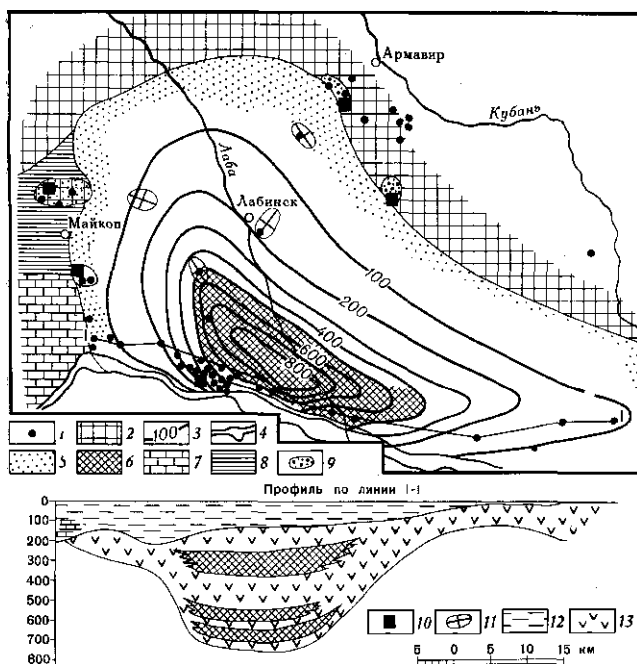


Рис. 3. Схема распространения верхнеюрской галогенной формации в пределах Восточно-Кубанского прогиба (по Е. Н. Митину, с дополнениями Г. П. Сверчкова)

1 — скважины; 2 — область отсутствия галогенной формации; 3 — изопахиты галогенной формации; 4 — полоса обнажений галогенной формации на земной поверхности; 5 — переслаивание галогенных отложений с терригенными (мелководными) осадками (песчаники, глины); 6 — каменная соль; 7 — известняки; 8 — глины и песчаники; 9 — площади с установленной промышленной газоносностью нижнемеловых отложений; 10 — залежи нефти и газа, выявленные в юрских отложениях; 11 — площади, прекращенные разведкой на меловые отложения (с отрицательными результатами); 12 — континентальные отложения пестроцветной толщи титона; 13 — ангидриты и гипсы

шие размеры имеют залежи непосредственно под региональными покрывками: в Газли — в IX горизонте (под глинистой толщей нижнего турона), на Северо-Ставропольском месторождении — в хадумском горизонте (под майкопской свитой). Под региональными покрывками залежи газа встречаются на максимальном количестве площадей, т. е. чаще, чем в других горизонтах в данном районе.

Залежи нефти и газа в юрских отложениях эпигерцинской платформы юга СССР связаны с определенными литолого-фациальными комплексами (фациальными зонами). Основная причина этой связи — зависимость распространения и качества коллекторов и покрывок от фациально-литологических и палеогеографических условий, а, следовательно, зависимость нефтегазоносности от фаций.

Все выявленные промышленные скопления углеводородов в среднеюрском нефтегазоносном комплексе связаны с одной литолого-фациальной зоной — зоной развития песчано-глинистых отложений, включающих приблизительно равное количество песчаных пород кварц-полевошпатового состава и глин, имеющих частично морское, а частично континентальное происхождение. Преобладающими минералами глин являются, как указывалось выше, каолин и гидрослюда. Пачки пород преимущественно песчаного и преимущественно глинистого состава в этой литолого-фациальной зоне имеют мощности до 40 м и последовательно сменяют друг друга в разрезе. Отложения этого типа широко развиты в Южно-Мангышлакской, Ассак-Ауданской впадинах, частично на Бухарской ступени в Бухаро-Хивинской области, а также в Прикумской нефтегазопосной области в Восточном Предкавказье.

С комплексом преимущественно песчаных отложений континентально-го и прибрежно-морского происхождения, развитых на Центральнокаракумском своде и в северной части Бухарской ступени, залежи нефти и газа в средней юре не связаны.

Отсутствие залежей в этой фациальной зоне объясняется не неблагоприятными для нефтегазообразования условиями, а в первую очередь, видимо, отсутствием покрышек в юрском разрезе.

С комплексом преимущественно морских алевролитово-аргиллитовых пород средней юры, развитых в южной части Бухаро-Хивинской области, также не связаны промышленные залежи, хотя полупромышленные притоки на некоторых площадях были получены. Это явление обусловлено главным образом существенным ухудшением коллекторских свойств пород по сравнению с другими фациальными зонами. Содержание песчаников в этой зоне не превышает 15–20%. Большие глубины залегания (> 3000 м) приводят к сильному уплотнению коллекторов и частичному уничтожению межгранулярной пористости. Следует учитывать также малую разбуренность этой фациальной зоны.

Большая часть выявленных скоплений нефти и газа в келловей-оксфордских отложениях приурочена к Бухаро-Хивинской области. Залежи нефти и газа связаны здесь с тремя литолого-фациальными зонами: с зоной развития прибрежно-морских и континентальных глинисто-песчаных отложений с прослоями карбонатных пород, с зоной развития прибрежно-морских карбонатных отложений с прослоями терригенных и гидрхимических пород (развиты также рифовые известняки) и с зоной развития морских известняков. Наиболее проницаемыми частями карбонатного разреза келловей-оксфорда Бухаро-Хивинской области являются зоны развития рифогенных, оолитовых известняков, известняков-ракушечников и зоны повышенной трещиноватости вблизи региональных разломов.

Полученные выводы об особенностях размещения скоплений нефти и газа могут быть использованы для прогноза новых залежей нефти и газа в мезозойских отложениях энгизгиринской платформы юга СССР.

В дальнейшем изучению распространения региональных покрышек и выявлению количественных критериев их выделения большую помощь могут оказать геохимические исследования по распределению сингенетичных и эпигенетичных битумов по мезо-кайнозойскому разрезу, а также сравнительное гидрхимическое изучение стратиграфических комплексов мезо-кайнозой, особенно газонасыщенности пластовых вод. При уточнении количественных критериев для выделения региональных покрышек целесообразна дифференциация последних как непроницаемых экранов для газов, вод и нефти.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алиев И. М. Меловые отложения Байрамалийского района и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ, 1966.
- Пластовые воды Бухаро-Каршинской нефтегазоносной области. Сб. статей. М., изд-во «Наука», 1966.
- Сверчков Г. П. Связь этажей нефтегазоносности с региональными покрышками на Туранской и Скифской плитах. — Бюлл. науч.-техн. информ., серия геол. м-ний недр, ископ., регион. геол., 1967, № 3.
- Соколов В. Я., Пилип И. А. Вопросы перспектив нефтегазоносности надсолевых отложений Восточной Туркмении в районах распространения толщи солей. — Нефтегазовая геол. и геофиз., 1965, № 11.
- Строганов В. П. Роль глинистых покрышек в формировании газовых залежей (на примере месторождений Амударьинской впадины). Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ, 1966.
- Табасаранский З. А., Громадина Н. И., Тарханов М. И. Сравнительный анализ закономерностей размещения и условий формирования месторождений нефти и газа энгизгиринской платформы юга СССР. В кн. «Генезис нефти и газа». М., изд-во «Недра», 1967.
- Хуснугдинов З. Б. Геологические условия формирования и размещения газовых залежей в меловых отложениях центральной части Каракумов. Автореф. канд. дисс. М., ВНИИГаз, 1967.

И. Д. ЗХУС, Л. Н. МАКАРОВА,  
И. М. ПАЦУЛА, О. А. ЧЕРНИКОВ

## ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК (на примере юрских отложений Мангышлака)

В результате изучения глинистых минералов появляются большие возможности для восстановления условий седиментации заключающих эти минералы осадочных пород. Хотя отдельные авторы продолжают настаивать на аллотигенном происхождении глинистых минералов и их крайней консервативности в процессе диагенеза, подавляющее большинство исследователей отвергает эту концепцию. Этому способствует накопленный в последнее время все более обширный материал, совершенно определенно указывающий на возможность диагенетического преобразования глинистых минералов. При этом основное влияние на формирование ассоциаций глинистых минералов в осадочных породах оказывают климат; тектонический режим и гидрохимические особенности седиментационных водоемов.

В формировании глинистых комплексов континентальных осадочных пород как гумидной, так и аридной климатических зон ведущая роль принадлежит климату. Особенности последнего проявляются в разной степени интенсивности стадийных преобразований, что приводит в гумидной зоне к преобладанию или высокому содержанию каолинита. В аридной зоне выветривание, как правило, достигает только монтмориллонитовой стадии.

Климат является основным фактором и при образовании ассоциаций глинистых минералов в лагунных условиях, причем его влияние проявляется путем воздействия на гидрохимический характер бассейна. Ассоциации опресненных и осолоненных лагун резко различны.

Ассоциации глинистых минералов морских накоплений обнаруживают близкое сходство вне зависимости от климатической принадлежности водоема. Следовательно, для глинистых минералов и их комплексов, формирующихся в морях, решающим оказывается не климатический фактор, а гидрохимический режим бассейна. Второстепенные признаки часто позволяют судить по глинистым минералам и о климате суши, примыкавшей к морскому бассейну.

Активизация тектонического режима оказывает на формирование комплексов глинистых минералов влияние в направлении, противодействующем проявлению перечисленных выше закономерностей. В тектонически активных областях ассоциации глинистых минералов оказываются менее выразительными, так как ускоренная седиментация препятствует преобразованию поступающего в зону аккумуляции материала. Иными словами, активность тектонического режима, сказывающаяся в скорости седиментационных процессов, и степень соответствия глинистых минералов физико-химической обстановке седиментации находятся в обратной зависимости.

Постоянно наблюдающееся в осадочных породах соответствие ассоциаций глинистых минералов условиям седиментации далеко не всегда свидетельствует об их коренном преобразовании в седиментационных водоемах. Изменится или не изменится тот или иной минерал в каждом конкретном случае, зависит от того, какой исходный глинистый мате-



риал поступает в данный водоем, при какой скорости накопления и в какой момент геологической истории данного региона. Различие между первичной и вторичной зональностью распределения глинистых минералов может быть и незначительным, и очень существенным, так как оно выражает соотношение физико-химических условий образования осадочных пород в области сноса и в области осадконакопления.

Перечисленные основные особенности распределения глинистых минералов в породах различных природных обстановок геологического прошлого определяют широкие возможности использования результатов изучения глинистых минералов для палеогеографических построений (Зхус, 1966).

Особенности распределения в глинистых минералах малых элементов к настоящему времени изучены только в самых общих чертах. Однако уже полученные сведения показывают, что характер распределения этих элементов во фракциях меньше 0,001 мм осадочных образований имеет значение для восстановления условий седиментации содержащих их накоплений (Габрильян и др., 1965; Климова и др., 1968).

Каждая секция стратиграфического разреза характеризуется специфическими особенностями концентраций малых элементов в глинистых фракциях, что выражается в преобладании относительных величин содержания элементов, а для ряда элементов (меняющихся во времени) — в равенстве абсолютных значений концентраций. Это дает возможность четко разграничивать стратиграфические секции разреза по вертикали и в то же время прослеживать разновозрастные отложения по площади.

Выявленные различия распределения малых элементов в отдельных секциях разреза тем существеннее, чем больше различия в условиях седиментации слагающих их пород. Таким образом, устанавливается прямая зависимость между степенью различия распределения малых элементов в глинистых минералах, с одной стороны, и особенностями обстановки седиментации, с другой. Как следствие изложенного и наблюдается одноплановость изменений распределения малых элементов в разновозрастных отложениях по всей площади по сравнению с ниже- и вышележащими породами.

Таким образом, выявляется зависимость размещения концентраций малых элементов в глинистых фракциях осадочных пород от условий накопления, существовавших в тот или иной отрезок геологического времени.

Обстановки осадконакопления пород-коллекторов и глинистых разделов между ними несколько, а иногда весьма существенно различаются, что находит свое выражение в различном вещественном составе слагающих их пород. Следовательно, и распределение глинистых минералов, и содержания малых элементов в них в коллекторах и покрывках, по-видимому, должны характеризоваться специфическими особенностями.

В последнее время авторами было проведено исследование глинистых минералов и малых элементов в них в мезозойских, в первую очередь юрских, отложениях п-ова Мангышлак, где к образованиям этого возраста приурочены выявленные промышленные месторождения нефти.

В юрских отложениях Мангышлака с помощью рентгеновского дифрактометрического, электронномикроскопического и других анализов были выявлены следующие глинистые минералы: каолинит, монтмориллонит, смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, гидрослюда, хлорит и палгорскит. Перечисленные минералы были встречены в юрских образованиях месторождений Узень и Жетыбай, в районах Шалабай, Карадирмень, Танаша и в некоторых других, изученных частью по керну скважин, частью по образцам из естественных выходов. Распределение этих минералов в юрском разрезе неравномерное: для одних характерны высокие содержания в нижних горизонтах,

другие развиты преимущественно в верхних, третьи широко распространены по всему разрезу. Так, например, каолинит связан, прежде всего, с нижнеюрскими накоплениями и почти в такой же, но несколько меньшей степени, — со среднеюрскими.

Набухающие глинистые минералы (монтмориллонит и смешаннослойные образования) в лейасе практически отсутствуют, в доггере имеют в общем незначительное и неустойчивое развитие, а в мальме распространены повсеместно и часто преобладают среди глинистых минералов.

Для выявления особенностей распределения малых элементов в глинистых фракциях из пород были предварительно выделены частицы менее 0,001 мм по ранее опубликованной нами методике (Габрильян и др., 1965). Определения концентраций малых элементов выполнены Л. Н. Макаровой совместно с коллективом лаборатории физико-химического анализа ИГИРНИГМ (Ташкент) под руководством Ш. Х. Амирханова. Анализ проведен по методу трех эталонов количественного спектрального анализа; в результате количественно определены содержания стронция, бария, титана, марганца, ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди и полуколичественно — галлия. Помимо абсолютных содержаний малых элементов, для анализа использована величина отношения стронция к барию, которая, как известно, может служить показателем солености бассейна (Катченков, 1957, 1959; Амирханов, 1963; Габрильян и др., 1965).

Суммируя все полученные к настоящему времени сведения о распределении глинистых минералов и малых элементов в них в изучавшихся отложениях, можно сделать заключение, что для нижне- и среднеюрских накоплений характерны каолинито-гидрослюдистые комплексы, местами (обычно в доггере) с набухающими компонентами, а вышележащие породы келловее содержат ассоциации, практически постоянно включающие монтмориллонит или смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Для юрских отложений, представляющих сейчас наибольший практический интерес в отношении нефтеносности, оказалось возможным выявить некоторые закономерности распределения глинистых минералов и малых элементов в них, позволяющие судить о специфических особенностях времени накопления пород, которые содержат различные комплексы глинистых минералов и малых элементов.

Отложения нижнего отдела юрской системы охарактеризованы преимущественно каолинитовыми и каолинито-гидрослюдистыми глинистыми комплексами — в них всегда содержится большое количество каолинита, нередко присутствующего в наибольшем (среди глинистых минералов) количестве. Кроме того, почти постоянно содержатся переменные, но обычно небольшие количества хлорита и нередко встречается примесь смешаннослойного компонента. Преимущественно каолинито-гидрослюдистый состав ассоциаций глинистых минералов позволяет сделать уверенный вывод о накоплении отложений лейаса в континентальных гумидных условиях. Как известно, к такому же заключению приводят и общегеологические данные, результаты исследования углефицированных растительных остатков (Страхов, 1960; Синицын, 1967; Троцкий, 1967) и т. д. Континентальный режим седиментации подтверждается и материалами о распределении малых элементов в глинистых минералах лейаса, в частности отношением стронция к барию, составляющем меньше единицы. Здесь же наблюдаются пониженные концентрации ванадия, никеля, хрома, кобальта и свинца и повышенные — титана, марганца и меди (рис. 1, 2).

Формирование нижнеюрских отложений в мелких пресноводных континентальных водоемах не вызывает сомнений. Такому заключению не противоречит наличие в отдельных образцах нижнеюрского возраста



[illegible]

Рис. 2. Распределение малых элементов в глинистых минералах юрских отложений разреза скв. Г-42 (Узень). Составила Л. Н. Макарова

смешаннослойного образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В данном случае эти образования представляют собой продукт неполной переработки поступавших в пресноводные водоемы (озера, болота) глинистых минералов и других минеральных образований, не свойственных кислой среде таких водоемов. Так, например, эти смешаннослойные компоненты могут представлять собой промежуточный продукт при переходе гидрослюда в монтмориллонит (в противоположность свойственному щелочной среде процессу гидрослюдизации монтмориллонита).

Несколько иная картина наблюдается в отложениях доггера. Здесь ассоциации глинистых минералов содержат те же компоненты, что и в лейасе, но соотношения между ними в отдельных секциях разреза претерпевают весьма существенные изменения. Кроме того, в накоплениях средней юры наряду с встречающимися в нижнем отделе системы глинистыми минералами появляются ранее отсутствовавшие — монтмориллонит. По соотношению между глинистыми минералами в доггере выделяются два основных типа ассоциаций:

1) каолинито-гидрослюдистая, часто с хлоритом и (или) смешаннослойными образованиями. Ведущая роль здесь, как и в нижнеюрских отложениях, принадлежит каолиниту и гидрослуде. Очевидно, такой тип ассоциаций отражает те отрезки среднеюрского времени, на протяжении которых по-прежнему господствовали континентальные гумидные условия седиментации;

2) ассоциации, в которых каолиниту принадлежит второстепенная роль, иногда он вовсе отсутствует, а на первом месте среди глинистых минералов оказываются монтмориллонит, смешаннослойные образования и гидрослюда. При этом, если преобладает гидрослюда, то один или оба набухающих компонента присутствуют в большом количестве. Низкое содержание или исчезновение каолинита, как показали наши предыдущие исследования по Мангышлаку и другим районам (Зхус, 1966; и др.), обычно указывают на щелочную среду накопления осадков, характерную, в частности, для морских бассейнов, а также для аридной суши.

Исследования Н. М. Страхова (1960) и В. М. Спичкина (1967) указывают на то, что в среднеюрскую эпоху Мангышлак все еще находился в гумидной климатической зоне. Значит, снижение количества каолинита и высокие содержания набухающих компонентов можно объяснить только накоплением осадков в морском бассейне, а прослой, охарактеризованный ассоциациями глинистых минералов второго типа, отражает моменты резкого изменения обстановки седиментации. В эти моменты территория Южного Мангышлака покрывалась морем, что подтверждается находками в таких прослоях фауны, характерной для мелководного морского бассейна нормальной солености (Гофман и др., 1968).

Необходимо подчеркнуть, что, как показали проведенные исследования, глинистые комплексы, содержащие в качестве водующих компонентов набухающие минералы, при полном или почти полном отсутствии каолинита, встречаются не только в глинистых прослоях, но и в песчанниках и в алевролитах доггера.

Распределение малых элементов в глинистых минералах среднеюрских отложений характеризуется следующими особенностями: 1) преобладанием высоких и средних концентраций малых элементов; 2) одинаковыми абсолютными значениями примерно половины изученных элементов, в том числе высокими для марганца (0,12—0,31%), меди (0,007—0,008%), средними для стронция (0,03—0,04%), галлия (0,001—0,002%) и малыми для кобальта (0,001—0,002); 3) своеобразием распределения бария, никеля, хрома, свинца, титана и ванадия, заключающимся в том, что среднеюрские отложения в разрезе Жетыбай обогащены барием, никелем, хромом и свинцом, а в разрезе Узень — титаном и ванадием.

Верхнеюрские отложения по составу ассоциаций глинистых минералов

лов существенно отличаются от подстилающих пород. Выявленные отличия заключаются, во-первых, в появлении магнезиального силиката (по-видимому, палыгорскита), полностью отсутствовавшего в лейасе и доггере, и, во-вторых, в постоянном присутствии и высоком содержании набухающих компонентов — монтмориллонита и (или) смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Эти отличия, несомненно, можно рассматривать только как результат резкого изменения палеогеографической обстановки в мальме, коснувшегося как климата, так и режима седиментации, т. е. гидрохимических особенностей седиментационного бассейна.

Трансформация климата выразилась в его аридизации и на глинистых минералах отразилась в появлении магнезиального минерала. Известно, что как раз на границе доггера и мальма произошла перестройка плана климатической зональности, в результате которой территория современного Маягышлака и обширные примыкающие к ней районы востока Средней Азии оказались в ардной зоне (Страхов, 1960; Синицын, 1967; Троицкий, 1967). Кроме того, в мальме Мангышлак явился ареной трансгрессии, вследствие которой начиная с келловоя юрские отложения представлены мощной терригенной, а затем карбонатной толщами морского генезиса. Как видно, изменения условий осадконакопления достаточно четко проявились на облике комплексов глинистых минералов, развитых в верхнеюрских отложениях.

Определенные изменения по сравнению с доггером наблюдаются и в распределении малых элементов в глинистых фракциях верхнеюрских отложений. Для отложений мальма характерно: 1) отчетливо выраженное снижение концентраций почти всех малых элементов, по сравнению с подстилающими накоплениями; 2) преобладание, в связи с этим, малых и очень малых средних значений содержания элементов; 3) постоянство содержания ряда элементов: бария (0,02—0,03%), кобальта (0,001—0,992%), галлия (меньше 0,001%), а также постоянное отсутствие свинца; 4) резкое увеличение концентрации стронция (до 0,20%) и появление значительных количеств фосфора (в среднем 0,8%); 5) различное распределение титана, марганца и никеля в Жетыбае и Узени. В первом из названных районов наблюдается относительно повышенное количество никеля, при пониженных концентрациях титана и марганца.

Таким образом, снизу вверх по разрезу юрских отложений Мангышлака наблюдается отчетливая тенденция к увеличению роли морских накоплений: от отсутствия в лейасе до отдельных прослоев в доггере и непрерывной морской толщ в мальме. На ассоциациях глинистых минералов это отразилось в росте содержания набухающих компонентов при одновременном резком сокращении в том же направлении количества каолинита.

Изменение состава ассоциаций глинистых минералов, в связи с колебаниями природных условий геологического прошлого, вызывает закономерное изменение свойств пород, заключающих эти глинистые минералы, и, в первую очередь, их фильтрационных способностей, которыми оцениваются надежность покрышек и промышленная ценность коллекторов.

Фильтрационные способности определяются величиной проницаемости, которая, как известно, находится в обратной зависимости от величины активной поверхности минералов, слагающих породу. Сказанное объясняется увеличением сорбционной способности породы с увеличением активной поверхности слагающих ее компонентов. Сорбционная способность может оцениваться величиной емкости поглощения, которая для различных минералов, в том числе и глинистых, неодинакова, а колеблется в весьма широких пределах. Емкость поглощения каолинита составляет от 3 до 10 мг-экв 100 г (в среднем 7 мг-экв). Гидрослюда имеет ем-

кость поглощения от 10 до 40 *мг-экв* на 100 г (в среднем около 25 *мг-экв*). Наконец, монтмориллонит обладает емкостью поглощения на 100 г от 80 до 140 *мг-экв* (в среднем около 100 *мг-экв*) (Грим, 1959, 1967). Величину емкости поглощения можно представить себе как произведение плотности зарядов на поверхности минералов на полную поверхность всех частиц в изучаемой навеске. Плотность же зарядов для различных минералов колеблется в незначительных пределах: от  $3 \cdot 10^{-8}$  до  $7 \cdot 10^{-8}$  *мг-экв/см<sup>2</sup>*, чему в среднем соответствует  $3 \cdot 10^{13}$  адсорбционных центров в 1 *см<sup>2</sup>* поверхности минералов. Поэтому большие колебания в величинах емкости поглощения разных минералов объясняются разной величиной молекулярной поверхности минералов, что связано с особенностями строения их кристаллической решетки.

Следовательно, если принять среднюю емкость поглощения каолинита за единицу, то для гидрослюда она составит 4, а для монтмориллонита — 16. Таким образом, увеличение (или уменьшение) количества монтмориллонита на одну часть равноценно по эффекту изменения сорбционной способности изменению — увеличению (или уменьшению) — содержания каолинита на 16 частей, или гидрослюда на 4 части. Иными словами, при равных содержаниях в породе глинистого вещества пласт с монтмориллонитом мощностью всего 1 м обладает такой же в среднем емкостью поглощения, как 4-метровый пласт с гидрослюдой или 16-метровый — с каолинитом.

Не менее существенные различия возникают в смесях глинистых минералов. Так, если, например, количество монтмориллонита в данной ассоциации возрастает всего на 1%, то это отразится на емкости поглощения смеси так же, как при росте содержания каолинита на 16%. Весь каолинит, содержащийся в том или ином пласте, мог бы быть заменен монтмориллонитом в количестве всего около 6,5% от содержания каолинита, или примерно 25% — гидрослюда, и при этом суммарная емкость поглощения глинистого вещества осталась бы без изменения.

При оценке влияния глинистого вещества на качество коллекторов и покрышек нефтяных залежей необходимо иметь в виду, что емкость поглощения глинистых минералов оказывает на коллекторы и покрышки диаметрально противоположное воздействие. Если коллектор тем лучше, чем меньше емкость поглощения содержащихся в нем глинистых минералов и чем меньше этого глинистого материала, то для покрышек наоборот: чем больше глинистого вещества и чем больше его емкость поглощения, тем лучше, надежнее будет покрышка. Это, естественно, вытекает из основной «служебной» задачи коллектора и покрышки: в первом случае она сводится к обеспечению наибольшей нефтеотдачи, а во втором — к созданию минимальной проницаемости.

Приведенные выше сведения о глинистых минералах, разумеется, не могут и не должны рассматриваться как исчерпывающие для оценки качества коллекторов и покрышек. На качество последних, помимо особенностей состава глинистого вещества, серьезно влияют многие другие факторы. Несомненно, минимальное количество монтмориллонита в коллекторе снизит его качество меньше, чем присутствующий в обилии каолинит. И, напротив, в покрышке большое количество каолинита обеспечит меньшую ее проницаемость, чем в случае ничтожного содержания монтмориллонита. Поэтому при оценке коллекторов и покрышек необходимо учитывать не только качество, но и количество глинистого вещества.

Немаловажное значение имеют морфологические признаки глинистых частиц. Изучение электронномикроскопических снимков показывает, что каолинит, гидрослюда и другие глинистые минералы обладают различными размерами индивидов, различной их формой: в одних случаях резко удлиненной, в других — близкой к изометрической, псевдогексагональной и т. д. Несомненно, что эти признаки тоже существенно влияют на

проницаемость пород, так как поверхность глинистых частиц увеличивается при малых размерах и сокращается при укрупнении.

Помимо признаков, характеризующих глинистое вещество, качество коллекторов и покрывшек, как известно, зависит от других особенностей вещественного состава пород, которые выявляются с помощью общегеологического, петрографического, гранулометрического и иных исследований. При этом в ряде случаев, в том числе и в рассматриваемом, воздействие этих признаков оказывается обратным. по сравнению с обуславливаемым глинистым веществом, и суммарная оценка коллектора становится противоположной той, которая вытекает на основании изучения только глинистых минералов.

Учитывая эти положения, рассмотрим влияние, оказываемое глинистыми минералами, содержащимися в юрских отложениях Мангышлака, на коллекторские свойства песчано-алевритовых пород и качество глинистых разделов в этих отложениях.

**Нижнеюрские отложения.** Как мы уже отмечали, для нижнеюрских образований характерно высокое содержание и нередко преобладание каолинита в ассоциациях глинистых минералов. Кроме того, всегда присутствуют большие количества гидрослюда, непостоянно и в незначительных количествах обнаруживаются смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава.

Изложенные выше представления о зависимости емкости поглощения глинистого вещества от его состава приводят к выводу, что песчаные и алевритовые породы, приуроченные к лейасовым отложениям, должны (при прочих равных условиях) обладать наилучшими коллекторскими свойствами. Однако, как было показано ранее (Чернилов, 1967), в действительности песчано-алевритовые породы нижней юры Мангышлака характеризуются низкими коллекторскими свойствами, что связано с высокой степенью их вторичных преобразований, которые находятся в прямой зависимости от глубины залегания пород.

Глинистые породы нижнеюрских отложений вряд ли могут получить высокую оценку в качестве покрывшек; присущие каолиниту низкие значения сорбционной способности определяют высокую (для глинистых пород) проницаемость этих прослоев и малую надежность их в качестве разделов между продуктивными пластами. Если к этому добавить малую мощность глинистых прослоев в лейасе, не превышающую, например, в коккалинской свите площади Танаша 3—5 м, а также невыдержанность отложений по простиранию, то, очевидно, качество покрывшек и коллекторов в лейасе может быть признано относительно невысоким.

**Среднеюрские отложения.** На рассматриваемой территории Мангышлака среднеюрские отложения, как указывалось выше, имеют несколько отличную от лейасовых характеристику соотношений между глинистыми минералами. Изменения состава глинистых ассоциаций, зависящие от непостоянства условий седиментации, сводятся в догтере к чередованию комплексов, попеременно отражающих континентальные и морские обстановки накопления осадков, по-видимому, при общем преобладании первых и появлении вторых, начиная с байоса, и их более широким развитию в бате.

Прослой, накапливавшиеся в те отрезки среднеюрской эпохи, когда существовали сходные с раннеюрскими условия, и представленные, как правило, грубозернистыми (песчано-алевритовыми) породами, по-прежнему содержат в качестве основных компонентов глинистых комплексов каолинит, гидрослуду; набухающие глинистые минералы присутствуют в них лишь спорадически и только в небольших количествах. В прослоях же, накапливавшихся в морских условиях, каолинит, если и присутствует, то занимает подчиненное положение, но постоянно, хотя и в



переменных количествах, обнаруживаются набухающие компоненты, наряду с которыми всегда содержатся большие количества гидрослюда. Присутствие и, тем более, высокое содержание набухающих компонентов в глинистом веществе морских прослоев доггера приводит к повышению суммарной емкости поглощения глинистой составляющей и, как следствие, — к существенному снижению проницаемости пород. Однако в связи с большой мощностью среднеюрских отложений, которая на Мангышлаке составляет около 1000 м, песчано-алевроитовые породы верхней части этого разреза (батские образования) обладают более высокими коллекторскими свойствами, чем те же породы ааленского яруса. Это объясняется, как и в случае с нижнеюрскими породами, глубиной их залегания. Что же касается средней части разреза доггера, где различие в глубине залегания песчаников и алевролитов морского и континентального генезиса незначительно, то, при прочих равных литологических характеристиках, породы континентального происхождения, в составе глинистого вещества которых преобладает каолинит, будут иметь несколько более высокие коллекторские свойства, чем породы морского генезиса. Но и в этом случае следует учитывать резкую невыдержанность континентальных образований по простиранию, что в значительной степени снижает их оценку как благоприятных коллекторов. Поскольку морские прослои в средней юре, как правило, содержат большое количество глин, которые служат разделами между продуктивными нефтяными пластами, постольку оценка этих разделов оказывается более высокой, чем в лейасе. Однако непостоянство содержаний набухающих компонентов, невыдержанность и сравнительно малая мощность глинистых прослоев (до 10—15 м, в большинстве случаев 2—5 м) определяют осторожность, с которой следует относиться к подобному выводу. Несомненно, что покрышки в средней юре относительно более надежны, чем в нижней, но их абсолютные качества все еще, по-видимому, остаются на невысоком уровне.

Верхнеюрские отложения. Келловейский ярус. По сравнению с нижележащими отложениями юрского возраста здесь наблюдается иная картина распределения глинистых минералов и соотношений между ними. В первую очередь это касается повышения роли набухающих компонентов — монтмориллонита и (или) смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового состава во всем разрезе келловей. Набухающие компоненты в этих отложениях присутствуют постоянно и очень часто являются ведущими членами ассоциации глинистых минералов. Учитывая изложенные выше сведения о сорбционной способности глинистых минералов, можно было бы утверждать, что осадочные образования верхней юры будут обладать более низкими фильтрационными свойствами, чем породы средней юры и лейаса. Это справедливо и действительно наблюдается в отношении глинистых прослоев, играющих роль покрышек, надежность которых значительно возрастает по сравнению с нижележащими. Что же касается коллекторов келловей, то в связи со слабой степенью их вторичных преобразований, несмотря на неблагоприятный состав глинистого вещества, фильтрационные способности их значительно выше, чем у пород-коллекторов нижележащих горизонтов, которые характеризуются высокой степенью вторичных преобразований, увеличивающейся вниз по разрезу.

Вместе с тем следует особо отметить, что в связи с большой сорбционной способностью глинистого материала келловейских коллекторов последние будут значительно прочнее удерживать на себе нефть и, следовательно, обладать, при прочих равных литологических характеристиках, более низкой нефтеотдачей, чем коллекторы лейаса, суммарная сорбционная способность которых значительно ниже.

Из изложенного выше следует, что объективная оценка коллектор-

ских свойств и качеств покрышек возможна только при всестороннем учете всех признаков, характеризующих ту или иную породу. Лишь при таком комплексном анализе могут быть разработаны достаточно обоснованные практические рекомендации по направлению геологопоисковых работ и рациональной методике эксплуатации выявленных месторождений.

Итак, в юрских отложениях Маягышлака наблюдается четкая тенденция к уменьшению роли каолинита в глинистом веществе пород в направлении снизу вверх по разрезу при одновременном росте содержания набухающих компонентов в том же направлении. По этому признаку юрский разрез может быть разделен на две части:

1) нижне-среднеюрские отложения, отличающиеся высоким содержанием каолинита и лишь местами, преимущественно в верхних слоях доггера, спорадическим присутствием небольших количеств набухающих компонентов;

2) верхнеюрские отложения, отличительную особенность которых составляет практически постоянное наличие набухающих компонентов, при существенном сокращении и частом исчезновении каолинита и появлении палыгорскита.

Приведенное схематическое подразделение разреза на две части вполне согласуется с нашими представлениями о влиянии на состав ассоциаций глинистых минералов обстановок седиментации и о возможности преобразования этих минералов в диагенетической стадии, а отсюда — о возможности палеогеографических реконструкций по результатам изучения глинистых минералов. Преобладание или высокое содержание каолинита, естественно, связывается с континентальным гумидным режимом седиментации. Ведущая роль набухающих компонентов не менее определенно указывает на щелочную среду формирования осадков, характерную, в частности, для морской обстановки.

Эта общая схема может быть существенно детализирована как путем анализа ассоциаций глинистых минералов по конкретным площадям внутри изученной территории и по отдельным стратиграфическим подразделениям, так и путем сопоставления ее с более или менее удаленными районами. Оба пути детализации одинаково правомочны и необходимы в свете общих задач по выявлению палеогеографического значения глинистых минералов и оценки их роли в процессах битумообразования и нефтегазоаккумуляции.

Так, сравнивая распределение набухающих компонентов в среднеюрских отложениях Узени и Жетыбая, можно видеть, что в первом более развиты смешаннослойные образования, а во втором — монтмориллонит. Это имеет значение и для оценки относительной перспективности обоих месторождений (см. ниже), и для выяснения особенностей формирования отложений их слагающих. На основе наших представлений о направленности преобразований глинистых минералов в морских условиях от монтмориллонита к гидрослюде (Зхус, 1966; и др.) следует признать, что в районе Жетыбая эти преобразования были заторможены, а в Узени протекали более интенсивно. Причина такого различия скорее всего заключается в разной удаленности от береговой линии, неодинаковом поступлении материала с течениями, а отсюда — в разной насыщенности неравноценным по качеству и количеству органическим материалом.

Появление магнезиального минерала (палыгорскита?) в келловее и в вышележащих отложениях юры служит указанием на аридизацию климата. Однако последний вряд ли был типично аридным, поскольку нигде не наблюдалось существенных скоплений этого минерала, характерных для эвапоритовых бассейнов и сильнозасушливых районов.

Распределение глинистых минералов в средне- и верхнеюрских отложениях свидетельствует о непостоянном присутствии в названных секциях разреза смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтморилло-

тового состава. Этот признак, по нашим представлениям, является одним из диагностических для битумообразования. Рассматривая это положение в качестве исходного, нетрудно заметить, что для различных районов оно оказывается неравномерным; отсюда вытекает, что процессы битумообразования в пределах одних и тех же стратиграфических горизонтов отличались различной интенсивностью. Например, уже упомянутое различие между набухающими компонентами доггера Жетыбая (монтмориллонит) и Узени (смешаннослойный гидрослюдисто-монтмориллонитовый компонент), с нашей точки зрения, объясняется тем, что отложения данного возраста в Узени могут рассматриваться в качестве битумопроизводящих, а в Жетыбае вряд ли можно предполагать, что они продуцировали битум. Тогда, при всех прочих равных условиях, район Узени должен рассматриваться как относительно более перспективный, чем район Жетыбая, поскольку поступление исходного вещества нефти из дополнительного источника, каким служат продуцирующие битум отложения, естественно, должно способствовать увеличению общих запасов. Небезынтересно отметить, что к выводу о большей перспективности месторождения Узень на основании совершенно иных данных — об отражательной способности углистых включений — пришел И. И. Аммосов (1967).

Сравнение покрышек и разделов между нефтяными пластами показывает, что они содержат неодинаковые комплексы глинистых минералов, иногда существенно различающиеся между собой. Одним из отличий служит присутствие в разрезах из числа набухающих компонентов в одних случаях только монтмориллонита, в других — монтмориллонита совместно со смешаннослойным образованием или только последнего. Наши представления об особенностях ассоциаций глинистых минералов продуцирующих битум толщ, изложенные выше, приводят к выводу, что при втором варианте мы имеем дело с битумопроизводящими отложениями. Разумеется, максимальной сорбционной емкостью и наилучшими качествами покрышки обладают при развитии в них монтмориллонита. Преобразование последнего в ходе гидрогенизации рассеянного органического вещества вызывает его превращение в гидрослюду, у которой емкость поглощения примерно в четыре раза меньше, чем у исходного минерала — монтмориллонита. Возникающие на промежуточных стадиях трансформации смешаннослойные образования, очевидно, обладают промежуточными свойствами, в том числе и емкостными. Емкость поглощения гидрослюдизированного монтмориллонита, следовательно, всегда оказывается меньшей, чем у неизмененного монтмориллонита. Отсюда нетрудно сделать заключение, что чем интенсивнее битумообразование и сопровождающий его процесс гидрослюдизации монтмориллонита, тем меньшей будет емкость поглощения глинистого вещества и, как следствие, тем существеннее снижается надежность продуцирующих битум толщ, служащих разделами между нефтяными пластами.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Зависимость состава ассоциаций глинистых минералов и комплексов малых элементов в них от условий седиментации определяет возможность и необходимость использования результатов изучения глинистых минералов и малых элементов для восстановления природных условий геологического прошлого.

2. Фациальные обстановки, благоприятные для формирования коллекторов и покрышек, определяют характерные особенности содержащихся в них ассоциаций глинистых минералов и комплексов малых элементов и с этой точки зрения должны быть диаметрально противоположными.

3. Наилучшими коллекторскими свойствами, при прочих равных усло-

виях, должны обладать песчано-алевритовые породы континентального происхождения, накопившиеся в гумидной климатической зоне, глинистое вещество которых представлено преимущественно каолинитом. Наименьшей проницаемостью и, соответственно, наибольшей надежностью обладают покрышки, сложенные глинистыми породами, накопившимися в щелочных условиях, свойственных морским бассейнам. Такие глины отличаются постоянным присутствием и часто высоким содержанием набухающих компонентов (монтмориллонитов и смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового состава), высокими (больше 1) значениями отношения стронция к барию. Однако для объективной оценки коллекторов и покрышек результаты изучения глинистых минералов и малых элементов в них должны учитываться обязательно в комплексе с данными о других литологических особенностях пород.

4. Задачу дальнейших исследований должно составить уточнение полученных данных по более обширной территории, с охватом более широкого стратиграфического диапазона.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амирханов Ш. Х. Геохимическая характеристика малых элементов в нефтеносных мезозойских отложениях юго-западного и западного Узбекистана и их корреляционное значение. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1963.
- Амосов И. И. Литификация и нефтеносность. В сб. «Петрология углей и парагенез горючих ископаемых». М., изд-во «Наука», 1967.
- Габрильян А. М., Злус И. Д., Климова Л. Т., Макарова Л. Н., Тихомирова Г. И., Соломошкин В. А., Абрамова Л. Б., Трофимук И. А., Никитина Р. Г., Саркисян И. С. Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М., изд-во «Наука», 1965.
- Гофман Е. А., Павлова М. М., Алексеева Л. В., Забелина Т. Н., Цагурова А. А. Новые данные по стратиграфии юры и мела Южного Мангышлака. В сб. «Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака». М., изд-во «Наука», 1969.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959.
- Грим Р. Е. Минералогия и практическое использование глин. М., изд-во «Мир», 1967.
- Злус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., изд-во «Наука», 1966.
- Катченко С. М. Спектральный анализ горных пород. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Катченко С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. — Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 143.
- Климова Л. Т., Макарова Л. Н., Тихомирова Г. И. Литология и фации верхнемеловых отложений Мангышлака. М., изд-во «Наука», 1969.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., изд-во «Недра», 1967.
- Стратов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. М., изд-во «Недра», 1967.
- Черников О. А. О некоторых процессах вторичного преобразования песчано-алевритовых пород юры Южного Мангышлака в связи с оценкой их коллекторских свойств. В сб. «Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака». М., изд-во «Наука», 1969.

## СОДЕРЖАНИЕ

Э. В. Дензгин. Обзор представлений о характере превращения складчатых областей в молодые платформы . . . . .	3
А. И. Летавин. Основные черты строения палеозойского фундамента западной части Туранской плиты . . . . .	12
Э. В. Дензгин. Геология естественных обнажений пермских и триасовых отложений эпигерцинской платформы юга СССР и обрамляющих ее горных сооружений . . . . .	27
Л. М. Савельева. Литолого-стратиграфическая характеристика пермских и триасовых отложений Предкавказья и Крыма (по данным глубокого бурения) . . . . .	54
А. И. Летавин. Перспективы нефтегазоносности пермо-триасового комплекса эпигерцинской платформы юга СССР и сопредельных территорий . . . . .	69
Н. А. Крылов. Формационные ряды чехла молодых платформ . . . . .	85
✓ А. К. Мальцева, Н. А. Крылов. Распределение коллекторских толщ и покрышек в разрезе юрских отложений эпигерцинской платформы юга СССР и некоторые закономерности размещения скоплений нефти и газа . . . . .	96
И. Д. Зхус, Л. Н. Макарова, И. М. Пацула, О. А. Черников. Об использовании результатов исследования глинистых минералов и малых элементов в них для изучения коллекторов и покрышек (на примере юрских отложений Мангышлака) . . . . .	103

**Обзор представлений о характере превращения складчатых областей в молодые платформы.** Денъгин Э. В. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)» 1970 г.

В вопросе об окончании геосинклинального этапа развития складчатых областей и превращении их территорий в молодые платформы существуют две точки зрения. Призывая значительные отличия этой стадии развития, часть исследователей все же относит ее или к геосинклинальному, или к платформенному этапу; другие подчеркивают ее самостоятельность, выделяя переходный, или промежуточный, этап развития. Основными чертами переходного этапа является отсутствие интрузивного магматизма, меньшая интенсивность движений по сравнению с геосинклинальным, но большая, чем в платформенный этап. Длительность переходного этапа различна в отдельных районах молодых платформ. На примере эпигерцинской платформы юга СССР показано, что степень интенсивности движений по площади разнообразна. Окончательная стабилизация территории молодых платформ происходила быстрее в районах, прилегающих к зонам альпийской складчатости, и медленнее в областях, пограничных с древними платформами или зонами каледонского тектогенеза. На границах платформ формировались специфические прогибы, которые частично были переработаны альпийским тектогенезом в районах, прилегающих к альпийской складчатости области. Таблицы 2. Библ. 72 назв.

УДК 551.24:551.73(575.0)

**Основные черты строения палеозойского фундамента западной части Туранской плиты.** Летагин А. И. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

Складчатый фундамент Туранской плиты — гетерогенное погребенное геосинклинальное сооружение, связанное с основными складчатыми системами — уралидами, тяньшаньскими и др. На основании комплексного использования геофизических и геологических материалов делается попытка детального расчленения фундамента с целью выделения отдельных структурных зон и их увязки со структурой платформенных комплексов. Выделены складчатые зоны и жесткие массивы, дана их детальная геолого-геофизическая характеристика, высказаны предположения о характере их геосинклинального развития. Жесткие массивы подразделены на два типа — «осколки» древней платформы и жесткие массивы периклинальных замыканий складчатых систем. Библ. 26 назв. Иллюстрация 1.

УДК 551.736+551.761(497+498+47—13+581)

**Геология естественных обнажений пермских и триасовых отложений эпигерцинской платформы юга СССР и обрамляющих ее горных сооружений.** Денъгин Э. В. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

Описаны стратиграфическое расчленение разрезов, характер тектонического строения и взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими комплексами естественных обнажений пермских и триасовых отложений Карпат, Балкан, Добруджи, Горного Крыма, некоторых районов Большого Кавказа, Мангышлака, Туаркыра, Северного Афганистана, некоторых районов Тянь-Шаня. Для каждого района приводятся формационные ряды (вулканогенные, молассовые терригенно-карбонатные, углосланцевые и морские сероцветные формации). Пермские и триасовые отложения естественных обнажений во многих случаях хорошо сопоставляются с одновозрастными образованиями, вскрытыми скважинами на территории эпигерцинской платформы, где могут быть выделены такие же формации и формационные ряды. Для всего региона характерно широкое распространение терригенно-карбонатных и сероцветных морских формаций в верхней части разреза западных районов и тонких моласс — в восточной. Несмотря на положение в различных тектонических зонах, пермские и триасовые отложения эпигерцинской платформы в некоторых случаях обнаруживают большое сходство по литологическому составу и мощности с одновозрастными образованиями альпийской складчатой области. Библ. 63 назв. Иллюстраций 4.

УДК 551.5:551.736+551.761(471.6)

**Литолого-стратиграфическая характеристика пермских и триасовых отложений Предкавказья и Крыма (по данным глубокого бурения).** Савельева Л. М. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

До последнего времени литолого-стратиграфической характеристике пермо-триасовых пород уделялось мало внимания. Обобщающие работы этого плана отсутствовали. В статье сделана попытка на основании петрографических немногочисленных фаунистических данных стратифицировать триасовые отложения Предкавказья и проследить их распространение по площади. Верхнепермско-нижнетриасовые отложения представлены грубой красноватой молассой и развиты в пределах Западного, Центрального и Восточного Предкавказья. Среднетриасовые сероцветные терригенные образования развиты в Западном Предкавказье и красочетные песчано-глинистые — в Центральном и Восточном. Верхнетриасовые отложения распространены наиболее широко. Это морские сероцветные образования, присутствующие на территории Западного, Восточного (осевая часть Мангышского прогиба) и частично Центрального Предкавказья. В верхнетриасовых отложениях выделяются две пачки: нижняя ( $T_3$ ) — песчано-глинистая, развитая в основном в пределах Западного Предкавказья, и верхняя ( $T_2$ ) — глинисто-карбонатная, распространенная по всей территории Предкавказья. Библ. 12 назв. Иллюстраций 5.

**Перспективы нефтегазоносности пермо-триасового комплекса эпигерцинской платформы юга СССР и сопредельных территорий.** Летава И. А. И. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

Общая оценка перспектив нефтегазоносности пермо-триасовых отложений позволила выделить на территории эпигерцинской платформы юга СССР высокоперспективные, перспективные, малоперспективные и бесперспективные территории. К высокоперспективной территории отнесена Ломская впадина и западная часть Предбалканья в Болгарии, к перспективным — значительная часть Мизийской плиты, присевая часть Предобружского прогиба, Ейско-Бережанский и Северо-Азовский валы, Староминско-Ленинградская зона, западная часть Восточно-Кубанского прогиба, Расшеватский район в Центральном Предкавказье и присевая зона Восточно-Маньчжунского прогиба в Восточном Предкавказье, Южный Мангышлак и часть Южного Устюрта, Юго-Восточная Туркмения, Заунгузский и Дарьялык-Дауданский прогибы, бортовые части Актумсунского поднятия, центральная и западная части Северо-Устюртского прогиба.

В малоперспективные территории включены Северо-Болгарское поднятие, ряд территорий Предгорного и Степного Крыма, южные части Адыгейского выступа и Северо-Ставропольского вала, бортовые зоны и западная часть Маньчжунского прогиба в пределах Предкавказья, в пределах Средней Азии — южные бортовые части Жазгурлинского и Ассак-Ауданского прогибов, присевая зона Верхнеузбойского прогиба, северный и восточный борты Центрально-Каракумского свода, южная часть юго-восточной Туркмении.

К бесперспективным отнесены территории, где пермо-триасовые отложения выведены на дневную поверхность и промыты. Выделяются территории для постановки первоочередных поисковых и разведочных работ. Библ. 24 назв. Иллюстраций 2.

УДК 551.24

**Формационные ряды чехла молодых платформ.** Крылов Н. А. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

Сопоставление формационных рядов некоторых молодых платформ показывает их существенное сходство, которое проявляется и в наборе формаций платформенных комплексов и в порядке смены формаций по разрезу. Выделены и описаны следующие главные типовые формации чехла молодых платформ: платформенная известняковая, мергельно-меловая, карбонатно-терригенная, кремнисто-терригенная, эвапоритовая, глинистая, песчано-глинистая, песчано-глинистая глауконитовая, песчано-глинистая угленосная, песчано-глинистая пестроцветная.

Анализ формационных рядов указывает на цикличность геологического развития молодых платформ. На фоне единого мезо-кайнозойского мегацикла выявляется цикличность второго порядка, которая выражена в строении формационных рядов менее четко. Циклы второго порядка асинхронны, обычно характеризуются неполнотой развития, количество таких циклов не является строго постоянным в различных частях молодых платформ.

Проводится сравнение формационных рядов молодых и древних платформ, и выявляются различия между ними, которые объясняются большей подвижностью молодых платформ и, в частности, наличием здесь активных высокоамплитудных и быстро размывавшихся поднятий.

Рассматривается вопрос о пространственной связи типовых формаций с различными категориями структур чехла молодых платформ, а также вопрос о связи кинематики структур чехла с цикличностью, выявляемой при анализе формационных рядов. Таблица 1. Библ. 19 назв. Иллюстраций 2.

УДК 551.252+553.981/982:551.862(47—13)

**Распределение коллекторских толщ и покрышек в разрезе юрских отложений эпигерцинской платформы юга СССР и некоторые закономерности размещения скоплений нефти и газа.** Мальцева А. К., Крылов Н. А. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.

Рассматриваются особенности стратиграфического размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Туранской плиты и Предкавказья. Показана зависимость нефтегазоносности мелового комплекса от распространения мощных непроницаемых толщ (региональных покрышек) в верхней части разреза юры. Наблюдаемая зависимость связывается с тем, что нефтегазопроизводящими на эпигерцинской платформе юга СССР являются главным образом юрские отложения, а залежи в меловом комплексе формируются за счет вертикальной миграции углеводородов из отложений юры.

Приведены примеры, иллюстрирующие значение региональных покрышек в других частях мезо-кайнозойского разреза для стратиграфического диапазона нефтегазоносности и концентрации запасов в продуктивных горизонтах, залегающих непосредственно под региональными покрышками.

Залежи нефти и газа в юрских отложениях эпигерцинской платформы юга СССР связаны с определенными литолого-фациальными комплексами (фациальными зонами). В качестве основной причины зависимости нефтегазоносности от фациальных условий выдвигается связь распространения и качества коллекторов и покрышек с литолого-фациальными комплексами. Библ. 7 назв. Иллюстраций 3.

**Об использовании результатов исследования глинистых минералов и малых элементов в них для изучения коллекторов и покрышек (на примере юрских отложений Мангышлака). Зхус И. Д., Макарова Л. Н., Пацула И. М., Черников О. А. «Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)», 1970 г.**

На примере нефтегазоносных отложений юры Мангышлака показана возможность палеогеографических реконструкций геологического прошлого по данным исследования ассоциаций глинистых минералов и малых элементов в них. Учитывая различия во влиянии разных глинистых минералов на фильтрационные свойства пород, определены специфические фациальные обстановки для формирования благоприятных коллекторов и покрышек. Но так как коллекторские свойства и, в том числе, фильтрационные способности пород определяются комплексом литологических особенностей, при оценке коллекторов и покрышек необходимо учитывать весь комплекс литологических характеристик. Так, несмотря на относительно благоприятный состав глинистого вещества в коллекторах нижней юры, в составе которого преобладает каолинит, характеризующийся низкой сорбционной способностью, коллекторские свойства этих отложений значительно ниже, чем верхнеюрских песчаников и алевролитов, в глинистой примеси которых преобладают разбухающие компоненты с высокими сорбционными способностями. Это объясняется вторичными преобразованиями лейасовых песчаников и алевролитов, которые находятся в прямой зависимости от глубины залегания пород. Качество покрышек зависит от содержания в глинах набухающих компонентов, и поэтому покрышки верхней юры значительно более надежны, чем глинистые прослои нижележащих отложений. Библ. 14 назв. Иллюстраций 2.



**Геологическое строение  
и нефтегазоносность молодых платформ  
(Прекавказье, Средняя Азия и др.)**

*Утверждено к печати*

*Институтом геологии и разработки горючих ископаемых  
Министерства нефтяной промышленности СССР*



Редактор Пергамент М. А.

Редактор издательства Никитина Н. А.

Технические редакторы: Волкова В. В. и Анурова Т. И.

Сдано в набор 10/IV 1970 г. Подписано к печати 29/IX 1970 г.

Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Печ. л. 7,5 ± 2 вкл. Усл. печ. л. 12,05

Уч.-изд. л. 11,7 Тираж 900 Т-14476 Тип. зак. 365

Цена 1 р. 17 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва Г-99, Шубинский, 10

# ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
13	3 стр.	геолого-географические	геолого-геофизические
16	5 стр.	прогиба значительно	прогиба происходило значительно
58	7 стр.	10 000 м	1000 м
104	17 стр.	1968	1969
109	28 стр.	0,992%	0,002%
111	26 стр.	Чернылов	Черников

Заказ № 366