



R. G. GARETSKY

TECTONICS  
OF YOUNG PLATFORMS  
OF EURASIA

*Transactions, vol. 226*



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»  
Moscow 1972

Р. Г. ГАРЕЦКИЙ

ТЕКТОНИКА  
МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ  
ЕВРАЗИИ

*Труды, вып. 226*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1972

Тектоника молодых платформ Евразии. Гарецкий Р. Г. Труды ГИН, вып. 226. М., «Наука», 1972 г.

В работе обосновывается выделение молодых платформ как особой категории основных тектонических структур земной коры, наиболее близкой к древним платформам, но имеющей ряд существенных отличий. Описываются границы, размеры, формы и основные черты тектоники молодых платформ Евразии, освещается вопрос о состоянии их изученности и о методах, применяемых для познания их строения. Дается анализ особенностей строения и развития молодых платформ, при этом рассматриваются структурные комплексы фундамента, формации чехла, магматизм, структурные ярусы, типы структур чехла, разломы, соляные структуры, унаследованные и наложенные структуры чехла, размах и интенсивность тектонических движений, вопросы преобразования молодых платформ в другие основные тектонические элементы земной коры, глубинное строение. Приводится сравнение тектоники чехла молодых и древних платформ и определяются тектонические закономерности размещения некоторых полезных ископаемых на молодых платформах. Таблиц 3. Иллюстраций 83. Библ. 1017 назв.

Редакционная коллегия

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),  
академик *В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

академик *А. Л. Яншин*

Editorial board

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),  
Academician *V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsible editor

Academician *A. L. Janshin* ,

## ВВЕДЕНИЕ

Важнейшей проблемой современной тектоники является изучение пространственных и хронологических закономерностей расположения основных структур земной коры. Эта проблема тесно сопрягается с задачей выяснения главных черт строения и развития основных типов тектонических структур. С указанной точки зрения такие типы структур, как древние платформы, краевые прогибы и другие, были разносторонне изучены и обстоятельно описаны. Примером таких обобщающих работ по тектонике древних платформ могут служить широко известные исследования Н. С. Шатского, по тектонике краевых прогибов — монография Ю. М. Пушаровского (1959) и т. п. Настоящая работа является попыткой подобного освещения молодых (эпипалеозойских) платформ как одного из основных типов земной коры.

Молодые платформы занимают в пределах Евразии, особенно в СССР, обширные пространства, не уступающие площадям древних платформ. Однако до последнего десятилетия их геологическая и геофизическая изученность оставалась несравненно более слабой. К настоящему времени положение изменилось. Молодые платформы в связи с открытием в их пределах различных полезных ископаемых, в первую очередь уникальных и крупных месторождений нефти и газа, стали объектами разносторонних и детальнейших исследований. Накопившийся обширный фактический материал обусловил появление ряда статей и монографий, освещающих строение отдельных плит или их крупных участков, а также посвященных некоторым общим вопросам строения и развития молодых платформ. Вместе с тем многие проблемы, касающиеся тектоники и закономерностей развития этих структурных образований, продолжают оставаться недостаточно исследованными. Автор решил подойти к решению этих проблем на основе рассмотрения соответствующих примеров в масштабе всей Евразии, чего до сих пор не делалось. В данной работе на материале Евразии анализируются основные черты строения молодых платформ, приводится сравнение их с древними платформами и выясняется правомерность отнесения тех и других к единой категории основных структур земной коры.

Долгое время изучая тектонику Туранской плиты, автор вместе со своими коллегами под руководством А. Л. Яншина сделал ряд обобщений по строению и развитию этого структурного элемента как тектонотипа молодых плит (Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Гарецкий, 1964; Вольвовский и др., 1964, 1965, 1966). Однако только на основании сравнительно-тектонического анализа, основоположниками которого были Г. Штилле за рубежом и Н. С. Шатский в нашей стране, можно выявить общие особенности строения и развития крупных тектонических единиц земной коры. Поэтому в дальнейшем пришлось провести такой анализ всех молодых платформ Евразии, результатом которого и является настоящая монография. Естественным этапом, предшествующим этому исследованию, была

работа над составлением Тектонической карты Евразии и монографии «Тектоника Евразии», вышедшими в 1966 г. под общей редакцией А. Л. Яншина. В этой работе А. Л. Яншину, В. Н. Соболевской, А. Е. Шлезингеру и мне было поручено обобщение материалов по молодым платформам Евразии, результатом чего явился, кроме названных выше, ряд работ (Соболевская, 1963а, 1964, 1965; Яншин, 1965а; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965; Garetsky, 1966; Гарецкий, Яншин, 1966; Гарецкий, 1968; Шлезингер, 1968, 1969).

При сравнительно-тектоническом изучении молодых платформ Евразии главное внимание было уделено строению тех их областей, в пределах которых развит чехол. Области выходов на поверхность пород фундамента детально не исследовались, так как изучение последних представляет специальную задачу со своими специфическими методами. Это обстоятельство отразилось и на данной работе, в которой в основном описана тектоника территорий распространения чехла.

В монографии вначале дается общее понятие о молодых платформах, описываются границы, размеры и формы молодых платформ Евразии, а также их основные структурные элементы. В следующей краткой главе освещается вопрос о состоянии изученности тектоники молодых платформ и о методах, применяемых для познания их строения. В наиболее значительной по объему главе III приводится описание тектоники основных структурных единиц молодых платформ Евразии, которое дается по следующей схеме: границы, размеры и форма данного структурного элемента; основные черты тектоники структурных комплексов фундамента; структура подошвы чехла; структурные ярусы и подъярусы чехла с характеристикой формаций и магматизма; морфология и типы структур чехла; анализ тектонических движений; взаимоотношение структур чехла и фундамента; глубинное строение земной коры; история тектонического развития. Также большая глава IV посвящена анализу общих особенностей строения и развития молодых платформ. В следующих главах рассматривается глубинное строение земной коры молодых платформ, дается сравнение тектоники древних и молодых платформ и обсуждается значение изучения тектоники молодых платформ для прогноза поисков некоторых полезных ископаемых в их чехле и фундаменте. В заключении перечисляются некоторые нерешенные вопросы тектоники молодых платформ.

В процессе работы над монографией я пользовался советами многих сотрудников отделов тектоники Геологического института АН СССР. Ряд замечаний и рекомендаций сделали А. А. Борисов, В. С. Журавлев, П. Н. Кропоткин, А. М. Лейтес, М. В. Муратов, М. С. Нагибина, В. Д. Наливкин, Е. В. Павловский, Ю. М. Пуцаровский и А. Е. Шлезингер. Цепные материалы получены мною от И. С. Вольвовского, Н. А. Крылова, А. И. Летавина, Л. Г. Плахотного, Л. М. Савельевой, Р. Б. Сапожникова и В. И. Шрайбмана. Всем перечисленным товарищам я искренне признателен. В особенности я благодарен А. Л. Яншину за постоянные консультации и неизменную помощь. В течение кратковременных посещений Германской Демократической Республики, Болгарии и Румынии я смог ознакомиться со строением Субгерцинской и Тюрингской впадин, а также Мизийской низменности, Балкан и Добруджи. В этом большое содействие оказали К.-Б. Юбитц, Г. Мобус, Г.-Ю. Тешке, Хр. Спасов, М. Ганев, П. Даракчиев, Э. Аврам, Д. Патрулиус и др. Пользуюсь случаем еще раз поблагодарить их. Большую помощь в оформлении монографии оказали В. П. Уткина и В. Г. Николаев, которым я весьма признателен.

## Глава I

### МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ ЕВРАЗИИ, ИХ ГРАНИЦЫ, РАЗМЕРЫ, ФОРМЫ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Впервые термин «платформа»<sup>1</sup> (правда, в морфологическом смысле) употребил Э. Ог (Haug, 1900). В русскую геологическую литературу этот термин («plateforme» — буквально «плоская форма» — франц.), который применялся французскими географами для обозначения равнин, ввел А. П. Карпинский (1919). Современное структурное значение термин «платформа» получил только после работ А. Д. Архангельского (1923, 1932, 1941).

Поскольку платформы в истории развития Земли образовывались в разное время, они имеют различный возраст. А. Д. Архангельский вслед за Э. Зюссом<sup>2</sup> (Suess, 1912) называл платформы по возрасту складчатости их основания — докембрийскими, палеозойскими. М. М. Тетяев (1934, 1938) различал платформы по возрасту складчатости прилегающей более молодой геосинклинальной области. Н. С. Шатский (1946а) предложил возраст платформ определять временем складкообразования, в конце которого окончательно сформировалась данная платформа, но с прибавлением приставки «эпи» (над) — эпирифейская, эпикаледонская, эпигерцинская и т. д.

Докембрийские платформы еще Э. Зюсс (Suess, 1909) называл древними (Urtafel). Этот термин получил широкое распространение. Платформы, возраст складчатости основания которых палеозойский, Н. С. Шатский (1935, 1938) в противоположность древним, имеющим докембрийский складчатый фундамент, предложил называть молодыми. Следует отметить, что Н. С. Шатский в более поздних работах, а вслед за ним и другие исследователи (Яншин, 1951, 1965а, Гарецкий, Шлезингер, Яншин 1965, и др.), говоря о первом употреблении термина «молодые платформы», обычно ссылаются на опубликованную в 1938 г. статью Н. С. Шатского «О тектонике Центрального Казахстана». В действительности же Н. С. Шатский этот термин применил значительно раньше, еще в 1935 г., в статье о тектонике Арктики.

Вопрос об истории термина «молодые платформы» и правомерности его употребления подробно рассмотрел А. Л. Яншин (1965а).

<sup>1</sup> О становлении понятия «платформа» см. статью Л. Н. Лордкипанидзе (1963).

<sup>2</sup> Э. Зюсс (Suess, 1909) области земной коры со спокойным залеганием слоев и равнинным рельефом называл не платформами, а плитами. Оба эти термина долгое время употреблялись как синонимы, причем А. П. Карпинский (1919) в территорию плиты не включал щиты, а А. Д. Архангельский (1941) считал последние принадлежащими к плите или платформе. Н. С. Шатский (1947) противопоставил плиты щитам и их совокупность называл платформами. С тех пор такая точка зрения в нашей геологической литературе стала общепринятой.

Г. Штилле (Stille, 1924) древние платформы называл «кратонами», а области с послепротерозойским фундаментом — «квазикратонами». Кобер (Kober, 1942) предложил за древними платформами сохранить термин «кратон», а области с палеозойским складчатым основанием называть «кратогенами», которые он считал промежуточными между «кратонами» и «орогенами». Однако оба эти термина для обозначения молодых платформ в нашей геологической литературе употребляются редко.

В. Е. Хаин (1954) предложил различать эоплатформы (послеархейские), палеоплатформы (послепротерозойские), мезоплатформы (послекаледонские) и неоплатформы (послегерцинские). Вместе с тем В. Е. Хаин (1964) применял названия древние и молодые платформы.

В настоящее время в советской геологической литературе для платформ с палеозойским складчатым фундаментом наиболее употребительным является термин «молодые платформы», а также «эпипалеозойские (эпикаледонские и эпигерцинские) платформы».

Однако некоторые исследователи отрицают существование молодых платформ. Ю. М. Шейнманн (1955, 1959) считает, что следует выделять платформы (древние) и «области завершенной складчатости», которые структурно соответствуют территориям молодых платформ. Т. Н. Спизарский (1962) области, соответствующие молодым платформам, назвал «регионами анорогенного развития». В дальнейшем Т. Н. Спизарский (1964, 1968) среди «регионов проявления режима континентальной коры» выделил вслед за Ю. М. Шейнманном «регионы завершенной складчатости» и «континентальные платформы», имея в виду под последними только древние платформы. «Регионы завершенной складчатости» он подразделил на «орогенные области», развившиеся под воздействием восходящих движений, и «койлогенные области» (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская и Большеземельская), развившиеся под воздействием нисходящих движений. Исследователи, отрицающие существование молодых платформ, не учитывают в достаточной степени неизбежной эволюции однотипных тектонических элементов в истории Земли, а в связи с этим не обращают внимания на принципиальное сходство строения древних и молодых платформ и видят только различия между ними. В частности, они подчеркивают такие особенности строения рассматриваемых структур, как широкое развитие явления унаследованности, значительная интенсивность тектонических движений, якобы отсутствие четких границ и характерных для платформ тектонических форм — щитов и т. д.

По мнению Ю. М. Шейнманна, «области завершенной складчатости» принципиально отличаются от «настоящих» (т. е. древних платформ). Контуры платформ, в отличие от «областей завершенной складчатости», являются наложенными на их внутренние древние структуры и с ними не связаны. Особенностями «областей завершенной складчатости» является отчетливая унаследованность их позднейшего структурного плана от древних складчатых структур, а также большая активность дислокаций чехла.

А. Л. Яншин (1965а), критикуя эти взгляды, привел большое количество убедительных примеров пересечения простираний зон палеозойских и более молодых складчатостей. Унаследованность структурного плана и большая интенсивность дислокаций чехла — характерные черты молодых платформ, как более высокостоящей единицы эволюционного ряда структур одной группы.

В некоторых случаях верхняя часть чехла древней платформы и чехол молодой по структуре и формациям бывают весьма сходны между собой, что вместе с большой глубиной погружения фундамента вызывает те огромные трудности, с которыми приходится сталкиваться при установлении границ между платформами в некоторых районах (восточная часть Западно-Сибирской плиты, Северо-Германская низменность, Прикаспийско-Устьуртский район и др.).

В. Н. Соболевская (1964), Ю. А. Косыгин и А. А. Трофимук (1965) также считают, что «молодые платформы» как особый структурный элемент земной коры выделены быть не могут. Этот вывод они обосновывают тем, что молодые платформы, в отличие от древних, якобы не имеют четких границ, протягиваясь от океана до океана и в их пределах отсутствуют такие характерные для платформ структуры, как щиты. Древнюю платформу они определяют как обширный плоский купол, со всех сторон ограниченный синхронными чехлу или его частям складчатыми системами. Молодая же платформа, по их мнению, не имеет подобной четкой морфологической характеристики.

Как будет видно ниже, молодые платформы и в современных и в исторических контурах имеют вполне определенные четкие границы. Правда, в геологическом прошлом некоторые молодые платформы имели огромные размеры и действительно протягивались от океана до океана. Но то же самое можно сказать и о некоторых древних платформах. Так, Африканская древняя платформа в настоящее время протягивается от Атлантического до Индийского океана, а ранее она представляла собой одно целое с Индийской древней платформой и образовывала еще более обширный материковый блок. Альпийской геосинклинальной областью и структурами дна Аравийского моря эта огромная древняя платформа была разделена на две части — Африканскую и Индийскую.

Как подробно обосновал Б. А. Петрушевский (1955), территория Центрального Казахстана по размерам, орографии, истории развития, соотношению с прилегающей территорией плиты и отчасти даже по характеру ограничений вполне может быть сопоставима с Балтийским щитом древней Восточно-Европейской платформы. В течение мезозоя и кайнозоя эта территория, в противоположность соседним Туранской и Западно-Сибирской плитам, представляла собой щит молодой платформы. К такому выводу еще в 1935 г. пришел Н. С. Шатский (1963, стр. 436), который писал: «...Урало-Сибирская складчатая страна, превратившись в плиту, испытала то же расчленение на районы поднятий и опусканий, которое характеризует и более древние плиты. Так, поднятую Казахскую складчатую страну можно сравнить с докембрийскими щитами Финляндии и Украины, а соседние с ними прогибы — с впадинами Русской платформы».

В. Н. Соболевская (1964) считает, что могут быть выделены «молодые платформенные области», которые она очерчивает вполне определенными границами. По существу это те же молодые платформы. Только в их состав не следует включать области эпиплатформенного орогенеза, которые представляют собой самостоятельную новую категорию основных тектонических единиц земной коры, возникшую на части территории как древних, так и молодых платформ (Мирчинк, 1940; Николаев, 1952; Белоусов, 1962; Хаин, 1964 и др.).

Молодую платформу можно определить как крупную платформенную структуру земной коры, которая хотя бы с одной стороны ограничена синхронными чехлу или его частям складчатыми системами.

В пределах Евразии имеются обширные области земной коры, которые характеризуются палеозойским складчатым фундаментом и мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом и которые, следовательно, могут быть отнесены к молодым платформам. Такой же характеристикой обладает ряд относительно небольших по площади участков, которые могут быть отнесены к категории или молодых платформ, или срединных массивов. Последними А. Л. Яншин называет «...участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области» (Яншин, 1965б, стр. 33). Разделение платформ и срединных массивов лучше всего проводить не по размерам, а по возрасту обрамляющих

складчатых сооружений. «Если участок платформенного строения ограничен разновозрастными складчатыми сооружениями, то его следует называть платформой как бы мал он ни был. Срединными массивами подобные участки следует называть только в том случае, если они лежат внутри области складчатости одного возраста, т. е. окружены складчатыми системами, возникшими приблизительно в одно и то же время» (Яншин, 1965б, стр. 22).

Основываясь на отмеченном принципе, в пределах Евразии можно выделить шесть молодых платформ (рис.1): Иберийскую, Западно-Европейскую, Апулийскую, Центрально-Евразийскую<sup>1</sup>, Дунбейскую (Маньчжурскую) и Катазиатскую (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965; Garetsky, 1965; Гарецкий, Яншин, 1966).

На крайнем юго-западе Европы расположена Иберийская платформа. На юге и востоке она по краевым швам граничит с Бетско-Балеарской альпийской дугой, причем отдельные ее участки, прилегающие к этой дуге, вовлечены в опускание Предбетского краевого прогиба. На севере также краевыми швами Иберийская платформа отделена от альпийского складчатого сооружения Пиренеев, на границе с которым развит узкий краевой прогиб Эбро. Далее, к северу, на линии подводного продолжения Пиренеев, расположена глубоководная впадина Бискайского залива, представляющая собой восточный угол обширной Западно-Европейской океанической плиты. К югу от нее, в прилегающих областях дна Атлантического океана находится Иберийская плита (Тектоника Евразии, 1966). Следовательно, с северо-запада и запада Иберийская платформа граничит с Западно-Европейской и Иберийской молодыми океаническими плитами неоталассократона Атлантического океана, лишенными «гранитного» слоя и возникшими в конце мезозоя. Таким образом, Иберийская молодая платформа с юга, востока и северо-востока ограничена альпийскими складчатыми сооружениями, а с запада и северо-запада — молодыми океаническими плитами.

В очерченных выше границах Иберийская платформа имеет форму почти прямоугольного равнобедренного треугольника с прямым углом, образованным юго-западной оконечностью Иберийского полуострова. Его катеты параллельны западному и южному берегам полуострова и равны примерно 1100 км; площадь составляет приблизительно 600 тыс. км<sup>2</sup>.

Отделяясь от Иберийской платформы складчатыми сооружениями Пиренеев, северо-восточнее расположена крупная Западно-Европейская платформа, которая с Пиренейской складчатой системой граничит по краевому шву, на значительном протяжении погребенному под молассами Предпиренейского краевого прогиба. Соответствующая этой платформе область под названием палео-Европы и мезо-Европы давно выделялась на структурных схемах Г. Штилле (Stille, 1920 и др.). На юге она ограничена Альпийским складчатым поясом. Почти на всем протяжении эта граница выражена краевыми швами, вдоль которых развиты краевые прогибы. Спорно положение молодой платформы, остатками которой являются острова Корсика и Сардиния, поднимающиеся над уровнем Сре-

---

<sup>1</sup> Эта молодая платформа, охватывающая Урал, Центральный Казахстан, Западно-Сибирскую и Туранскую низменности, Новую Землю, территорию Карского моря, Таймыр и Северную Землю, ранее нами (Гарецкий и др., 1965) вслед за А. Д. Архангельским называлась Урало-Сибирской. Однако такое название плохо отражает географическое положение входящих в платформу областей, так как крупным ее «аппендиксом» следует считать Донбасс, Скифскую плиту, массив Добруджи и Мизийскую низменность. В то время, когда А. Д. Архангельский давал ей такое название, принадлежность этой части к молодой платформе была спорной. Если учесть то, что рассматриваемая молодая платформа расположена в самом центре материка Евразии, ее лучше всего называть Центрально-Евразийской. К такому же мнению независимо от нас пришел Н. А. Крылов (1968 г.), назвав эту платформу Центрально-Евразийской.

диземного моря. Некоторые геологи (например, Г. Штилле) отделяли ее от Западно-Европейской платформы полосой альпид, протягивающейся от Прованса к Пиренеям. Однако нам (Гарецкий, Яншин, 1966) кажется более правильным представление о том, что такого рода соединений альпийских складчатых структур не существует и что так называемая Корсардиния представляет собой южный небольшой «аппендикс» Западно-Европейской платформы. Если это так, то этот участок платформы граничит, кроме Альпийской складчатой области, с Тирренской и Алжиро-Прованской глубокоководными котловинами центральной части Средиземного моря. Далее на северо-запад от Пиренеев граница Западно-Европейской платформы (уже подводная) идет по краю одноименной молодой океанической плиты. На северо-западе она граничит с затопленной древней платформой Эриа, окраина которой видна в Шотландии и на Гебридских островах. На севере Западно-Европейская платформа сочленяется с молодой океанической плитой Нансена, которая протягивается западнее хр. Ломоносова, а на северо-востоке — с затопленной древней Баренцевой платформой. Указанные отрезки подводной границы Западно-Европейской платформы проводятся несколько условно, так как дно Атлантического и Северного Ледовитого океанов исследовано еще слабо.

На востоке рассматриваемая молодая платформа граничит с древней Восточно-Европейской платформой. В Скандинавии эта граница проходит по краевому шву, по которому скандинавские каледониды далеко надвинуты в сторону Балтийского щита на 20—40 км, а по последним данным (Богданов, 1961, 1964) — даже до 100 км. Проведение границы между молодой и древней платформами под чехлом Польской и Северо-Германской низменностей уже много лет вызывает большие споры среди геологов. Различные точки зрения по этому поводу подробно разобрали Г.-Р. Гертнер (Gaertner, 1960), А. А. Богданов (1961, 1962, 1964, 1968), Г. Кёльбель (1964; Kölbel, 1959), Д. Зноско (Znosko, 1964), А. А. Богданов, Г. Кёльбель, Е. Зноско и др. (1964), В. С. Журавлев (Shurawlew, 1965).

А. А. Богданов (1964) считает, что в настоящее время возможны два варианта этой границы. По первому варианту она от восточного обрамления Свентокшиских гор следует вдоль Поморско-Куявской зоны поднятий через среднюю часть п-ова Ютландия (Датская борозда) на соединение с фронтом каледонид на юго-западе Норвегии, т. е. примерно по так называемой линии Торнквиста. А. Торнквист (Torngvist, 1910) впервые примерно по этой линии (несколько северо-восточнее) провел границу Восточно-Европейской древней платформы. Затем ее уточнил Г. Штилле (Stille, 1924), и с тех пор она принималась большинством геологов (Bubnoff, 1926; Шатский, 1946а; и др.) как юго-западная граница Восточно-Европейской платформы. Такая же точка зрения отражена и на Тектонической карте Евразии (1966).

По второму варианту граница между платформами проходит значительно южнее, и к древней платформе относятся восток Центральной Англии, южная половина Северного моря и большая часть Польской и Северо-Германской низменностей. Подобный вариант впервые предложил Е. Бейли (Bailey, 1929), и в последнее время с теми или другими изменениями он находит много приверженцев (Богданов, 1961, 1964; Богданов и др., 1964; Shurawlew, 1965; и др.), хотя вопрос о возрасте складчатости докембрийского фундамента в пределах этой территории разными исследователями решается несколько по-разному. Материалы бурения, проведенного в Центральной и Восточной Англии (Богданов, 1964; Даннинг, 1964; Testonic map..., 1966), как будто бы подтверждают второй вариант. Здесь рядом скважин под спокойно залегающими маломощными отложениями мезозоя и палеозоя вскрыты породы докембрия.

Вместе с тем материалы бурения на о. Рюген в ГДР и в Поморском поозерье в Польше проливают дополнительный свет на рассматриваемую

проблему. Уже давно на о. Рюген (мыс Аркона) была пробурена скважина, которая вскрыла сильно дислоцированные (до 50—70°) граптолитовые хлоритизированные сланцы ордовика, перекрытые полого залегающими отложениями триаса. Дислоцированность сланцев ордовика часто объясняли тем, что скважина расположена в зоне разломов, и считали отложения всего палеозоя платформенными. Однако в направлении к югу отсюда под отложениями триаса наблюдается последовательное появление пород перми, различных отделов карбона и девона, причем даже вблизи разломов они залегают очень полого. Породы же ордовика на севере о. Рюген всюду сложно дислоцированы, иногда с обратной последовательностью граптолитовых зон, что говорит об опрокинутом залегании слоев. Вскрытая мощность пород ордовика превышает 2 км (Albrecht, 1967; Franke, 1967; Jaeger, 1967).

В Поморском поозерье несколькими скважинами под пологолежащими отложениями девона вскрыты интенсивно дислоцированные сероцветные песчаники и сланцы силура и ордовика (Modlinsky, 1968; Tomczyk, 1968).

Таким образом данные бурения говорят о том, что в районе о. Рюген и Поморского поозерья (Польша) отчетливо проявлена каледонская складчатость (дислоцированные геосинклинальные породы ордовика и спокойно залегающие отложения девона — перми), и, следовательно, подкрепляют проведение границы платформ по первому варианту. Косвенным подтверждением этому служит тот факт, что за пределы линии Торнквиста не распространяются мощные эффузивные толщи красного лежа, широко развитые как в Польско-Германской впадине, так и во впадинах несомненных варисцид (Субгерцинская, Тюрингская). Кроме того, по той же линии происходит резкая смена геофизических полей по обе стороны от нее. Эти факты свидетельствуют о том, что к юго-западу от линии Торнквиста расположены палеозоиды с рядом более древних (байкальских?) массивов ранней консолидации (Южного Мидленда на востоке Англии, Среднесевероморского, Ютландско-Восточно-Эльбского).

Вполне вероятно, что вдоль линии Торнквиста от Свентокшиских гор до о. Рюген протягивается структура особого рода — ордовикско-силурийский мнгогеосинклинальный трог (длиной более 900 км и шириной около 100 км), который затухает где-то северо-западнее о. Рюген и почти целиком отсекает от Восточно-Европейской древней платформы крупный блок, расположенный на территории Польской и Северо-Германской низменностей, Северного моря и Центральной Англии.

На схеме расположения молодых платформ Евразии (см. рис. 1) восточная граница Западно-Европейской платформы проведена согласно первому варианту. В то же время до более определенного выяснения рассматриваемой проблемы детальное описание Польско-Германской впадины и осложняющих ее структур не приводится. В тектонике платформенного чехла этой впадины основную роль играют соляные структуры, которые затрудняют выяснение строения подсолевых отложений. Это обстоятельство, а также глубокое залегание фундамента и недостаточная геофизическая изученность не позволяют с достаточной убедительностью привлечь материалы по строению платформенного чехла к расшифровке возраста и тектоники фундамента.

Таким образом, Западно-Европейская молодая платформа на юге краевыми швами и развитыми над ними краевыми прогибами отделяется от Альпийской складчатой области. Надвиг скандинавских каледонид и погребенные швы отделяют ее от Восточно-Европейской древней платформы. В пределах дна морей и океанов она граничит с затопленными древними платформами Эриа и Баренцева, с Тирренской и Алжиро-Прованской глубоководными котловинами центральной части Средиземного моря и с океаническими плитами Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Ее края определяются разломами, и поэтому она имеет слож-

ные угловатые очертания. Основная часть Западно-Европейской платформы представляет собой крупный прямоугольник, расположенный на территории Западной и Средней Европы. Его короткие стороны, одна из которых идет по фронту альпид, а другая — по границе с затопленной древней платформой Эриа, имеют длину около 1500 км каждая. Длинные стороны протягиваются по линии Торнквиста и по границе с Пиренеями и далее с океанической плитой на расстояние до 2000 км каждая. От северного угла очерченного выше прямоугольника отходит также прямолинейная полоса, параллельная краю скандинавских каледонид. Ее длина достигает 2000 км; а ширина 500—600 км. От южного конца основного прямоугольника к юго-востоку ответвляется небольшой «аппендикс» Корсардинии. Общая площадь Западно-Европейской платформы составляет примерно 4,3 млн. км<sup>2</sup>.

Самостоятельная, но очень небольшая (площадью около 300 тыс. км<sup>2</sup>) Апулийская молодая платформа протягивается через Южную Сицилию в Апулию и, вероятно, далее под водами западной части Адриатического моря до низовьев р. По и окрестностей Венеции. Большая ее часть затоплена водами Средиземного моря. Почти повсеместно она граничит с Альпийской складчатой областью и лишь на юге — с Восточно-Средиземноморской глубоководной котловиной и Магрибской областью эпплатформенного орогенеза, расположенной в Северной Африке.

В центре Евразии расположена наиболее крупная молодая платформа — Центрально-Евразийская. С юга и востока она окаймляет древнюю Восточно-Европейскую платформу и отделяет ее от Сибирской. Граница южного края Восточно-Европейской древней и Центрально-Евразийской молодой платформ проходит по серии кулисных краевых швов, большей частью погребенных под отложениями мезозоя и кайнозоя. Характер сопряжения этих платформ описан во многих работах (Яншин, 1955, 1962; Лапкин, 1958; Маловицкий, Судариков, 1959; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Журавлев, 1960, 1964, 1966; Яншин и др., 1961; Гарецкий, 1962, 1964; Борисов и др., 1963; Мирчинк и др., 1963; Вольвовский и др., 1966; Авров и др., 1969; и др.).

Также погребенным краевым разломом Центрально-Евразийская платформа отделена от древней Сибирской. Ее западная граница с Восточно-Европейской платформой выражена краевыми швами, над которыми развит хорошо изученный Предуральский краевой прогиб. На севере она уходит на территорию Карского моря и граничит с затопленной древней Баренцевой платформой, океанической плитой Нансена и продолжением сибирских мезозойских платформ под морем Лаптевых. Южная граница Центрально-Евразийской платформы четко выражена краевыми швами по окраине Альпийской складчатой области и в большинстве мест сопровождается полно развитыми краевыми прогибами. В районе Черного моря платформа соприкасается с Центрально-Черноморской котловиной. На юго-востоке, на пространстве от Гиссарского хребта до Кузнецкого Алагау, она примыкает к области молодого эпплатформенного орогенеза Центральной Азии.

Таким образом, Центрально-Евразийская платформа граничит с теми же крупными тектоническими единицами земной коры, что и все предыдущие платформы, а также с мезозойской складчатой зоной. Сочленения платформы с областью эпплатформенного орогенеза и мезозойской складчатой зоной менее резкие, чем некоторые из предыдущих, и в ряде районов весьма спорные. В некоторых местах область эпплатформенного орогенеза постепенно переходит в молодую платформу. На территории Таймыра мезозойская складчатость по простиранию постепенно затухает (Пушаровский, 1961).

Центрально-Евразийская платформа представляет собой неправильный многоугольник с отходящим от одного из его углов длинным «аппендикс-

сом» Скифской плиты, Довбасса, Добруджи и Мизийской низменности. Ее площадь превышает 6,5 млн. км<sup>2</sup>.

На востоке Азии выделяется Дунбейская платформа, которая охватывает северо-восточные провинции Китая, бассейны рек Зеи и Буреи и ту часть Монголо-Охотского герцинского пояса, которая не подверглась эпиплатформенному орогенезу. На юге Дунбейская платформа по краевому шву граничит с древней Северо-Китайской платформой, а на востоке — с мезозоидами Сихотэ-Алиня и на небольшом участке с Япономорской глубокоководной котловиной. На севере ее ограничивают эпиплатформенные хребты Джэгды и Тукурингра. Западный край платформы соответствует линии подножия молодых эпиплатформенных глыбовых поднятий на территории Монголии и Северо-Западного Китая. Дунбейская платформа имеет контур неправильного четырехугольника площадью примерно 1,5 млн. км<sup>2</sup>.

На крайнем юго-востоке Китая расположена еще очень слабо изученная Катазиатская платформа, которая на севере граничит с Северо-Китайской и Южно-Китайской древними платформами и на небольшом участке — с областью эпиплатформенного орогенеза Циньлиня. На юго-востоке она ограничена мезозоидами п-ова Индокитай, а на западе продолжается под водами Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей до области кайнозойского тектогенеза востока Азии и глубокоководных морских котловин. Контур Катазиатской платформы имеет вид неправильного многоугольника площадью примерно 1,4 млн. км<sup>2</sup>.

Из сделанного обзора следует, что в пределах Евразии развиты как относительно небольшие молодые платформы площадью во многие сотни тысяч квадратных километров, так и очень крупные — 1—2 и даже 4—6 млн. км<sup>2</sup>.

Н. С. Шатский (1946а), изучая структурные ограничения древних платформ, пришел к выводу, что главными их чертами являются прямолинейность и резкие изменения простираний составляющих их отрезков. То же заключение можно сделать и о структурных ограничениях молодых платформ. Они, как правило, состоят из отдельных отрезков, которые прямолинейны, имеют огромную протяженность и резко, под различными углами меняют свое простирание. Это показывает, что молодые платформы, так же как и древние, ограничены тектоническими поверхностями огромной глубины заложения, которые вырезают их в виде крупных блоков земной коры.

Такой характер ограничений молодых платформ обуславливает и их форму в плане в виде различных геометрических фигур: треугольников и неправильных многоугольников. Наиболее крупные молодые платформы (Западно-Европейская и Центрально-Евразийская) имеют очень сложную конфигурацию и состоят как бы из набора перечисленных выше геометрических фигур. К тому же их форма еще более осложнена узкими «аппендиксами», отходящими от одной из вершин многоугольника основной площади платформы. Поэтому их контуры более сложные, чем очертания древних платформ и остальных более мелких по размерам молодых платформ.

Таким образом, молодые платформы граничат со следующими крупными структурными единицами земной коры: древними платформами, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями, областями эпиплатформенного орогенеза и, наконец, со структурами с «океаническим» типом земной коры (глубоководными котловинами и молодыми океаническими плитами).

Сочленение фундамента древних и молодых платформ происходит по системе кулисообразно подставляющих друг друга краевых швов (без образования краевых прогибов) в тех местах, где фундамент первых высоко приподнят (правило Н. С. Шатского, 1947), а также там, где палеозой-

ские геосинклинальные системы, прилегающие к древним платформам, не подверглись значительным горообразовательным процессам (Богданов, 1964; Гарецкий и др., 1965). Такое сочленение, в частности, имеется между древней Восточно-Европейской платформой, с одной стороны, и Центрально-Евразийской (Скифская и Туранская плиты) и Западно-Европейской платформами — с другой. Здесь системы краевых швов погребены. Они служат границами плит разного возраста, хотя в осадочном чехле зачастую не улавливаются, и разновозрастные мезозойские и кайнозойские отложения одинаковых или близких формаций распространены по обе стороны от них как на древней, так и на молодой платформах. В таких случаях граница платформ, как правило, бывает спорной и устанавливается или по различию типов структур платформенного чехла по разные стороны шва, или по характеру взаимоотношений структур чехла и фундамента, или, что чаще, по материалам о возрасте складчатого фундамента.

Со стороны альпийских складчатых сооружений молодые платформы всегда имеют четко выраженное резкое ограничение, которое представляет собой серию краевых швов, очень часто сопровождаемую полно развитыми краевыми прогибами. Также довольно четкие границы молодые платформы имеют с мезозойскими складчатыми сооружениями. Они выражены обычно краевыми швами. Правда, в случае границы Центрально-Евразийской платформы с мезозоидами Сибири в районе Таймыра такой раздел намечается плохо в связи с постепенным вырождением складчатой мезозойской системы по простиранию. С кайнозойской тектонической зоной Тихоокеанского кольца граничит Катазиатская платформа, и это ограничение, находящееся под водами моря, изучено крайне слабо.

Менее четкие границы, иногда выражающиеся постепенными переходами, но нередко достаточно резкие, имеют молодые платформы с областями эпиплатформенного орогенеза. Выделение этих границ осложняется еще тем, что многие участки молодых платформ в неоген-антропогенное время претерпели значительную активизацию тектонических движений, хотя на порядок меньшую, чем области эпиплатформенного орогенеза. Особенно сильно такая активизация проявляется в районах, непосредственно прилегающих к эпиплатформенным орогенным областям. На молодых платформах в связи с достаточно интенсивными новейшими тектоническими движениями иногда возникают области слабого горообразования, но для них характерно развитие омоложенных низких гор (Урал, Бырранга, Гарц и др.) «платформенного» типа (Николаев, 1962). Тем не менее в таких областях молодых платформ, которые подверглись определенной активизации, однако не приведшей еще к возникновению качественно новой категории тектонических структур земной коры, новейшие отложения молассового типа отсутствуют или крайне слабо развиты, амплитуды глыбовых перемещений обычно не превышают 1—2 км, сейсмичность имеет предел в 4—5, иногда 6 баллов и т. д. Для остальной территории молодых платформ характерны существенно меньшие амплитуды новейших тектонических движений, еще большая асейсмичность, равнинные формы рельефа и т. п.

В отличие от молодых платформ и даже их несколько «активизированных» участков области эпиплатформенного орогенеза представляют собой территории интенсивного горообразования с амплитудой новейших тектонических движений до 4—6 и даже 10—18 км, с накоплением мощных толщ моласс, с высокой сейсмической активностью, с увеличенной (до 50—70 км) мощностью земной коры и в связи с этим выделяющиеся региональной отрицательной аномалией силы тяжести. Следовательно, в подобных областях активизация настолько нарастает количественно, что приводит к появлению на месте платформы новой категории основных тектонических структур земной коры — области эпиплатформенного оро-

генеза, которая имеет уже глубокие качественные различия. В пределах Евразии наиболее крупной областью эпиплатформенного орогенеза является Центральнo-Азиатская, в которую входят такие высокогорные районы, как Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.

Особенно большие трудности встречаются при проведении границы между молодыми платформами и областями эпиплатформенного орогенеза на востоке Азии, где Дунбейская и Катазиатская платформы на большей части своих территорий в той или иной степени претерпели воздействие процессов активизации. Однако указанные выше различия отмечаются и здесь.

Наиболее полно сочленение молодой платформы и области эпиплатформенного орогенеза изучено на стыке Туранской плиты Центральнo-Евразийской платформы и Тяньшаньского эпиплатформенного орогена. Единного мнения об этой границе нет. Одни исследователи (Резвой, 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; О. М. Борисов, 1964; Таль-Вирский, 1964) считают, что эта граница проходит по глубинному разлому, называемому Западно-Тяньшаньским поперечным глубинным швом (Резвой, 1962), или Северным краевым глубинным разломом Тянь-Шаня (Таль-Вирский, 1964). Другие геологи (Рыжков, 1962; Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Рыжков и др., 1965) приходят к выводу, что такой резкой границы между молодой платформой и областью эпиплатформенного орогенеза нет, причем последние далеко вдаются в пределы Туранской плиты (в частности, на участке Кызылкумских возвышенностей). Непосредственные переходы одной области в другую могут иметь различный характер: через предгорные впадины и прогибы, по флексуно-разрывной зоне или постепенный.

Автор вслед за Д. П. Резвым (1962) и Б. Б. Таль-Вирским (1964) границу между Туранской плитой и Тяньшаньским эпиплатформенным орогеном проводит по прямолинейной в целом зоне, идущей от р. Амударьи вдоль склона юго-западных отрогов Гиссара в северо-восточном направлении к г. Ташкенту и далее к окончанию Киргизского хребта, где она поворачивает к востоку. Эта зона шириной примерно 30—50 км хорошо отражается в орографии значительным скачком высотных отметок рельефа, резким изменением размаха неоген-антропогеновых тектонических движений (от 0,5—1,5 км в пределах Туранской плиты до 5—15 км в области эпиплатформенного орогенеза), разделом сейсмоактивных районов Тянь-Шаня и асейсмичных Турана (Попов, Резанов, 1955), сменой типа строения земной коры (резкое сгущение стратозоигипс поверхности Мохоровичича на этой границе, связанное со значительным увеличением толщины земной коры в Тянь-Шане), градиентом силы тяжести, оконтуривающим огромный гравитационный минимум эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня, и, наконец, погребенными разломами, отмечаемыми сейсморазведкой на глубине. Характер непосредственного сочленения плиты и области эпиплатформенного орогенеза в пределах этой зоны может быть различным: в одних случаях участки плиты по разломам или флексурам сопряжены с горными хребтами орогена, в других — на их границе развиты предгорные прогибы и впадины, выполненные мощными толщами моласс неогена-антропогена.

В областях морского и океанического дна в определении границ молодых платформ решающее значение приобретают геофизические характеристики, которые в какой-то степени заменяют геологические разрезы. Эти данные в совокупности с морфоструктурными особенностями позволяют проводить тектоническое районирование структур морского и океанического дна. Подводные продолжения материковых областей выражены в рельефе дна наклонными шельфовыми равнинами или материковыми отмелями, ограниченными переломом поверхности на материковых склонах. Прослеженные по такой методике подводные продолжения

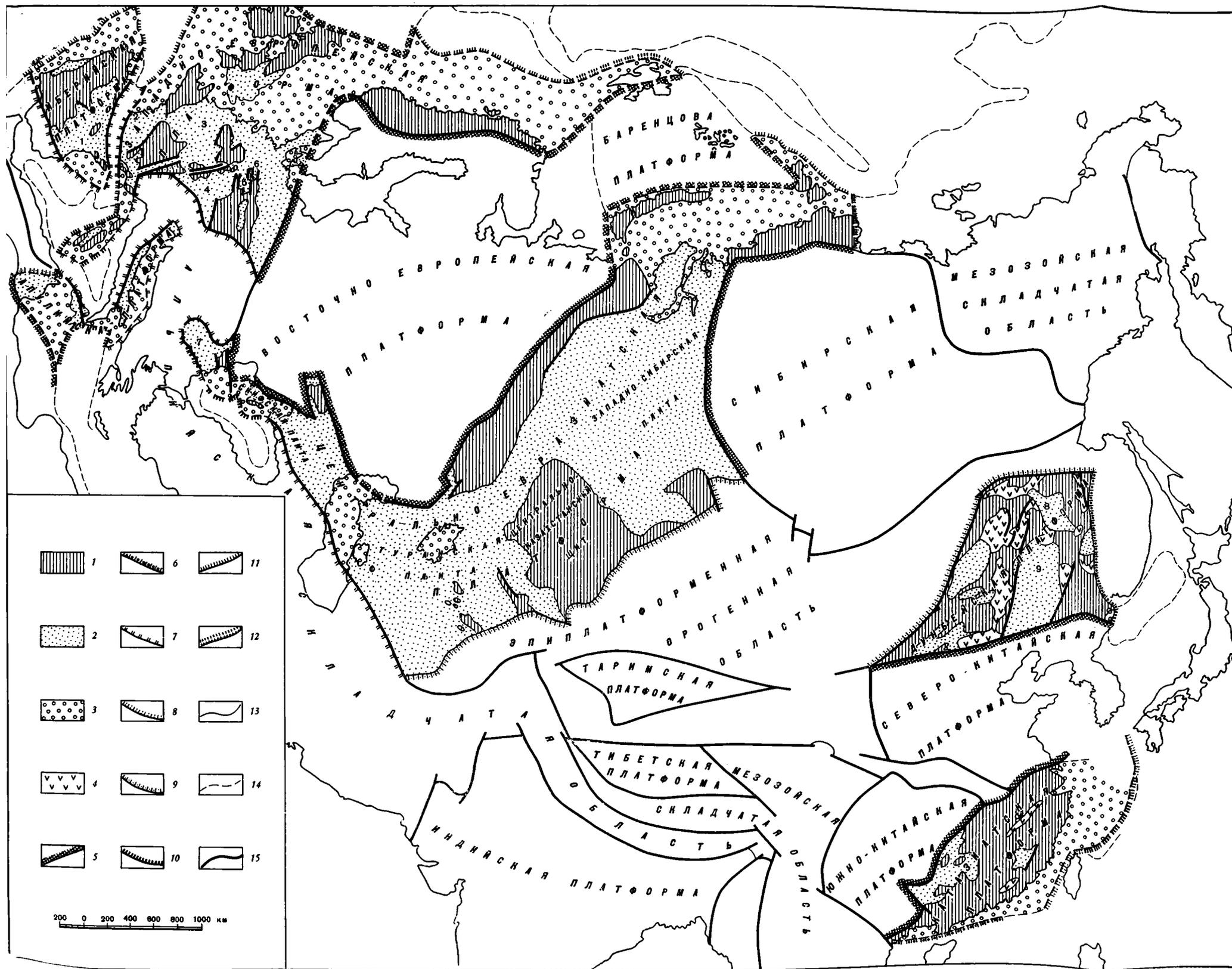


Рис. 1. Молодые платформы Евразии

1 — выходы пород фундамента на поверхность; 2 — площадь развития платформенного чехла; 3 — территория платформ под водами морей и океанов; 4 — мезозойские вулканогенные впадины и прогибы тихоокеанского типа; 5—12 — границы молодых платформ с различными тектоническими единицами: 5 — с древними платформами, 6 — с мезозойской складчатой областью, 7 — с альпийской складчатой областью, 8 — с областью кайнозойского тектогенеза востока Азии, 9 — с областью эпиплатформенного орогенеза, 10 — с глубоководными котловинами, лишенными «гранитного» слоя, 11 — с океаническими плитами, 12 — со срединно-океаническими хребтами (?); 13 — границы между основными тектоническими единицами; 14 — то же под водами морей и океанов; 15 — основные разломы.

Цифры на схеме. Параплатосы: 1 — Каталонско-Кастильский, 2 — Аквитанский, 3 — Парижский, 4 — Южно-Германский, 7 — Мизийский, 8 — Зейско-Бурейнский, 9 — Сунляо; впадины: 5 — Тюрингская, 6 — Субгерцинская

молодых платформ Евразии граничат с глубоководными котловинами и молодыми океаническими плитами, лишенными «гранитного» слоя (Удинцев, Яншин, 1966). Границы молодых платформ с характерными структурными элементами дна морей и океанов (океаническими плитами и глубоководными котловинами) определяются резкой сменой типа строения земной коры и соответственно этому резким изменением всех геофизических характеристик.

Из перечисления различных типов сочленения молодых платформ с другими крупными структурными элементами земной коры можно сделать заключение о том, что молодые платформы не существовали извечно, а зародились на определенном этапе развития земной коры, изменялись, преобразовывались со временем и достигли современного состояния после длительной и сложной истории развития. Действительно, каледонская и герцинская складчатости охватили огромные пространства материка Евразии от Ирландии на западе до Шантарских островов и Катаязии на востоке, от островов Северного Ледовитого океана на севере до Атласа и южного побережья Индокитая. Лишь для немногих участков альпийской складчатой области, а также для мезозойского и кайнозойского складчатых поясов востока Азии имеются факты, позволяющие говорить о непрерывном, «сквозном» геосинклинальном развитии в течение палеозоя (по крайней мере позднего) и мезозоя.

В пределах Альпийского геосинклинального пояса вскоре после герцинской складчатости наступила регенерация геосинклинального режима. Однако за пределами этого пояса обширные территории, расположенные между древними платформами (кратонами), с одной стороны, и более молодыми, мезозойскими и кайнозойскими, геосинклинальными поясами, с другой, были консолидированы и превращены в молодые платформы.

В мезозое и кайнозое часть территорий бывших молодых платформ подверглась глубоким опусканиям и процессам «океанизации», превратившись в глубоководные котловины внутренних морей и в океанические плиты Атлантического и Северного Ледовитого океанов. На материке Азии значительные площади бывших молодых платформ во второй половине кайнозоя претерпели глыбовые раздробления, т. е. процессы эпиплатформенного орогенеза. Позднекайнозойская активизация движению ощущается почти на всей территории молодых платформ, и поэтому ограничение той части, которая претерпела эпиплатформенный орогенез, как мы видели выше, в ряде случаев может быть определено лишь условно.

Сделанный краткий обзор показывает, что молодые платформы являются исторической категорией основных тектонических элементов земной коры.

На молодых платформах, как и на древних, имеются участки, на которых отсутствует платформенный чехол, а фундамент обнажен. Структуры обнаженного фундамента принадлежат к эвгимническим<sup>1</sup> (Косыгин, Лучицкий, 1962). Среди них известны длительно поднимавшиеся устойчивые обширные области платформ, которые в продолжение всей или большей части их геологической истории подвергались размыву и поэтому не перекрыты или частично перекрыты породами чехла. Такие области для мезозойско-кайнозойского платформенного этапа развития вполне могут быть названы щитами молодых платформ. Как уже отмечалось, типичным примером этих структур является территория Центрального Казахстана (Петрушевский, 1955). От соседних плит Центрально-Казахстанский щит ограничен большей частью флексурами, а иногда и раз-

<sup>1</sup> От греческого «эвдио» — совершенно, «гимн» — голый.

ломами. Он имеет форму четырехугольника со сторонами длиной примерно 1000—1200 и 800—900 км.

На молодых платформах имеются более мелкие по размерам (300—500, редко до 600—700 км в поперечнике), неправильные, изометричные по форме выходы фундамента, которые лишь частично покрывались чехлом, в значительной степени размытым при последующих их поднятиях. Эти участки «...в жизни эпигерцидских платформ... играли ту же роль, что и щиты древних платформ, обнаруживая устойчивую тенденцию к поднятиям, и в этом аспекте заслуживают особого наименования» (Павловский, 1960, стр. 44, 45). Е. В. Павловский предложил для них термин «параспис»<sup>1</sup>. Примерами такого типа структур могут служить Иберийский, Армориканский, Центрально-Французский, Рейнский и Чешский парасписы.

Еще более мелкие, неправильные, изометричные по форме выходы фундамента (100—300 км в поперечнике) могут быть выделены под названием «массив». Это — массивы Добруджи, Букантау, Вогезы и др.

На древних платформах близким по конфигурации к парасписам и массивам, но промежуточным между ними по размерам является Анабарский массив Сибирской платформы.

На молодых платформах встречаются небольшие (от десятков километров до 100 км в поперечнике), неправильные, изометричные по форме выходы фундамента. Для них наиболее подходит термин «выступ», предложенный еще А. Д. Архангельским (1941). Примерами таких выступов на молодых платформах могут служить Сьерра-де-ла-Деманда в Испании, Оденвальд и Шпессарт в ФРГ, Жаманшин в Северном Приаралье, Джетымтау в Кызылкумах и др. На древних платформах их аналогами являются Павловский выступ гранитов на Дону и Оленекский выступ кристаллических сланцев.

Однако, кроме описанных неправильных изометричных по форме выходов фундамента (щитов, массивов и др.), которые имеются и на древних платформах, в пределах молодых платформ существуют линейно вытянутые зоны распространения на поверхности пород фундамента. Для древних платформ (с дорифейским основанием) они не характерны, но на молодых распространены очень широко и имеют разные размеры (Гарецкий и др., 1965).

Наиболее крупными из них (до 2500 км длиной и до 100—400 км шириной) являются Урал, каледониды Норвегии, а в Америке — Аппалачи. В платформенный этап развития они представляли собой единые крупные структуры, для которых В. Д. Наливкиным и др. (1965) предложено название «рахиген» («хребтом рожденные»).

Более мелкие (100—500 км) линейные выходы фундамента можно назвать кряжами. Это название давно уже употребляется для Донбасса. В мезозое и кайнозое кряжами были Большой Каратау, Нуратау, Иберийские и Каталонские горы и др.

Небольшие линейные выходы фундамента, протяжение которых не превышает 100 км, можно назвать грядами. Их примерами являются Западный и Восточный Каратау на Мангышлаке, Султануиздаг и Кульджуктау в Кызылкумах, Тюрингский Лес и Флехтинген в ГДР и др.

Длительно прогибавшиеся обширные пространства молодых платформ, перекрытые чехлом, как и на древних платформах, в русской геологической литературе получили название плит. В пределах Евразии к ним относятся уникальные по размерам (площадь 3,5 и 2 млн. км<sup>2</sup>) изометричные Западно-Сибирская и Туранская плиты и значительно меньшая (360 тыс. км<sup>2</sup>) вытянутая Скифская плита. Все они принадлежат к Центрально-Евразиатской молодой платформе.

<sup>1</sup> От греческого «пара» — почти, «аспис» — небольшой щит.

На молодых платформах имеются аналогичные по строению, но меньшие по размерам (около 100—200 тыс. км<sup>2</sup>) площади развития чехла. Если плиты являются антиподами щитов, то эти площади могут быть противопоставлены парасписам. Их можно назвать параплакосами<sup>1</sup> (почти плитами). Они развиты на большинстве молодых платформ Евразии и ограничены различными как «внутренними» структурами молодых платформ (парасписами, массивами и др.), так и «внешними» основными тектоническими единицами земной коры. Примерами рассматриваемых структур могут быть Каталонско-Кастильский, Аквитанский, Парижский, Южно-Германский, Мизийский, Зейско-Буреинский и Сунляоский параплакосы.

Кроме плит и параплакосов, на молодых платформах существуют еще меньшие по размерам (площадью в первые десятки тысяч квадратных километров) самостоятельные площади развития чехла, окруженные парасписами, массивами, выступами и другими эвгимническими структурами. Одни из них имеют неправильную изометричную форму и выделяются под названием впадин, а другие (прогибы) — линейно вытянуты. Примером первых являются впадина Алгарви Иберийской платформы, Субгерцинская и Тюрингская в ГДР, примером вторых — меловые прогибы Португалии и Чехии. Еще более мелкие отдельные участки развития чехла образуют самостоятельные структуры типа изометричных мульд и линейных синклиналей (нередко приразломных).

Отчетливо сознавая, что упомянутые выше термины не всегда удачны, временно приходится ими пользоваться за недостатком лучших. Выработка единой терминологии должны быть посвящены специальные исследования.

---

<sup>1</sup> От греческого «пара» — почти, «плакос» — плита.

## Глава II

### ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕКТОНИКИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И МЕТОДЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ИХ СТРОЕНИЯ

До последнего времени молодые платформы оставались крайне неравномерно и в общем слабо изученными. Еще на Тектонической карте СССР масштаба 1:4 000 000, издания 1953 г. огромнейшие пространства таких крупных плит, как Западно-Сибирская и Туранская, были показаны неисследованными «белыми» пятнами. В то время только начали выделять Скифскую плиту и намечали ее контуры. По существу та же картина, за исключением небольших изменений, сохранилась и на изданной в 1956 г. Тектонической карте СССР и сопредельных стран. К этому времени были более или менее хорошо изучены лишь отдельные районы молодых платформ, в основном в областях с расчлененным рельефом и в связи с этим с достаточной обнаженностью. Исследования проводились обычной геологической съемкой, а на отдельных участках поисковым бурением и различными геофизическими методами в малом объеме. К середине 50-х годов лучше изученными оказались многие районы Западно-Европейской платформы. К ним относятся Парижский, Южно-Германский, частично Аквитанский параплаксы, Субгерцинская и Тюрингская впадины. Однако и они были исследованы только с поверхности. Данные об их глубинном строении отсутствовали.

Лишь в последние 10—15 лет произошел качественный скачок в исследовании молодых платформ. Бурный рост техники и одновременное расширение поисковых работ на различные полезные ископаемые, в первую очередь на нефть и газ, вызвали постановку на молодых платформах (главным образом в областях развития чехла) глубокого бурения и обширных геофизических исследований. Эти работы дали исключительно богатую информацию о строении многих районов, перекрытых мощным платформенным чехлом. На основании новых данных были значительно уточнены границы молодых платформ, выявлены структурные элементы внутри платформ, составлены структурные карты поверхности фундамента и различных горизонтов внутри платформенного чехла, более определенно намечены основные черты строения фундамента, выяснены взаимоотношения структур чехла и фундамента, установлены продолжения молодых платформ под водами прилегающих к материкам морей и океанов и т. д. Многие из сделанных таким образом обобщений получили графическое выражение на недавно изданных Международной тектонической карте Европы (1964), Тектонической карте Евразии (1966), Тектонической карте СССР (1966) и др.

В настоящее время из плит молодых платформ наиболее полно и равномерно по всей площади изучены Туранская и Скифская. Вся тер-

ритория этих плит покрыта среднemasштабной геологической съемкой с применением высокоточных аэрометодов и структурно-картировочного бурения. Здесь пробурены многочисленные глубокие опорные, параметрические, структурно-поисковые, поисково-разведочные, эксплуатационные и другие скважины. Их количество на отдельных нефтяных и газовых месторождениях и разбросанных в разных районах плит структурах, перспективных на нефть и газ, исчисляется десятками и первыми сотнями. Многие из этих скважин полностью прошли платформенный чехол и вскрыли фундамент. Количество таких скважин на каждой из плит достигает уже многих сотен.

Широким фронтом на обеих плитах проведены различные геофизические исследования, давшие ценную информацию о их глубинном строении. Территория плит полностью покрыта высококачественными гравиметрическими и магнитометрическими съемками. Большие участки плит на значительные глубины (до 3—6 км) охарактеризованы данными площадной сейсморазведки по методу отраженных волн (МОВ), а нередко на еще большие глубины (до 10—12 км) по корреляционному методу преломленных волн (КМПВ). Довольно густая сеть региональных профилей сейсморазведки МОВ и КМПВ равномерно рассекает всю территорию Туранской и Скифской плит, для которой информация получена с глубин до 10—15 км. Более редко, но все же детальнее, чем в других районах СССР, здесь проведено глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), позволившее выяснить строение земной коры этих плит. В последнее время проводятся исследования сейсморазведкой новых модификаций. Отдельные площади охвачены электроразведочными исследованиями.

С каждым годом увеличивающиеся геологические и геофизические работы дают все возрастающий в объеме огромный фактический материал о тектонике упомянутых плит. Тем не менее очень многие вопросы их строения остаются еще нерешенными и спорными (особенно это касается районов глубоких прогибов и впадин). Еще очень мало фактического материала о строении нижних горизонтов платформенного чехла, фундамента и земной коры в целом.

По количеству поступающей новой геологической и геофизической информации Западно-Сибирская плита в настоящее время опередила остальные районы молодых платформ. Однако ее интенсивное изучение было начато относительно недавно. Она очень велика по площади, местами труднодоступна и поэтому остается еще недостаточно изученной (особенно в северной половине). Тем не менее Западно-Сибирская плита целиком покрыта грави- и магнитометрическими съемками, на многих участках проведена сейсморазведка МОВ и частично КМПВ, пройдены первые сейсморазведочные профили ГСЗ, а количество скважин, дошедших до фундамента, составляет около 2000.

Большой комплекс геолого-геофизических материалов имеется по ряду параплаксов и впадин Западно-Европейской платформы. Весьма полно изучены Южно-Германский и Парижский параплаксы, правда, по последнему имеется относительно мало данных сейсморазведки (особенно КМПВ), а ГСЗ вообще не проводилось. Еще недостаточно для более уверенного представления о тектонике фундамента и нижних горизонтов платформенного чехла пробурено глубоких скважин. На хорошо изученных Тюрингской и Субгерцинской впадинах еще мал объем сейсморазведочных исследований, причем ГСЗ здесь еще не выполнено.

На Мизийском параплаксе проведены грави- и магнитометрические съемки, электро- и сейсморазведочные исследования. Однако последние почти целиком ограничиваются МОВ, и лишь редкие профили проведены КМПВ. Сложный сейсмогеологический разрез (мощные карбонатные толщи на различных стратиграфических уровнях) сильно затрудняет получение доброкачественного сейсмического материала и его геологическую

интерпретацию. Исследования ГСЗ пока полностью отсутствуют. Несколько десятков глубоких скважин дошли здесь до фундамента, однако они расположены пока лишь по окраине параплатоса.

Весьма слабо еще изучен чехол Дунбейской и Иберийской платформ, совсем мало данных по Катазиатской платформе. На первой из них наиболее изучен Зейско-Буреинский параплатос, по которому существует довольно большое количество геофизических материалов, но явно недостаточно еще данных глубокого бурения, особенно о породах фундамента.

В целом имеющийся фактический материал с той или иной степенью достоверности для подавляющего большинства основных тектонических элементов молодых платформ (за исключением Катазиатской и некоторых районов Дунбейской и Иберийской) позволяет составить такие главные обобщающие документы, как схемы внутреннего строения фундамента, структурные карты его поверхности и ряда горизонтов внутри чехла, геолого-геофизические разрезы и т. д.

Основными работами, поставляющими фактический материал о тектонике молодых платформ, являются геологическая съемка, бурение (особенно различного вида глубокое) и геофизические исследования<sup>1</sup>. Полное представление о строении и развитии молодых платформ может быть получено при комплексном использовании многочисленных разнообразных данных стратиграфических, литологических, фациальных (в том числе с учетом данных об изменении мощностей<sup>2</sup>), палеогеографических и других исследований. Нередко большую помощь в расшифровке строения отдельных структур и районов дают материалы гидрогеологических и геотермических работ. Так, например, генетические связи теплового поля с различными структурами земной коры отражены в работах Я. Б. Смирнова (1967), Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова (1968), Ф. А. Макаренко, Я. Б. Смирнова (1968) и др. Возможность использования данных геотермии для тектонического районирования Западно-Сибирской плиты показана в статье В. Н. Соболевской и др. (1966).

Для выяснения структуры чехла молодых платформ, кроме анализа геологической карты и применения различных геоморфологических методик, большое значение имеет составление разнообразных структурных карт и схем по данным геологической съемки и, особенно, разных вилов бурения<sup>3</sup> и геофизических методов<sup>4</sup> (среди последних в первую очередь сейсморазведки).

Для того чтобы более или менее однозначно представить себе строение всей территории той или иной плиты или отдельного параплатоса в целом, необходимо исследовать дислоцированность одной и той же стратиграфической поверхности. Для этого нужно составить структурную карту по такому единому опорному горизонту, который прослежен по возможности на большей (желательно всей) площади плиты или параплатоса. Выбор такого горизонта представляет значительные трудности, так как обычно отсутствует единая структурная поверхность, распространенная на всей плите или на параплатосе. Наиболее показательными структурными

---

<sup>1</sup> В областях молодых платформ, погруженных под воды морей и океанов, для целей тектонического анализа главное значение приобретают геоморфологический метод и различные геофизические исследования, затем следуют методы изучения коренных пород и осадков дна и, наконец, бурение. О методах тектонического анализа в условиях морского и океанического дна см. работу Г. Б. Удинцева и А. Л. Яншина (1966).

<sup>2</sup> Использование тектонического анализа мощностей, в том числе на молодых платформах, анализируется в работах А. Л. Яншина и Р. Г. Гарецкого (1960), В. В. Белоусова (1962), В. Е. Хайна (1964) и др.

<sup>3</sup> Методика составления структурных карт рассмотрена А. И. Мушенко (1960).

<sup>4</sup> Различные случаи использования геофизических методов для истолкования строения молодых платформ приведены А. А. Борисовым и Ю. А. Косыгиным (1961).

картами являются те, которые отражают строение поверхности раздела между различными структурными ярусами или подъярусами платформенного чехла.

При составлении структурных карт горизонтов внутри чехла больших по площади районов ведущее значение имеют данные сейсморазведки МОВ и отчасти КМПВ, увязанные с данными бурения. При использовании материалов сейсморазведки очень важное значение приобретает правильное выделение опорных горизонтов, их стратиграфическая привязка и прослеживание по площади. Необходимо уделять особое внимание переходам от районов одного строения или с одними сейсмогеологическими условиями в другие, прослеживанию опорных горизонтов от поднятий к глубоким прогибам и т. д. В этих случаях возможны «перескоки» с одного опорного горизонта на другой.

При составлении структурной карты поверхности фундамента плиты или парапласа, кроме данных скважин, вскрывших породы фундамента или остановленных в низах платформенного чехла, сейсмических разрезов по профилям ГСЗ, КМПВ и МОВ, структурных карт по отражающим и преломляющим сейсмическим горизонтам, необходимо использовать материалы гравиметрии и магнитометрии. Последние особенно важны для интерполяции сведений о глубине залегания поверхности фундамента в районах, расположенных между сейсмическими профилями. Возможность использования данных магниторазведки и гравиразведки для определения глубины залегания фундамента, методика таких построений и примеры подобных карт поверхности фундамента различных районов молодых платформ приводились во многих работах (Розе, 1956; Борисов, 1960, 1967; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Годин, Сытин, 1961; Проводников, 1963; Вольвовский и др., 1964, 1966; Андреев, 1965; Добрев, 1966; Фотиади, Сурков, 1967; Клушин, 1968; и др.).

Геофизические материалы широко используются при составлении структурных карт поверхности доорогенных пород фундамента молодых платформ. При этих построениях в первую очередь, кроме данных бурения, необходимо базироваться на материалах сейсморазведки различных модификаций с привлечением расчетных данных гравиметрии и магнитометрии (Вольвовский и др., 1966; Фотиади, Сурков, 1967; и др.). Возможность привлечения материалов последнего метода основана на том, что кромка магнитовозмущающих масс отбивает поверхность доорогенных пород фундамента, так как вышележащие отложения в большинстве случаев являются немагнитными.

Следует отметить, что нередко на основании данных сейсморазведки судят о дислоцированности тех или иных толщ. Однако такие выводы необходимо делать крайне осторожно. Дело в том, что данные сейсморазведки МОВ показывают отражающие площадки значительно выпрямленными, сглаженными по сравнению с действительной слоистостью толщ, причем чем более дислоцированы отложения, тем большим будет различие между действительной слоистостью и залеганием графически полученных отражающих площадок. Так, на Северном Устьурте вскрытые многими скважинами отложения рэт-лейаса и пермо-триаса имеют углы наклона в керне от 10—15 до 40—60°, а иногда даже до 70—80° (Северо-Устьуртская опорная скважина). Однако сейсморазведка МОВ во всех случаях дает отражающие площадки, почти горизонтальные или наклоненные под углами не более первых градусов, создавая впечатление о совершенно недислоцированном залегании этих отложений.

Большую опасность при геологической интерпретации данных сейсморазведки МОВ представляют кратные отражения. Пример неправильной расшифровки материалов сейсморазведки в связи с кратными волнами имел место в районе Южно-Эмбенского гравитационного макси-

му, что в последующем было исправлено (Гарецкий и др., 1961; Коцюба, Герштейн, 1964; Коцюба, 1968).

В настоящее время имеется уже достаточно большое количество профилей, пройденных сейсморазведкой КМПВ и ГСЗ в различных районах выходов на поверхность складчатых сильно дислоцированных пород фундамента: Балтийского щита (Грачев и др., 1960; Шустова, 1966), Украинского щита (Соллогуб и др., 1962; Субботин и др., 1963, 1968; и др.), Урала (Халевин, Таврин, 1965; Халевин и др., 1966). На сейсмических разрезах этих районов видно, что начиная с глубин в первые километры, а иногда с 500 м появляются субгоризонтальные (несмотря на сильную дислоцированность толщ) горизонты преломления волн, которые секут слоистость осадочных толщ. С глубиной появляются горизонты с все большими скоростями продольных сейсмических волн.

Такая горизонтально-волнистая расчлененность толщ консолидированной земной коры обнаружена во многих районах. «Эти пологие морфологические формы промежуточных границ находятся в видимом противоречии с геологическими и отчасти гравиметрическими и магнитометрическими данными о сложных, преимущественно блоковых тектонических формах внутренней структуры фундамента. Учитывая известную условность построения промежуточных границ и кажущееся несоответствие их поведения с другими геофизическими и геологическими данными, многие исследователи высказывают сомнение в реальности геологического значения этих границ» (Борисов, 1967, стр. 38). Одна группа исследователей придает этим сейсмическим границам прямой структурный смысл, считая, что они соответствуют поверхностям несогласий между разными тектоническими этажами (Резанов, 1960, 1962; Годин, 1962) или тектоническим плоскостям (Пейве, 1961). Большинство исследователей (Фотиади, 1958; Тихомиров, 1960, 1963; Ризниченко, Косминская, 1963; Борисов, 1967; и др.) эти границы рассматривает как отображение вторичных преобразований вещества консолидированной коры, как «фронты» мигматизации, гранитизации и базальтификации, фазовых и других изменений вещества земной коры.

С подобным явлением можно встретиться и в областях распространения платформенного чехла. Здесь на большой глубине можно получить преломляющие горизонты, которые уже будут лежать ниже поверхности фундамента, но обладать субгоризонтальным положением и проходить почти параллельно горизонталм внутри платформенного чехла. Хотя эти сейсмические горизонты в действительности могут отражать лишь фронты уплотнения вещества или соответствовать полого залегающим тектоническим плоскостям покровов и располагаться внутри складчатого фундамента, их можно ошибочно (особенно при отсутствии данных глубокого бурения и значительной мощности чехла) интерпретировать как горизонты внутри платформенного чехла, а поверхность фундамента связывать с еще более глубоким преломляющим горизонтом с большим значением  $V_p$ .

Как известно, миогеосинклиналильные зоны обычно закладываются на более древнем консолидированном фундаменте. В районах молодых плит, где платформенный чехол залегаеет на таких миогеосинклиналильных зонах, сейсморазведкой ГСЗ или КМПВ (при методике работ с достаточно большой глубиной проникновения волн) можно получить два преломляющих горизонта, один из которых соответствует кровле складчатых миогеосинклиналильных осадочных толщ, а второй — их подошве, т. е. поверхности кристаллического «гранитного» фундамента.

Подобный случай имеет место на сейсмическом профиле ГСЗ, пройденном в меридиональном направлении через Скифскую плиту по линии Волгоград — Нахичевань (Краснопевцева и др., 1967). На участке профиля, проходящем по Русской плите, отчетливо следится поверхность докем-

брийского фундамента (поверхность «гранитного» слоя). Этот горизонт также хорошо прослеживается в пределах Скифской плиты, но выше него здесь появляется новый преломляющий горизонт, который соответствует кровле складчатого палеозойского фундамента, сложенного главным образом песчано-сланцевыми толщами верхнего девона — нижней перми. Обе границы — поверхность палеозойского фундамента и поверхность докембрийского фундамента — залегают согласно на всем участке профиля через Скифскую плиту.

Следовательно, на Скифской плите сейсморазведка выявляет два фундамента, но фундаментом плиты, естественно, следует считать поверхность складчатых миогеосинклинальных толщ. Если бы о строении территории мы судили только по этому сейсмическому профилю и не имели материалов многочисленных скважин, вскрывших складчатые отложения палеозоя, то за фундамент плиты могли бы принять сейсмический горизонт, соответствующий поверхности «гранитного» слоя, а миогеосинклинальные складчатые отложения палеозоя отнесли бы к платформенному чехлу.

Близкая картина вырисовывается на сейсмических профилях, проходящих через миогеосинклинальный западный склон Урала. Здесь кристаллический докембрийский фундамент Русской плиты прослеживается вплоть до Главного Уральского разлома, т. е. до края зеленокаменной (Магнитогорской) зоны Урала.

На сейсмическом профиле (рис. 2), проходящем в субширотном направлении от Мугоджарских гор на восток через район Изембетской антиклинали и далее на запад в Прикаспийскую впадину, видно, что преломляющий горизонт с  $V_r=6,5-6,8$  км/сек, отождествляемый с поверхностью докембрийского кристаллического фундамента, прослеживается на всем протяжении профиля, а выше него всюду отмечаются полого залегающие преломляющие горизонты. Если брать материалы только этого профиля и не учитывать известные геологические данные, то в связи с принципиальным сходством строения по всему профилю, можно было бы сделать вывод, что никаких герцинских складчатых толщ здесь не встречено и Русская плита протягивается до самого восточного конца профиля. Однако установлено, что разлом, отмеченный на профиле, представляет собой южное продолжение Сакмарского разлома и ограничивает на западе Сакмарскую зону Урала. Весь отрезок профиля к востоку от разлома соответствует продолжению к югу Сакмарской и Уралтауской зон Урала. Большое число скважин, пробуренных по этому профилю, под платформенными мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрыло сильно дислоцированные песчано-сланцевые толщи изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона, сходные с зилаирской серией Зилаирской зоны Урала.

Учитывая все это, приходится делать вывод, что современная граница Русской плиты с докембрийским фундаментом и платформенными вышележащими отложениями и Туранской плиты с палеозойским фундаментом и мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом проходит по указанному разлому — краевому шву.

Однако для восточной части профиля можно дать несколько вариантов геологической интерпретации.

1. Субгоризонтальные преломляющие границы, полученные ниже поверхности дислоцированных пород палеозойского фундамента, представляют собой фронты уплотнения и других изменений вещества земной коры.

2. Наиболее низкий преломляющий горизонт рисует обобщенное сглаженное положение докембрийского кристаллического фундамента, выше которого расположены складчатые геосинклинальные толщи. Внутри последних отмечаются субгоризонтальные сейсмические горизонты.

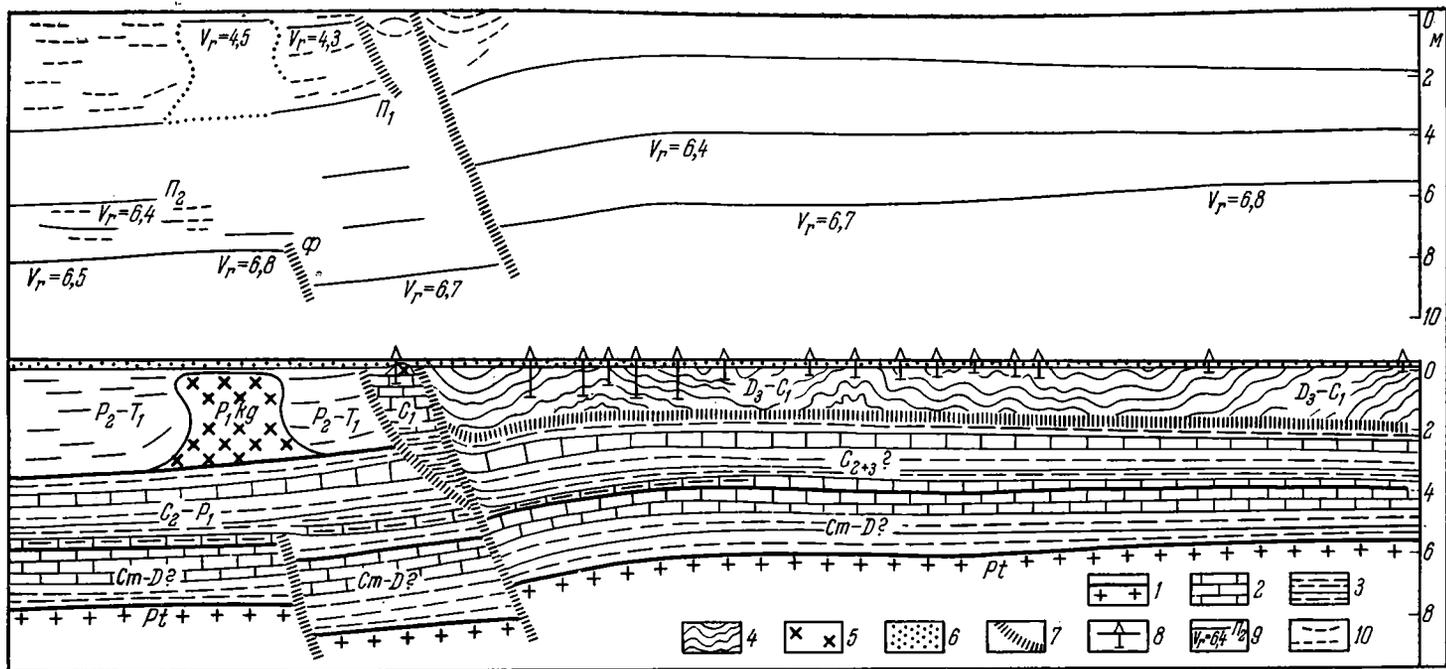


Рис. 2. Сейсморазведочный профиль III по линии подножие Мугоцжар — ст. Изембет (по материалам конторы «Спецгеофизика» и Актюбинской геофизической экспедиции) и один из вариантов его возможной геологической интерпретации

1 — кристаллический фундамент (протерозой); 2 — преимущественно известняковые толщи; 3 — преимущественно терригенные толщи; 4 — песчаниково-сланцевая толща верхнего девона — нижнего карбона (изембетская серия); 5 — соленосная толща кунгура; 6 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол; 7 — плоскости разломов; 8 — скважины; 9 — преломляющие границы и приуроченные к ним граничные скорости (в км/сек); 10 — отражающие площадки

которые соответствуют: а) фронтам уплотнения или б) тектоническим поверхностям покровов.

3. На докембрийском фундаменте расположены платформенные палеозойские отложения Русской плиты, выше которых по тектонической плоскости, соответствующей одному из субгоризонтальных преломляющих горизонтов, залегает пластина покрова дислоцированных пород изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона (см. рис. 2). Возможно, что в действительности здесь имеется не только одна эта пластина, а несколько подобных покровных пластин, сложенных различными геосинклинальными толщами и субгоризонтально шарьированных на восточный край Русской плиты.

При составлении схем внутреннего строения фундамента ведущее значение имеет анализ наблюдаемых геофизических полей, которые содержат различную информацию о внутреннем строении фундамента. Основным фактором, определяющим магнитное поле, является петрографическая неоднородность и связанные с ней магнитные свойства пород фундамента. Кроме того, на формирование аномалий силы тяжести существенное влияние оказывают и другие факторы — строение платформенного чехла, глубина залегания фундамента, строение глубинных частей земной коры и верхней мантии. Поэтому необходимо избавляться от ненужных в данном случае других аномалеобразующих факторов.

Районирование геофизических полей с учетом данных сейсморазведки КМПВ в сочетании с материалами бурения и особенностями строения платформенного чехла позволяет провести выделение определенных тектонических зон фундамента. Принципиальная возможность использования структурного плана платформенного чехла при тектоническом районировании фундамента вытекает из доказанного для большинства молодых платформ согласованного развития стиля тектоники чехла от строения фундамента.

Сопоставление магнитных и гравитационных аномалий во многих случаях позволяет наметить возможные участки внедрения в фундамент различных интрузий.

В строении чехла и фундамента молодых платформ существенную роль играют разломы. Они могут фиксироваться геологическим картированием, бурением, геоморфологическими методами, сейсморазведкой и т. д. Данные геофизических исследований являются основными источниками для выделения и трассирования разломов в фундаменте, особенно таких, которые никак не отражаются в чехле и являются «залеченными», погребенными. Изучение геофизических полей в областях с обнаженным фундаментом, а в ряде случаев и в областях, где фундамент перекрыт платформенным чехлом, показывает, что разломы в фундаменте зачастую могут быть выделены по следующим особенностям магнитного и гравитационного полей: 1) по линиям резкого изменения характера магнитного или гравитационного поля; 2) по линейным полосовым зонам высоких градиентов силы тяжести; 3) по линиям полосовых положительных или отрицательных магнитных аномалий.

При тектоническом районировании фундамента территорий, закрытых платформенным чехлом, применяется следующий принцип. Если на участках с обнаженным фундаментом зафиксированы определенные особенности связи между геофизическими полями и строением фундамента, то при прослеживании этих особенностей в тех областях, где фундамент перекрыт чехлом, можно перенести сюда характер строения его обнаженных частей.

Существенные различия значений граничных скоростей волн для участков фундамента, сложенных породами разного состава, могут быть использованы для геологического картирования фундамента, перекрытого платформенным чехлом. Особенно хорошие результаты могут полу-

чится при совместном использовании материалов сейсморазведки КМПВ с данными гравиметрии, магнитометрии и бурения. Примерами таких построений являются геологическая карта фундамента Берчогурской синклинали (Борисов, Косыгин, 1961; Гарецкий, 1962) и некоторых участков фундаментов Туранской плиты (Касаткин, 1960).

Данные сейсморазведки ГСЗ, а в ряде случаев и расчеты гравиметрических материалов позволяют судить о строении земной коры, строить схемы поверхностей Конрада и Мохоровичича. Совокупность данных МОВ, КМПВ, ГСЗ, а также бурения и геологической карты обеспечивает возможность составления разрезов земной коры на всю ее мощность — от поверхности до подошвы.

Большую помощь в построениях разрезов земной коры дают материалы сейсмологии, например работы по югу Туранской плиты (Булин, Сытин, 1960; Булин, 1965; и др.).

Сопоставление всех упомянутых выше карт и схем с картами литолого-официальными, мощностей, палеогеографическими, палеогеологическими, срезов и несогласий, трансгрессивного залегания и других в сочетании с комплексом различных геологических, геофизических, палеобиологических и иных знаний позволяют достаточно стройно наметить особенности строения и истории развития основных тектонических элементов молодых платформ.

### *Глава III*

## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ЕВРАЗИИ**

Ниже будет дано последовательное описание тектоники чехла и фундамента основных структурных элементов молодых платформ Евразии, начиная от наиболее крупной и сложно построенной Центрально-Евразийской и кончая Дунбейской. Описание тектоники Апулийской и Като-азиатской платформ не приводится в связи с небольшими размерами и почти целиком «подводным» положением первой из них и очень слабой изученностью второй. Ввиду недостаточности фактического материала также подробно не рассматривается тектоника Иберийской платформы.

### **ЦЕНТРАЛЬНО-ЕВРАЗИАТСКАЯ ПЛАТФОРМА**

Как уже отмечалось, основными структурными элементами этой платформы в областях развития чехла являются крупнейшие Западно-Сибирская и Туранская плиты, Скифская плита, а на крайнем западе ее — Мизийский параплакос. Их описание мы начинаем с Туранской плиты, которая рассматривается нами (Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Гарецкий, 1964) как тектонотип молодых плит. Затем следует характеристика Скифской плиты, являющейся естественным продолжением Туранской под водами Каспийского моря. Далее освещается тектоника Мизийского параплакоса. Заканчивается этот раздел описанием Западно-Сибирской плиты — самой крупной и во многом своеобразной структуры молодых платформ, наиболее удаленной от активных подвижных зон земной коры Евразии.

### **Туранская плита**

Туранская плита<sup>1</sup> охватывает обширные пространства равнин Казахстана и Средней Азии. На северо-западе она граничит с Прикаспийской впадиной Русской плиты. Эта граница является частью более крупной границы между двумя платформами — древней Восточно-Европейской и молодой Центрально-Евразийской. Здесь она представляет собой серию погребенных краевых швов, хорошо прослеженных по многим сейсмическим профилям (Авров и др., 1969). К западу и северо-западу

---

<sup>1</sup> Впервые это название дано на Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1956).

от этих швов фиксируются почти горизонтальные преломляющие горизонты Ф (поверхность кристаллического фундамента), П<sub>2</sub> (поверхность карбонатных пород нижнего карбона), П<sub>1</sub> (поверхность подсолевых отложений) и соответствующие им отражающие площадки. Залегание более высоко расположенных площадок нарушается лишь в надсолевой толще в результате соляной тектоники. Здесь же рядом скважин вскрыты нижнепермские и каменноугольные отложения, представленные карбонатными платформенными формациями небольшой мощности, с почти горизонтальной слоистостью (Грачев, 1959; Яншин и др., 1961; Днепров, 1962; Авров и др., 1965; Булекбаев и др., 1967; и др.). К востоку и юго-востоку от краевых швов сейсморазведкой и бурением обнаружены сложно дислоцированные граувакковые, флишевые и молассовые формации среднего и верхнего палеозоя (Гарецкий и др., 1961, 1963; Яншин и др., 1961; Гарецкий, 1962; Днепров, 1962; Замаренов, 1962; Коцюба, 1968; и др.).

На севере Туранская плита ограничена выходами палеозойских и докембрийских пород Урала (рис. 3). От Западно-Сибирской плиты она отделена Кустанайской седловиной. На северо-востоке Туранская плита ограничена Центрально-Казахстанским щитом, а на востоке и юго-востоке — Тяньшаньским эпиплатформенным орогеном. Со стороны эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня в Туранскую плиту вдаются два крыжа (Большой Каратау и Нуратау), которые с чехлом плиты на значительном протяжении граничат по разломам или флексурам. На юге Туранская плита имеет резкую границу с альпийской складчатой областью Копетдага, которая выражена крупной зоной разломов. Перед фронтом Копетдагского горного сооружения расположен хорошо развитый Предкопетдагский краевой прогиб. На западе под водами Каспийского моря Туранская плита соединяется со Скифской.

В очерченных выше границах Туранская плита имеет форму изометричного неправильного многоугольника общей площадью свыше 2 млн. км<sup>2</sup>. По меридиану и широте в средней ее части плита протягивается примерно на 1600 км.

Описание тектоники отдельных участков Туранской плиты можно найти в сводных работах, освещающих строение крупных областей плиты (Амурский и др., 1961: Геологическое строение..., 1961; Неволин, 1961, 1965; Акрамходжаев и др., 1962, 1967; Гарецкий, 1962; Днепров, 1962; Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Бабаев и др., 1963; Геологическое строение..., 1963; Калинин, 1963; Чарыгин и др., 1963; Шлезингер, 1965; Бабаев, 1966; Дитмар, 1966; Кунин, 1968; Кузьмина и др., 1970) или посвященных описанию большей части и даже всей плиты (Яншин, 1948, 1951; Петрушевский, 1955; Борисов и др., 1960; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Сытин и др., 1960; Годин, Сытин, 1961; Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Геологические условия..., 1963; Тектоника и нефтегазозносность..., 1963; Вольвовский и др., 1964, 1965; Дикенштейн, Габриэлянец и др., 1964; Бакиров, 1965; Габриэлянец, 1965; Наливкин и др., 1965; Бакиров и др., 1966; Крылов, 1966; и др.). Систематическое описание тектоники всей Туранской плиты приведено в нашей монографии (Вольвовский и др., 1966).

Породы структурных комплексов фундамента Туранской плиты известны главным образом на территории ее горных обрамлений. Сведений об их строении во внутренних частях плиты значительно меньше, и основываются они на данных скважин<sup>1</sup> и относительно небольших по размерам выходам этих пород на поверхность.

<sup>1</sup> Общее число скважин, вскрывших породы фундамента Туранской плиты, исчисляется сотнями, но они крайне неравномерно разбросаны по территории плиты и расположены главным образом по ее окраинам (в местах неглубокого залегания фундамента) и на крупных поднятиях.

Как известно, на рассматриваемой территории выходят на поверхность складчатые сооружения различного возраста — от позднекаледонского в Центральном Казахстане до позднегерцинского на Мангышлаке.

В пределах поздних каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня фундамент сложен сильно дислоцированными и в различной степени метаморфизованными породами геосинклинального комплекса рифея, кембрия, ордовика, а местами и силура. Геосинклинальный комплекс подразделяется на ряд структурных ярусов и подъярусов. Складчатый орогенный комплекс, представленный эффузивно-осадочной толщей, распространен спорадически и по возрасту в Северном Тянь-Шане относится к позднему ордовику, во внешней зоне каледонид Центрального Казахстана — к силуру, а в их внутренней зоне — к девону.

После структурной перестройки с перерывом и несогласием на различных более древних породах залегает своеобразный комплекс (девон — пермь), выполняющий впадины, мульды, грабен-синклинали и грабены. Наиболее крупными такими впадинами, выходящими на территорию Туранской плиты, являются Джезказганско-Чуйская и Тургайская. Несколько дальше, уже внутри Центрально-Казахстанского щита, расположена Тенизская впадина. Отложения этого комплекса хорошо изучены в обнаженной части (Богданов, 1954, 1959; Беспалов, 1956; Быкова, 1960; Кумпан, 1960; 1964; Мазарович, 1961, 1968; Литвинович, 1962; и др.), а также вскрыты под платформенным мезозойско-кайнозойским чехлом многочисленными буровыми скважинами (Геологическое строение..., 1961; Кунин, 1961, 1968; Новиков и др., 1962; Саргаскаев, 1963; Геология и перспективы нефтегазоносности..., 1964; Дикенштейн, Новиков и др., 1964; Дитмар, 1966; С. Бакиров и др., 1968; Шахов, 1968).

Этот комплекс начинается континентальной вулканогенной (порфировой) формацией (нижний девон — нижняя часть среднего девона) мощностью до 2—3 км. Выше с несогласием залегает нижняя красноватая молассовая формация (верхняя часть среднего девона — франский ярус) мощностью 2—4 км, а еще выше — морская терригенно-карбонатная формация (фаменский ярус — нижний карбон) мощностью до 4 км. Породы этой формации широко распространены как в обнажениях Центрального и Южного Казахстана, так и под чехлом Тургайских и Чуйских степей, где они обнаружены многими скважинами. В терригенно-карбонатной формации выделяется нижняя соленосная подформация (фаменский ярус — турнейский ярус), сложенная каменной солью, ангидритами, гипсами, алевролитами и песчаниками. Она развита только в Джезказганско-Чуйской впадине (Петрушевский, 1938; Зайцев, 1940, 1946; Варенцов и др., 1964; Дитмар, 1966). Венчается разрез верхней пестроцветной молассовой формацией (средний карбон — пермь) мощностью 3—3,5 км. В ее составе выделяется верхняя соленосная подформация (пермь), обнаруженная бурением только в Джезказганско-Чуйской впадине и имеющая мощность до 1—2 км (Дитмар, Тихомиров, 1964). Средне-верхнепалеозойские отложения образуют относительно пологие брахискладчатые дислокации, интенсивность которых значительно возрастает близ разломов.

Описанные толщи по структурному положению, характеру дислокаций и морфологии, а также по слагающим их формациям не могут быть отнесены к типичным геосинклинальным, но и не могут быть причислены к типичным платформенным (Зайцев, 1966). Различными исследователями им даны разные названия: парагеосинклинальные, орогенные (в широком смысле этого слова), переходные, эпигеосинклинальные и т. д. Вслед за В. Е. Хайным (1954) отложения средне-верхнепалеозойских впадин каледонид я выделяю как метагеосинклинальный<sup>1</sup> комплекс.

<sup>1</sup> Более подробно о выделении этого комплекса см. ниже (стр. 193—201).

В пределах поздних каледонид прослеживается ряд интрузивных комплексов основного, ультраосновного, а также гранитоидного состава, имеющих различный возраст, причем внедрение наиболее поздних гранитоидов относится к среднему карбону и перми.

К югу от края Большого Каратау рядом скважин под отложениями мезозой вскрыты песчаники, алевролиты и известняки предположительно нижнего карбона (Новиков и др., 1962, 1963; Дитмар и др., 1966; Кунин, 1968; и др.), которые, по-видимому, также принадлежат к метагеосинклинальному комплексу, выполняющему Сырдарьинскую впадину. К нему же скорее всего относятся аргиллиты, алевролиты, песчаники со значительной примесью туфогенного материала и с прослоем роговообманкового порфирита, вскрытые несколькими скважинами в пермско-раннетриасовом Тюратамском прогибе (Воскобойников, 1957; Самодуров, 1957; Гарецкий, Шрайбман, 1960; и др.).

В пределах Уральской складчатой системы выделяется комплекс доуралид (рифей — кембрий, иногда нижний ордовик), выходящий в ядрах антиклинориев, и геосинклинальный комплекс уралид, включающий породы от ордовика до нижнего, а местами и среднего карбона включительно (Херасков, Перфильев, 1963). Они образуют ряд меридионально вытянутых, чередующихся между собой геантиклинальных и геосинклинальных зон и прорваны различными ультраосновными, основными и гранитоидными интрузивными образованиями разного возраста (вплоть до позднепалеозойского). В орогенный этап развития Урал вступил со среднего карбона, а в Мугоджарах — с позднего карбона — ранней перми. Орогенный складчатый комплекс (верхний палеозой — нижний триас) выполняет Актюбинский и Атжаксинский периклинальные прогибы (Вольвовский и др., 1966). Последний целиком погребен под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом и расположен между краем Русской плиты и Сакмарско-Кокпектинским разломом. В Западном Примугоджаре бурением установлено широкое развитие сильно дислоцированных пород аспидной формации верхнего девона — нижнего карбона (Верхнеэмбенский синклинорий), которые к югу погружаются под орогенные толщи Атжаксинского периклинального прогиба, представленные флишевыми и молассовыми формациями верхнего карбона — нижней перми (Гарецкий, Кононова, Щербович, 1963). Породы уралид вскрыты многими скважинами на территории периферии Мугоджар и Тургайских степей (Мазина, 1958; Геологическое строение... 1961, Гарецкий, 1962; Мазина, Киселев, 1964; Вольвовский и др., 1966; и др.).

Кызылкум-Тяньшаньская ветвь субширотных герцинид делится на три основные структурно-фациальные зоны (с юга на север): Гиссаро-Каратегинскую, Алай-Кокшаальскую и Чаткало-Нарынскую, сложенные геосинклинальным комплексом рифей, нижнего и среднего палеозоя (Виноградов и др., 1958; Н. М. Силицын, В. М. Силицын, 1958; Огнев, 1959; Резвой, 1959; Кухтиков, 1964; Стратиграфия Узбекской ССР, 1965; и др.). Эпигеосинклинальный орогенный комплекс сложен породами от среднего карбона (верхнебашкирского подъяруса) до нижнего триаса и представлен морской молассовой, флишеидной, вулканогенной и континентальной красноцветной молассовой формациями (Миклухо-Маклай, 1963; Соловьева, 1963; Лелешус, 1964; и др.).

В Кызылкумах породы складчатого орогенного комплекса сложены средне-верхнекаменноугольной сероцветной молассой, в ряде структурно-фациальных зон с прослоями известняков и основных эффузивов общей мощностью более 5 км (Лихачев и др., 1963; Пятков и др., 1963; Соловьева, 1963; и др.). В строении орогенного комплекса Тянь-Шаня большую роль играют вулканогенно-обломочные образования мощностью до первых километров. Он прорван позднепалеозойскими интрузиями различного состава, верхняя возрастная граница которых не выходит за пределы ранней перми

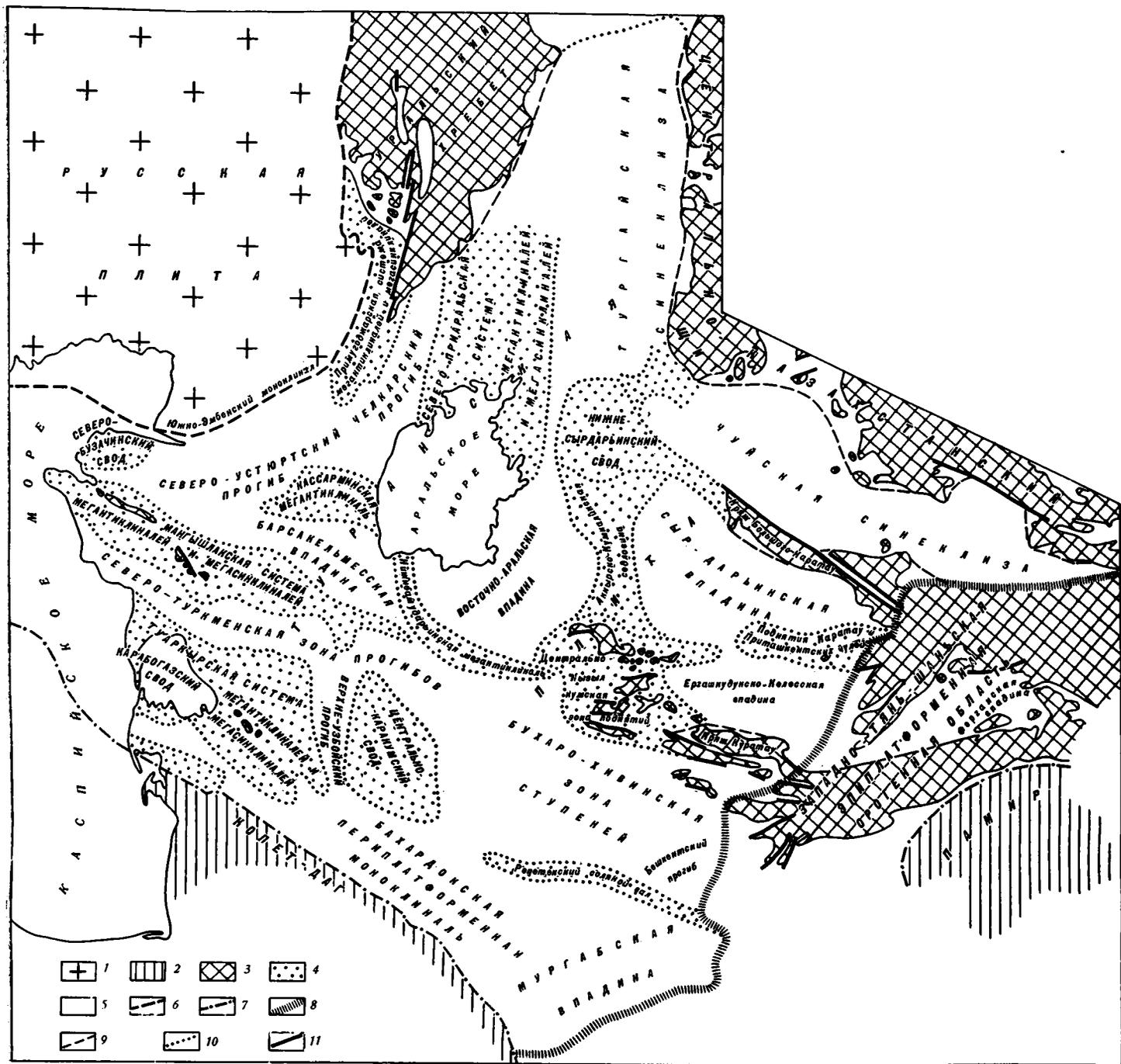


Рис. 3. Границы и основные структурные элементы Туранской плиты

1 — Русская плита; 2 — Альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эоценовой платформы на поверхность; 4, 5 — основные структурные элементы Ту-

ранской плиты; 4 — положительные, 5 — отрицательные; 6-8 — границы Центрально-Евразийской молодой платформы: 6 — с Востоčno-Евро-

пейской древней платформой, 7 — с альпийской складчатой областью, 8 — с областью эпи-платформенного орогенеза; 9, 10 — границы Туранской пли-

ты; 9 — со шитами, хребтами, кряжами Центрально-Евразийской платформы, 10 — с Кустанайской седловиной, 11 — разломы

(Беликов и др., 1964; Лаверов и др., 1964). С перерывом и несогласием на складчатые орогенные толщи или на более древние геосинклинальные породы ложится красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса (Сикстель, 1960).

На Мангышлаке обнажен и вскрыт рядом скважин каратауский комплекс слабо метаморфизованных пород, который сложен сероцветной молассой биркутской и отпанской свит перми, красноцветной молассой долнапинской свиты перми, миогеосинклинальной зеленоцветной алевролитосланцевой формацией терталинской свиты нижнего триаса, морской молассой караджатыкской свиты нижнего триаса, красноцветной молассой карадуанской свиты среднего триаса и миогеосинклинальной антраконитовой (черные известняки, сланцы, аргиллиты и песчаники) формацией акмышской свиты верхнего триаса, общей мощностью более 8 км (Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959, 1965; и др.) В низах долнапинской свиты обнаружен пласт липаритовой туфолавы (Винюков, 1963), а в акмышской — несколько пластов туфов и основных эффузивов (Флоренский, 1964; Мстиславский и др., 1966). Каратауский комплекс в позднем триасе (норийский век) был смят в серию альпийотипных складок. Мангышлак следует рассматривать как возрожденный миогеосинклинальный прогиб в пределах герцинид, превратившийся в киммерийскую складчатую зону.

Аналогичный киммерийский миогеосинклинальный прогиб, выполненный складчатыми континентальной красноцветной молассой перми — нижнего триаса и морской пестроцветной аргиллитопесчанниковой формацией нижнего триаса, общей мощностью 4,5 км (Курбатов, 1956; Астахова, 1962; и др.), приурочен к Туаркыру. В разрезе пермо-триаса, особенно в низах, встречаются пласты туфов, туфовых порфиров и реже эффузивов кислого и щелочного составов. В выходах на поверхность породы пермотриаса Туаркыра моноклинально наклонены под углами 25—60°.

Еще более молодые (юрские) миогеосинклинальные толщи (морская сероцветная алеврито-аргиллитовая средней юры внизу и терригенно-карбонатная дотитонская сверху) мощностью более 5 км развиты в окраинном приразломном прогибе Большого Балхана. Обе толщи смяты в крупную антиклиналь, осложненную вторичными складками, флексурами и разрывами. Только с титона этот участок примкнул к остальной территории Туранской плиты (Амурский и др., 1968).

На территории Туранской плиты, заложившейся на субширотных герцинидах, породы фундамента вскрыты многими скважинами (Акрамходжаев и др., 1962; Куприн и др., 1962; Князев, Флоренский, 1962, 1965; Князев, Кононова и др., 1963; Гарецкий и др., 1964; Геология и нефтегазосность юга СССР, 1964; Пантелеев, 1964; Шнип, 1964; Поляков и др., 1965; Летавин, 1966; Князев, Флоренский, Чарыгин, 1967; Князев и др., 1969; Кузьмина и др., 1970; и др.).

Наибольшим количеством скважин они вскрыты в Бухаро-Хивинской области и в Южном Приаралье. Здесь преобладают граниты и гранодиориты, далее идут эффузивы и туфы, значительно меньше обнаружено осадочно-метаморфических пород — различных сланцев, кварцитов, известняков и др. Последние принадлежат к раннему и среднему палеозою, а магматические образования, по данным калий-аргонового метода — к концу среднего или позднему палеозою. В пределах Центрально-Каракумского и Карабогазского сводов также преобладают гранитоидные породы, туфы и эффузивы, по данным определения абсолютного возраста относящиеся к раннему — позднему палеозою (Худобина, 1961; Куприн и др., 1962; Князев, Крылов и др., 1963, 1966). На Центральном Устюрте (Карабаур, Айбугир) обнаружены метаморфизованные сланцы, песчаники, конгломераты, доломиты и известняки нижнего и среднего палеозоя. В Северо-Западном Приаралье две скважины (Базайское поднятие) вошли в дислоцированную толщу гравелитов и конгломератов верхнего палеозоя,

ниже которой одной из скважин вскрыты амфиболиты нижнего палеозоя. На Северо-Восточном Устюрте (Аккулковское поднятие) вскрыты среднепалеозойские (скорее всего нижнекаменноугольные), чередующиеся между собой углисто-кварц-серицитовые сланцы и базальтовые порфириды с углами падения 60—70°. Скважина, расположенная северо-западнее (Кызылойское поднятие), обнаружила различные зеленые метаморфические сланцы (мусковит-кварцевые, альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-амфиболовые) нижнего палеозоя.

На ряде площадей Бухаро-Хивинской области вскрыты конгломераты верхнего палеозоя (скорее всего верхнего карбона). Во многих скважинах Северного и Южного Устюрта, периферии Мугоджар, Северного Приаралья, п-ова Бузачи, Южного Мангышлака, Центрально-Каракумского свода и окружающих его прогибов под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом обнаружены красноцветные аргиллиты, песчаники, гравелиты и конгломераты перми — нижнего триаса, которые выполняют обширные впадины и прогибы и смяты в пологие складки (углы падения обычно 10—25°, иногда до 45—50°).

На юге Туранской плиты (запад Бухаро-Хивинской области, Хорезмско-Измаильский прогиб, склоны Центрально-Каракумского свода), а также на юге Северного Устюрта (Журлук) в ряде скважин обнаружены довольно мощные (до 900 м) осадочно-эффузивные толщи с эффузивами и туфами кислого, среднего и основного состава (Арнольд, 1968; Князев и др., 1969).

Красноцветные отложения перми — нижнего триаса в ряде мест несогласно залегают на складчатых породах нижнего — среднего палеозоя. Их взаимоотношение с орогенным комплексом карбона неясно, так как в одном разрезе они почти нигде не обнаружены. Одни исследователи (Мирчинк и др., 1962; Князев, Кононова и др., 1963; Крылов, Летавин, 1966; и др.) относят их (так же, как и складчатые толщи Мангышлака и Туаркыра) к «переходному» комплексу, другие (Варенцов, Левенко, 1963; Бабаев, 1966; Левенко, 1967; и др.) — к платформенному чехлу, третьи (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Архипов, Полканова, 1966; Дикенштейн, Полканова, 1966; Вольвовский и др., 1966; и др.) — к верхнему структурному ярусу фундамента. Учитывая их большое сходство в залегании и структурном положении со средне-верхнепалеозойскими отложениями каледонид, их можно отнести к особому — метагеосинклинальному комплексу, который значительно отличается от собственно геосинклинального, но еще не может рассматриваться как типично платформенный.

Вопрос о соотношении палеозойских складчатых систем Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, погружающихся под платформенный чехол Туранской плиты, имеет большое теоретическое и практическое значение и поэтому давно интересовал геологов. Общие схемы строения фундамента этой территории приведены в работах А. Д. Архангельского (1923, 1932, 1941), А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1936), А. Д. Архангельского и др. (1937), Д. В. Наливкина (1933), А. Н. Мазаровича (1938), В. В. Белоусова (1948), А. Л. Яншина (1945, 1948, 1951), Б. А. Петрушевского (1955) и др. Появившиеся за последнее десятилетие большие буровые и особенно геофизические материалы позволили для ряда участков Туранской плиты и даже для всей ее территории составить более детальные схемы строения фундамента. Такие схемы опубликованы многими исследователями (Годин, 1957, 1961; Самодуров, 1957; Годин и др., 1958; Неволин, 1958, 1961, 1965; Мазина, Овечкин, 1958; Борисов и др., 1960; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Касаткин, 1960; Сытин и др., 1960; Попов, 1960, 1964; Глазунова и др., 1961; Мазина, Ксенофонтов, 1961; Михайлов, Ларионов, 1961; Мелькановицкий, 1962; Пятков, Бухарин, 1962; Грешнер и др., 1963; Калинин, 1963; Князев, Кононова и др., 1963; Лихачев и др., 1963; Морозов и др., 1963; Пятков и др., 1963, 1964; Гарец-

кий, 1964; Гарьковец, 1964, 1967; Глазунова, 1964; Голуб, 1964; Левин и др., 1964; Манилов, 1964; Самодуров, 1965; Вольвовский и др., 1966; Хамрабаев, 1966; Шульц (мл.), 1966; Ахмеджанов и др., 1967; Ахмеджанов, Борисов, 1968; Абдулин, 1968; Бакиров и др., 1968а; Гринберг, Димаков, 1968; Кунин, 1968; и др.).

Изучение материалов бурения, достигшего фундамента, данных сейсморазведки КМПВ, отбивающей его поверхность, анализ данных гравитационного и магнитного полей, в первую очередь отражающих строение фундамента, учет структуры платформенного чехла — все это позволяет дать схему строения фундамента под чехлом Туранской плиты<sup>1</sup>.

К Центральному Казахстану примыкают поздние каледониды, которые на западе ограничены Восточно-Уральской зоной разломов. Последняя четко намечается по данным бурения и геофизики на севере Тургайской равнины и по материалам геофизики хорошо прослеживается далеко на юг. Крайняя зона уралид (Жуванская), примыкающая к Восточно-Уральскому шву, заложилась на каледонском основании.

Сходные магнитные и гравитационные поля по обе стороны кряжа Большого Каратау, некоторые материалы сейсморазведки и выход пород протерозоя в сопках Чаулинчи с субгоризонтальным залеганием на них отложений девона говорят о том, что каледониды распространены и к югу от Каратау. Здесь они ограничены кулисообразно подстилающимися друг друга разломами, причем примыкающая к ним с юга крайняя зона тяньшанид (Кураминская), по-видимому, заложилась на каледонском основании. В область каледонид проникает герцинский приразломный миогеосинклинальный прогиб Большого Каратау, развивавшийся на каледонском основании и затухающий к северо-западу.

Вся южная часть Туранской плиты формировалась на продолжении южных дуг Тянь-Шаня и на субширотных герцинидах Туркмении и Закаспия. Здесь далеко в глубь Турана прослеживается ряд структурно-формационных зон Тянь-Шаня. Так, Кураминская подзона Чаткало-Нарынской зоны продолжается к северо-западу вплоть до Восточно-Уральского разлома. До Аральского моря может быть прослежена Алай-Кокшаальская зона. Гиссарская зона постепенно суживается к северо-западу и в излучине р. Аму-дарьи выклинивается. Изометричными магнитными и гравитационными аномалиями выделяется Бузачинско-Каракумская зона и, наоборот, линейными аномалиями — Карагинско-Карабогазская зона. В пределах этих зон выделяются своеобразные участки в районе Кара-Богаз-Гола и Центральных Каракумов, на которых бурение показало широкое развитие гранитоидов и которые в платформенном чехле соответствуют крупным сводам. Эти участки скорее всего представляют собой массивы ранней консолидации (Яншин, 1965а) или ядра роста материковой коры (Попов, 1960).

Проведенные недавно региональные профили КМПВ позволяют несколько по-новому подойти к трактовке глубинного строения Северного Устьярта<sup>2</sup>. Вдоль Южно-Эмбенского краевого шва ограничения Русской плиты прослеживается одноименная ветвь герцинид, которая состоит из узкого (до 20 км) трога, выполненного граувакковой формацией верхнего девона — нижнего карбона, и также узкой (до 20—30 км) полосы некогда приподнятой кордильеры, возможно сложенной среднепалеозойскими эффузивами. На Северном Устьярте, за Предустюртским разломом, ограничивающим Южно-Эмбенские герциниды, расположен Северо-Устьярт-

<sup>1</sup> Схему строения фундамента Туранской плиты см. в работе И. С. Вольвовского и др. (1966).

<sup>2</sup> Схема строения Северного Устьярта опубликована в работе Р. Г. Гарецкого и Р. Б. Сапожникова «Тектоника Северного Приаралья и Северного Устьярта» в кн. «Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устьярта». М., «Наука», 1970.

ский массив ранней консолидации, в пределах которого выделяется очень выдержанная преломляющая граница с  $V_r = 6000-6200$  м/сек, отождествляемая с поверхностью доорогенного фундамента, и ряд спокойно залегающих горизонтов, по-видимому, приуроченных к метагеосинклинальному комплексу позднего палеозоя.

Северо-Устюртский массив делится на три крупных блока: западный — Каратюлей-Самский, представляющий собой почти равно-сторонний треугольник, сторонами которого являются региональные разломы (Предустюртский, Бузачинско-Байчагырский и Сакмарско-Кокпектинский), и восточные — Косбулакский и Барсакельмесский, имеющие очертания неправильных четырехугольников. Косбулакский блок на севере ограничен Аккулковским разломом, за которым расположена область более поздней консолидации. Судя по простиранию гравитационных и магнитных аномалий, а также частично по направлению структур поверхности фундамента и платформенного чехла, простирание структур фундамента здесь субширотное. Герциниды с преобладающим субширотным простиранием структур можно выделить в районе северо-восточных чинков Устюрта и в южной части Челкарского прогиба. На востоке по разлому они оборваны Прииргизской зоной уралид, а на западе ряд северных их блоков — продолжением зеленокаменной зоны уралид. Следовательно, в этом районе расположена сложно построенная зона торцового сочленения субширотных и субмеридиональных герцинид.

По разломам в область Северного Устюрта с восток-юго-востока вдается Кассарминская зона, в пределах которой выделяется, по-видимому, тот же, что и на Северо-Устюртском массиве, сейсмический горизонт с  $V_r = 6000-6200$  м/сек, предположительно относимый к поверхности фундамента ранней консолидации. Однако в этой зоне выше выделяется еще один преломляющий горизонт с  $V_r = 5300-6300$  м/сек, который отождествляется с поверхностью складчатых пород среднего палеозоя (Ишутин и др., 1968). Кассарминская зона отчетливо выявляется значительным максимумом силы тяжести и резкой положительной магнитной аномалией и по этим характеристикам существенно отличается от Северо-Устюртского массива. Скорее всего Кассарминскую зону следует рассматривать как миогеосинклинальную ветвь субширотных герцинид, заложившуюся на более древнем (байкальском?) фундаменте и выклинивающуюся в западном направлении. По-видимому, она протягивается в сторону Султануиздага, что подтверждается недавними геофизическими работами в западной части Аральского моря (Корсаков, Ершова, 1968).

Району развития в платформенном чехле Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей соответствует зона интенсивной поздне триасовой складчатости фундамента (Яншин, 1951; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Шлезингер, 1965; и др.). Эта зона выделяется интенсивными максимумами аномалий Буге, и ей соответствует минимум остаточных аномалий силы тяжести. С севера Мангышлакская зона ограничена Северо-Мангышлакским региональным разломом, хорошо выделяющимся как по геологическим, так и по геофизическим данным. Восточная часть этой зоны наложилась на проходящую здесь в северо-западном направлении более древнюю Бузачинско-Каракумскую зону субширотных герцинид.

В целом Мангышлакской зоне соответствует глубокий трог, выполненный мощными миогеосинклинальными и моласовыми толщами верхнего палеозоя — триаса, и лишь на севере ее восточной части к ней примыкает Карабаурско-Айбугирский клин среднепалеозойских пород, также подвергшийся поздне триасовой складчатости (Гарецкий, Колесников и др., 1965).

Триасовый возраст интенсивной складчатости характерен и для Туркырской зоны, которой в платформенном чехле соответствует система мегантиклиналей и мегасинклиналей. В центральной и северо-западной

своих частях эта зона выделяется максимальными значениями аномалий Буге. Ей отвечает широкая полоса градиентов остаточных аномалий силы тяжести, осложненная серией максимумов и минимумов. Юго-восточная часть зоны по геофизическим и геологическим материалам прослеживается неуверенно и в районе к западу от г. Теджена выделена условно. На юго-западе Туаркырская зона ограничена Туаркырским разломом, который протягивается от берега Каспийского моря до района г. Апхабада и хорошо выделяется интенсивными линейными аномалиями магнитного поля и высокими градиентами силы тяжести. Западная часть Мангышлакской зоны и вся Туаркырская зона развивались согласно с более древними зонами гяньшанид.

С севера вплоть до чинков Устюрта и Аральского моря прослеживаются различные меридиональные зоны Урала. В районе Аральского моря происходит сложное сочленение разнородных простирающихся герцинид. Анализ аномалий  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , а также структур платформенного чехла скорее всего свидетельствует об их торцовом сочленении, причем по большей части оно является вторичным, возникшим в результате значительных горизонтальных перемещений (шарьяжей и сдвигов).

На основании главным образом сейсморазведочных данных и материалов расчетов гравитационного поля и магнитных аномалий (кромки магнитовозмущающих масс) нами составлены структурная схема поверхности геосинклинальных комплексов фундамента Туранской плиты и схема мощностей метагеосинклинального и орогенного комплексов<sup>1</sup>.

Для района Джекказганско-Чуйской впадины как глубины залегания этой поверхности, так и мощности метагеосинклинального комплекса могут быть занижены в связи с тем, что за нее принят преломляющий горизонт с  $V_r = 6 - 6,5$  км/сек (Кунин, 1964; Саргаскаев, 1963). Он местами, по-видимому, переходит на поверхность карбонатных толщ нижнего карбона, т. е. на ряде участков проходит внутри метагеосинклинального комплекса. Глубина залегания собственно геосинклинальных комплексов колеблется здесь от плюсовых отметок в местах выходов этих комплексов на поверхность до  $-1$  км и немного выше на поднятиях и до минус 2 — минус 6 км в мульдах. Мощность метагеосинклинального комплекса достигает 5 — 6 км.

В эпигерцинской части Туранской плиты метагеосинклинальный комплекс наиболее широко распространен на западе и юге. В северной и центральных частях плиты, где он отсутствует, поверхность собственно геосинклинальных комплексов залегает на отметках от  $-1$  км и выше, только местами погружаясь до минус 2 — минус 4 км. На западе плиты эта поверхность от отметок минус 1 — минус 3 км в районах Южно-Эмбенского трога и Северо-Западного Приаралья погружается в центральных частях мульды Северо-Устюртского прогиба до минус 10 — минус 12 км, т. е. стрела прогиба здесь достигает 9—10 км. Хорошо очерчиваются Кассарминское поднятие (по стратоизогипсе — 3 км) и Барсакельмская впадина глубиной до  $-7$  км. К Бузачинско-Байчагырской полосе герцинид намечается подъем до минус 3 — минус 1 км. В Южно-Мангышлакском прогибе вновь происходит погружение поверхности геосинклинального комплекса фундамента до отметок минус 6 — минус 9 км, а далее — ее подъем к Карабогазскому (до минус 2 — минус 1 км) и Центрально-Каракумскому сводам (до минус 3 — минус 2 км). Глубоко погружена эта поверхность на юге Туранской плиты. От Центрально-Каракумского свода к Копетдагу она моноκлинально опускается до отметок минус 15 — минус 18 км в Предкопетдагском краевом прогибе. Такие же ее отметки характерны для Мургабской впадины на юго-востоке Туркмении. Проведенная в последнее время сейс-

<sup>1</sup> Как эти схемы, так и многие другие структурные карты Туранской плиты по различным горизонтам не приводятся, так как они недавно были нами опубликованы (Вольвовский и др., 1966).

моразведка КМПВ (Старобинец, 1966; Михайлицкий, Старобинец, 1968) показала, что данная поверхность на юго-востоке Туркмении имеет более дифференцированный характер, а глубины ее залегания действительно достигают больших величин ( $-15$  км и ниже).

Мощности метагеосинклинального и орогенного комплексов герцинской части фундамента Туранской плиты в соответствии со структурным планом колеблются от  $1 - 2$  км на приподнятых участках до  $3 - 6$  км в прогибах и впадинах и до  $6 - 9$  км в наиболее глубоких районах юга плиты.

Таким образом, структурные комплексы фундамента Туранской плиты весьма разнообразны: от областей позднекаледонской консолидации со спорадически развитыми складчатыми орогенными толщами (завершающими молассами) и широким распространением средне-верхнепалеозойских отложений метагеосинклинального комплекса до областей герцинской консолидации разного возраста и простирающихся — субширотных тяншихся, меридиональных уралид и киммерийских (позднегриасовых или даже юрских) складчатых зон Мангышлака, Туаркыра и Большого Балхана. В пределах герцинид широко распространены складчатые орогенные толщи позднепалеозойско-раннегриасовых периклиналильных прогибов Урала (Актюбинский и Атжаксинский) и позднепалеозойских внутренних прогибов (Северо-Букантауский и др.), а также пермско-нижнегриасовые толщи, выполняющие метагеосинклинальные прогибы и впадины (Арало-Устюртская и др.). Характерны изометричные массивы ранней (возможно, байкальской) консолидации (Карабогазский, Центрально-Каракумский, Северо-Устюртский и др.).

Подшоша платформенного чехла залегает на различных глубинах, и структурная карта по этой поверхности весьма дифференцирована. Туранская плита отчетливо делится на две области — северо-восточную, которая включает эпикаледонскую ее часть и прилегающие районы эпигерцинской части, в которых почти полностью отсутствуют орогенный и метагеосинклинальный комплексы в фундаменте, и юго-западную — с широким развитием последних. В первой подошва платформенного чехла не погружается глубже  $2$  км, во второй расположена до глубин  $3 - 6$  и даже  $7 - 10$  км. При сравнении отметок залегания этой поверхности на поднятиях и соседних прогибах видно, что размах тектонических движений за платформенный этап развития в первой области не превышает  $1 - 2$  км, а во второй — достигает  $4 - 6$  км, т. е. эти цифры, по сравнению с поверхностью собственно геосинклинальных комплексов фундамента, соответственно уменьшились в  $3 - 4$  и в  $2$  раза. Наклон подошвы платформенного чехла (исключая участки разломов и флексур) в первой области равен  $15 - 50$  м на  $1$  км, а во второй —  $50 - 200$  м на  $1$  км. Наибольшие цифры размаха тектонических движений и наклона подошвы чехла приурочены к Мангышлакской и Туаркырской зонам, а также к району периферии Мугоджар.

Платформенный чехол Туранской плиты, с перерывом и несогласием залегающий на фундаменте, на значительной ее территории начинается отложениями юры, а в наиболее глубоких частях прогибов и в грабенах северной ее части — даже породами триаса. За контурами распространения триас-юрских пород платформенный чехол начинается отложениями различных горизонтов мела, палеогена и даже неогена.

В чехле Туранской плиты выделяются четыре структурных яруса: триас-нижнеюрский, среднеюрско-нижнемиоценовый (подразделяющийся, в свою очередь, на юрский, меловой и палеоген-нижнемиоценовый подъярусы), среднемиоцен-нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-антропогеновый. Следует отметить, что некоторые границы между ярусами в разных местах плиты немного не совпадают, а на ряде участков соседние ярусы образуют один комплекс. Так, на Тургайской равнине в первый (нижний) ярус частично входят и отложения средней юры. Местами граница между вторым и третьим ярусами от кровли верхней юры смещается внутрь

верхней юры и проходит между оксфордом и кимериджем. На юго-востоке Туранской плиты нижняя и средняя юра образует один ярус.

Нижний структурный ярус представлен терригенно-вулканогенной формацией — туринской серией, которую большинство исследователей относит к нижнему — среднему триасу<sup>1</sup>, угленосными формациями челябинской и чушкакульской серий рэт-лейаса. В северной части Туранской плиты, а также на Кустанайской седловине и далее в пределах Западно-Сибирской плиты отложения нижнего (первого) структурного яруса выполняют грабены, грабенообразные прогибы и более плоские впадины. В некоторых из этих структур развиты угленосные отложения средней юры. Породы грабенов с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты обычно отложениями мела и палеогена, а иногда (Каратауский грабен) — континентальными породами верхней юры. Южнее, в западных и центральных частях Туранской плиты, известны угленосные отложения позднего триаса — лейаса (Бабаев, Федотов, 1960; Пятков, Пяновская, 1961; Гарецкий, 1962, 1964; Гринберг, 1964; и др.), которые выполняют более обширные впадины.

На частных поднятиях вышележащие породы залегают на этих отложениях с резким угловым несогласием (до 30—40°, а в районах флексур до 70°); в соседних прогибах это несогласие быстро уменьшается и местами, по-видимому, сходит почти на нет. Мощность пород нижнего структурного яруса достигает 1—3 км.

Отложения второго (среднеюрско-нижнемиоценового) структурного яруса играют основную роль в строении чехла, имеют почти повсеместное распространение и максимальную мощность. Они несогласно залегают на отложениях первого структурного яруса, а там, где последние отсутствуют, — с еще более резким угловым несогласием непосредственно на различных породах фундамента. Второй структурный ярус сложен разнообразными формациями: угленосными (средняя юра, апт — нижний альб, средний — верхний олигоцен), пестроцветных глин (келловей — оксфорд), терригенно-карбонатной (верхняя юра — неоком), соленосной (кимеридж — титон), пестроцветной слабокарбонатной (неоком), пестроцветными каолиновыми (альб, турон), морскими терригенно-глауконитовыми (сеноман, турон, сантон), мелоподобных мергелей и писчего мела (сантон, кампан, маастрихт), карбонатной (эоцен), морской глинистой (эоцен), септариевых глин (майкопской, охватывающей верхний олигоцен — нижний миоцен) и др.

В скважине Кимирек 1 (Бухаро-Хивинская область) бурением в терригенных отложениях средней и низах верхней юры обнаружено большое количество туфовых и туфогенно-осадочных пород (Левина, Волхонина, 1966). В Юго-Восточной Туркмении, в пределах Горного Бадхыза, в породах верхнего эоцена отмечаются три-четыре пласта базальтовых и андезитовых эффузивов, туфов, туфоконгломератов, туфобрекчий и туфопесчаников (Солун и др., 1961). Отсюда на север вплоть до южных берегов Аральского моря в верхнеэоценовых отложениях повсюду прослеживаются тонкие прослои пепловых туфов (Попов, Пантелеев, 1961).

Общая мощность отложений второго структурного яруса в прогибах и впадинах северной части Туранской плиты достигает 4 км, а на поднятиях сокращается до 2—3 км и меньше. На юге плиты она увеличивается до 5—6 и даже 8—10 км (Юго-Восточная Туркмения).

Отложения третьего (среднемиоцен-нижнепалеоценового) структурного яруса особенно широко распространены в западной части Туранской плиты. Они с угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты подстилающих пород второго структурного яруса, в

<sup>1</sup> Подробнее об этом см. ниже, при описании Западно-Сибирской плиты.

кровле которых отмечается обычно маломощная кора выветривания. Третий структурный ярус сложен преимущественно морскими терригенно-карбонатными породами, которые к востоку замещаются континентальными терригенными. Их мощность колеблется от первых сотен метров до 1 км и немного более в Юго-Восточной Туркмении.

Отложения четвертого (верхнеплиоцен-антропогенного) структурного яруса представлены морскими и континентальными, преимущественно терригенными образованиями мощностью до первых десятков, реже первых сотен метров. Они выполняют пониженные участки выработанного перед этим рельефа, перекрывая или прислоняясь к различным горизонтам пород фундамента и чехла, причем залегают практически горизонтально.

О дислоцированности платформенного чехла можно судить по характеру структурных карт ряда поверхностей внутри него. Вверх по разрезу отмечается последовательное упрощение структур и уменьшение общего размаха тектонических движений. Так, поверхность юрских отложений дислоцирована меньше, чем подошва платформенного чехла. Амплитуда колебания этой поверхности не превышает 3—4 км. Многие разломы, имеющиеся в фундаменте, затухают и уже не влияют на поведение поверхности юрских отложений.

Несколько меньше, чем поверхность юры, но также значительно дислоцирована поверхность меловых отложений. Предельный размах тектонических движений за послемеловое время в зоне южного погружения Урала приближается к 1500 м, а наклон поверхности меловых пород (исключая участки флексур и приразломных опусканий) обычно 5—20 м на 1 км. В Приамударьинском районе амплитуды колебаний кровли мела 1000—1200 м, а наклон этой поверхности составляет 5—20 м на 1 км. На Мангышлаке и Туаркыре эти цифры соответственно возрастают до 1500—2000 м и до 20—40 м на 1 км. В пределах Сырдарьинской впадины, заложившейся на каледонском фундаменте, разница между крайними положениями поверхности меловых отложений достигает 1000 м, но наклон этой поверхности не превышает 10—16 м на 1 км. В Тургайской и Чайской синеклизах эти величины уменьшаются до 500—700 м и до 8—10 м на 1 км. По сравнению с подошвой чехла поверхность мела на эпигерцинской части плиты дислоцирована в 3—4 раза меньше, а в эпикаледонской — в 2 раза. Однако все основные структурные элементы, выделяющиеся по подошве чехла, отчетливо отмечаются и по кровле мела.

На структурной карте по подошве среднемиоцен-нижнеплиоценовых отложений также хорошо отражаются все основные структурные элементы, но они выглядят значительно упрощенными — исчезают многие осложняющие их структуры.

Общая дислоцированность эпикаледонской поверхности в 5—8 раз слабее, чем поверхности меловых отложений.

Таким образом, в пределах Туранской плиты наибольший вертикальный размах тектонических движений характерен для Мангышлакской и Туаркырской зон. К этим же зонам приурочен наибольший наклон подошвы чехла и кровли меловых отложений. Наименьшие амплитуды тектонических движений и наклон обеих поверхностей отмечены в Тургайской и Чуйской синеклизах. К последним близка и Сырдарьинская впадина, хотя в ее пределах значения указанных параметров немного больше. Остальные участки Туранской плиты занимают промежуточное положение.

Туранской плите свойственно большое разнообразие морфологических типов тектонических структур. По форме в плане они изменяются от пологих изоморфных до резких линейных. В ее пределах известны такие структуры, как Центрально-Каракумский свод, имеющий форму неравностороннего треугольника, Карабогазский и Северо-Бузачинский своды — округлые в плане, Нижнесырдарьинский свод — многоугольный

в плане. Несколько более линейный характер, но неправильные, «глыбовые», очертания имеют выступы Ауминзатау, Тамдытау и другие, а также разделяющие их мульды (Мынбулакская, Каракатинская и др.) в пределах Кызылкумской зоны поднятий. Пологие Чуйская и Тургайская синеклизы имеют неправильную слабо вытянутую форму. К ним приближается по форме, но имеет гораздо большую глубину Сырдарьинская впадина.

На Туранской плите наиболее четко выступают линейные структуры. Среди них также выделяются разные типы. Имеются огромные по протяженности (многие сотни, до первых тысяч километров) крупные зоны прогибов (Северо-Туркменская), состоящие из ряда отдельных прогибов. К осевым частям положительных линейных структур приурочены встречающиеся в Кызылкумах, на Мангышлаке и Туаркыре кряжи и гряды, сложенные породами фундамента. К четким линейным дислокациям платформенного чехла Турана принадлежат мегантиклинали и мегасинклинали Мангышлакской системы. Для них характерны значительная амплитуда, линейность, соответствие по величине положительных и отрицательных форм, ориентированность движения масс, выражающаяся в однообразном наклоне плоскостей складок. К мангышлакским структурам весьма близки тектонические формы туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Несколько более слабо выражены, но также достаточно четко мегантиклинали и мегасинклинали Северо-Приаральской и Примургоджарской систем. К линейным структурам относятся одиночные мегантиклинали (Нижнеамударьинская и др.), а также своеобразный Репетекский соляной вал.

На Туранской плите имеются зоны ступеней, связанные со ступенчатым опусканием по разломам отдельных блоков фундамента (Бухаро-Хивинская, Узеньская и др.). По южной окраине Туранской плиты, примыкающей к альпийской геосинклинали Копетдага, развита зона окраинного (периплатформенного) опускания (Бахардокская окраинная моноклиналь).

Сравнивая простирания структурных элементов фундамента как в окружающих плиту палеозойских горных сооружениях, так и внутри нее, а также направления гравитационных и магнитных аномалий, в первую очередь отражающих внутреннюю структуру фундамента, с простиранием тектонических форм чехла, можно видеть, что для Туранской плиты в целом характерна согласованность простираний структур чехла и фундамента. Единственным исключением является район Бешкентского прогиба, расположенного между Бухаро-Хивинской зоной ступеней на западе и юго-восточными отрогами Гиссара (Тяньшаньский эпиплатформенный ороген) на востоке. В его пределах в мезозойско-кайнозойском платформенном чехле развита серия параллельных друг другу субмеридионально вытянутых, резко выраженных антиклинальных и синклинальных зон (Тектоника и нефтегазосность..., 1963; Айзберг и др., 1964). Их образование скорее всего связано с эпиплатформенным орогенезом Тянь-Шаня. Складки Бешкентского прогиба почти под прямым углом секут простирания магнитных аномалий, отражающих строение фундамента (Борисов, Рыманов, 1960). Следовательно, дислокации Бешкентского прогиба являются резко наложенными.

Для остальной, большей, части Туранской плиты характерна значительная зависимость тектоники платформенного чехла от строения фундамента. Над массивами ранней консолидации фундамента в чехле возникли или изометричные своды (Карабогазский и Центрально-Каракумский), или широкие вытянутые прогибы (Северо-Устюртский). Наиболее интенсивные тектонические движения и наиболее резкие линейные структуры (мегантиклинали и мегасинклинали), которые наследуют не только простирание структур фундамента, но нередко их форму и знак движений,

развиты в пределах Мангышлакской и Туаркырской зон поздне триасовой складчатости. Близкие к ним платформенные Примугджарская и Северо-Приаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей заложены в районах, где была значительная послеранне триасовая складчатость. На остальной эпигерцинской части Туранской плиты, где главное складкообразование произошло в среднем и позднем карбоне, размах тектонических движений меньше, а тектонические формы менее резки. В эпикаледонской части плиты унаследованные дислокации типа мегантиклиналей и мегасинклиналей вообще отсутствуют. Здесь развиты широкие плоские синеклизы и впадины, а интенсивность тектонических движений наименьшая. Следовательно, различие интенсивности тектонических движений и характера тектонических форм в первую очередь связано с возрастом фундамента в разных частях Туранской плиты.

Несмотря на то, что на основной части Туранской плиты преобладают согласованные с фундаментом, в разной степени унаследованные тектонические формы, здесь имеются отдельные дислокации явно наложенного характера. К ним, в частности, принадлежит, по-видимому, Базайское поднятие (Северо-Западное Приаралье), соответствующее субмеридионально выколотому блоку фундамента, хотя, судя по гравитационным и магнитным полям, простираение внутренних структур фундамента в этом районе субширотное. Примером молодой, также наложенной структуры является Рометанская впадина, возникшая в конце палеогена — антропогене под влиянием эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня и имеющая субмеридиональную ориентировку на фоне субширотных структур фундамента Бухаро-Хивинской области. К наложенным структурам принадлежит Нижнесырдарьинский свод, возникший только в палеогене в результате оживления ограничивающих его разломов и расположенный частично над Тюратамским пермо-триасовым прогибом и частично над северо-западным продолжением структур Большого Каратау.

Таким образом, большая часть Туранской плиты имеет преобладающий унаследованный тип строения, а меньшая ее часть (Бешкентский прогиб) — наложенный.

Мощность земной коры Туранской плиты колеблется от 30 до 45 км и лишь на крайнем юго-востоке достигает 50 км. С юга и востока плита довольно четко оконтуривается областями с иным строением земной коры, где ее мощности увеличиваются до 50—65 км. Внутри Туранской плиты подьему поверхности Мохоровичича (М) в общем соответствуют положительные структурные элементы, а ее погружению — отрицательные. Так, Карабогазский и Средне-Каспийский своды очерчены изогипсой М — 30 км, а Центрально-Каракумский — 37,5 км. Северо-Устюртскому прогибу соответствует увеличение мощности земной коры до 40 км. Мощность ее уменьшается в районе Бузачинского свода и Байчагырского поднятия, а также на Кызылкумской зоне поднятий. Исключения составляют горы Султануиздаг, которым соответствуют небольшие «корни». В районе Мангышлакской зоны хорошее совпадение имеет рельеф поверхности доверхнепалеозойских пород и поверхности М.

В. И. Шрайбман (1967) составил схему остаточных аномалий, которые освобождены от гравитационного влияния, связанного со строением земной коры (из наблюдаемых значений вычтено гравитационное влияние поверхности фундамента и поверхности М). Следовательно, эти остаточные аномалии в основном обусловлены плотностными неоднородностями верхней мантии. Выяснилось, что таким структурам, как Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, соответствуют минимальные значения аномалий. Они увеличиваются в районе Северного Устюрта, прогибов Юго-Восточной Туркмении, Сырдарьинской впадины. Таким образом, в пределах Туранской плиты областям крупных поднятий в общем соответствуют зоны разуплотнения верхней мантии, а областям прогибания — зоны ее

уплотнения. Это говорит о том, что в формировании крупных структур Турана большое значение имеют процессы, происходящие в верхней мантии.

В течение всего палеозоя территория Туранской плиты целиком входила в Урало-Тяньшаньскую геосинклинальную область, характеризовавшуюся очень сложным строением и различной историей геологического развития разных ее частей.

Геосинклинальное развитие раньше всего закончилось на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, которая испытала позднекаледонское складкообразование. Начиная с девона здесь начали образовываться своеобразные метагеосинклинальные средне-позднепалеозойские впадины и прогибы.

На остальной территории Туранской плиты продолжалось геосинклинальное развитие, хотя и здесь возникли (возможно, даже раньше, чем консолидировалась область каледонид) массивы или ядра ранней (байкальской?) консолидации (Карабогазский, Центрально-Каракумский, Урало-Тобольский, Северо-Устюртский). Не исключено, что последний в результате байкальской складчатости был припаян к карельскому блоку Русской плиты и только лишь в последующем отрезан Южно-Эмбенским палеозойским миогеосинклинальным трогом. В таком случае Северо-Устюртский массив можно считать срединным.

Края каледонид были частично захвачены и переработаны герцинским геосинклинальным развитием (Жуванская зона на западе, Кураминская на юге). Каледониды оказались четко ограниченными крупными разломами (Восточно-Уральским и др.). По разломам (Таласо-Ферганскому и Южно-Каратаускому) в каледониды внедрился приразломный унаследованный миогеосинклинальный прогиб Большого Каратау. В пределах герцинской геосинклинальной области существовали две системы: субмеридиональная и субширотная, которые в районе Аральского моря и северных чинков Устюрта имели сложные торцовые сочленения.

В среднем карбоне субширотные, а в позднем карбоне и субмеридиональные геосинклинальные системы претерпели складкообразование и превратились в складчатые сооружения (Уральское, Тяньшаньское, Закаспийское). Одновременно начали накапливаться орогенные толщи, а в перми и раннем триасе — метагеосинклинальные.

На Мангышлаке и Туаркыре в позднем палеозое — триасе по разломам произошло заложение глубоких геосинклинальных трогов, выполняющие толщ которых подверглись складкообразованию лишь в позднем триасе. Еще позднее заложился и развивался Большебалханский окраинный геосинклинальный прогиб, который только с титона присоединился к платформе. В конце раннего — начале среднего триаса существенному складкообразованию подверглись орогенные толщи периклинальных прогибов на юге Урала.

С раннего триаса, одновременно с еще геосинклинальным развитием Мангышлакского, Туаркырского и Большебалханского прогибов, а также с образованием метагеосинклинального комплекса на обширной западной части Туранской плиты, в ее северных районах началось формирование платформенного чехла. Здесь в результате сводового поднятия возникли грабены, грабенообразные прогибы и более широкие впадины, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными толщами. В рэт-лейасе в них накапливались угленосные отложения. В более южных частях плиты заложилась обширные впадины и прогибы, где отлагались также угленосные осадки. С этого времени уже вся территория плиты (за исключением Большого Балахана) вступила в платформенную стадию развития. Уже в это время наметились основные структурные элементы Туранской плиты, которые продолжали развиваться и в среднеюрскую эпоху. В прогибание втянулись почти вся южная и западная части плиты. На юге в наиболее глубоких прогибах среднеюрские отложения легли согласно на нижнеюрские,

а в центральной части плиты на поднятиях и по периферии прогибов их разделяет несогласие. На территории Тургайской и Чуйской равнин накопление среднеюрских отложений в основном продолжалось в грабенах, хотя на юге первой в то время заложилась широкая Тургайская синеклиза.

Формирование платформенного чехла с последовательным перекрытием все новых участков фундамента продолжалось в поздней юре, мелу и палеогене. Во время накопления отложений второго структурного яруса происходило дальнейшее развитие основных структурных элементов и их дифференциация. На фоне общего прогибания отмечались эпохи отдельных относительно кратковременных поднятий. Наиболее четкая из них приурочена к границе юры и мела, а в некоторых районах — к концу поздней юры.

На границе раннего и среднего миоцена произошло общее воздымание территории Туранской плиты. В дальнейшем отмечается неравномерное погружение ее западных и южных районов. В связи с интенсивными орогенными движениями в альпийской области Копетдага и в Тянь-Шане на примыкающих участках плиты начали формироваться краевые и предгорные прогибы.

С конца раннего плиоцена, а в некоторых районах, возможно, и раньше западная часть плиты испытала региональный подъем, который привел к ее интенсивному эрозионному расчленению. В последующем накопились относительно маломощные отложения верхнего плиоцена — антропогена, составляющие четвертый структурный ярус платформенного чехла.

При сравнении структурных карт по различным горизонтам чехла выявляется заметное упрощение структурного плана от более низких слоев к более высоким, причем наиболее резко оно происходит на границах структурных ярусов. Амплитуды основных структурных элементов в отложениях двух нижних ярусов, как правило, составляют тысячи метров, а углы падения — первые градусы и нередко даже первые десятки градусов. В отложениях третьего структурного яруса эти значения уменьшаются соответственно до сотен метров и до десятков минут, т. е. величина деформации уменьшается примерно в 10 раз. Отложения четвертого структурного яруса на большей части Туранской плиты практически не дислоцированы.

### Скифская плита

Скифская плита<sup>1</sup> относительно узкой полосой вытянута почти на 1500 км вдоль южного края Восточно-Европейской древней платформы от Каспийского моря до западных берегов Черного моря. На востоке, под водами Каспийского моря, она соединяется с Туранской плитой, а на западе, под водами северной части Черного моря, — с Мизийским параплатосом. От последнего в низовьях Дуная она отделена Добруджским массивом.

На севере граница Скифской плиты с Восточно-Европейской платформой проходит по краевым шовным разломам (Маловицкий, Судариков, 1959; Успенская, 1961, 1964; Успенская, Судариков, 1963; Мирчинк и др., 1963, 1966а,б; Дубинский, Дюков, 1964; и др.), лежащим на восточном продолжении Главного Северного надвига Донбасса (Дубинский, 1951, 1956). Огибая Донецкий кряж, граница Скифской плиты по серии кулисообразных краевых швов окаймляет Азовский клин Восточно-Европейской платформы. Далее она по краевым разломам идет вдоль северных берегов Азовского и Черного морей к разлому Георгиевского гирла. Вдоль этой границы на окраине Русской плиты намечается Причерноморская зона глубоких впадин: Сивашской, Каркинитской, Придобруджской (Муратов, 1947; Чирвинская, Гуревич, 1959; Бурштар, 1960; Лапкин и др., 1963;

<sup>1</sup> Название дано М. В. Муратовым (1955).

Черняк, 1965; Бокун и др., 1966; Ермаков, 1968; Шлезингер, 1968, 1969; и др.). На юге Скифская плита по системе разломов граничит с альпийской складчатой областью Кавказа и глубоководными котловинами Черного и Каспийского морей, лишенными «гранитного» слоя. В Западном и Восточном Предкавказье южная окраина Скифской плиты вовлечена в опускание краевых прогибов — Западно-Кубанского и Терско-Каспийского. Первый из этих прогибов полностью расположен на платформенном основании, и южная граница Скифской плиты здесь проходит по Ахтырскому разлому, отделяющему Западно-Кубанский прогиб от флишевой зоны Северо-Западного Кавказа. Далее эта граница следует по Пшекиш-Тырнаузской шовной зоне и ее восточному продолжению, которое отделяет узкую полосу Терско-Каспийского краевого прогиба, заложившуюся не на платформенном, а на геосинклинальном складчатом основании.

В очерченных выше границах Скифская плита имеет форму ковша созвездия Большой Медведицы. Ее площадь равна примерно 360 тыс. км<sup>2</sup>.

Тектонике Скифской плиты посвящена большая литература, в том числе и обобщающие работы (Муратов, 1949, 1955, 1960, 1964; Безбородов и др., 1958; Дикенштейн и др., 1958; Бурштар, 1960; Сократов, 1960; Дубинский, 1962; Бурштар, Машков, 1963; Каменецкий, 1963; Милановский, Хаин, 1963; Мирчинк и др., 1963, 1966а; Геологические условия..., 1964; Геология..., 1964, 1965; Щерик, 1964; Особенности..., 1965; Шарданов, 1965; Алексин, 1966; Бурштар и др., 1966, 1969; Вопросы геологии..., 1966; Геология СССР, 1968, 1969; Федоров и др., 1968; Черняк и др., 1968; и др.)

Породы фундамента на территории Скифской плиты вскрыты многочисленными скважинами<sup>1</sup>. Они описаны во многих работах (Цатуров, 1957; Летавин, 1960; Дубинский, 1960, 1961, 1963; Маловицкий, Летавин, 1960; Дубинский, Вардананц, 1961; Аладатов и др., 1962; Аладатов, 1964, 1966; Аладатов, Жабрева, 1964; Князев, Судариков, 1964; Летавин и др., 1964; Рябсин, 1965; Любофеев, Журавлева, 1966; Кизевальтер, 1967; Геология СССР, 1968, 1969; Шарданов, Любофеев, 1968; Муратов и др., 1968; Бурштар и др., 1969; и др.).

А. И. Летавин (1968 г.), обобщивший весь материал бурения по Предкавказью, среди докембрийских и палеозойских пород фундамента Скифской плиты условно выделил три комплекса: докембрийско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский (девон — нижний карбон) и верхнепалеозойский.

Породы докембрия — нижнего палеозоя в основном вскрыты в пределах Азовского клина Русской плиты, а также в Западном Предкавказье, на площади так называемого Северо-Кавказского массива (рис. 4, 5), непосредственно примыкающего с севера к палеозойскому синклинию Передового хребта. В северной части массива скважинами вскрыты высокометаморфизованные гранито-гнейсы и слюдястые сланцы. Такие же породы обнаружены в скважине близ г. Эссентуки. Тот же возраст имеют глубоко метаморфизованные породы, обнажающиеся на юге массива по рекам Малка и Кубань (Кизевальтер, 1960).

Отложения среднего палеозоя, по данным определения спор и в одном случае микрофауны, относящиеся к верхнему девону — нижнему карбону, развиты в основном в Западном и частично в Центральном Предкавказье. Они представлены различными (хлоритовыми, серицит-хлоритовыми и др.) серыми и зеленовато-серыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов, редко известняков. Все породы метаморфизованы и сильно дислоцированы.

Отложения верхнего палеозоя, принадлежащие к верхнему карбону — нижней перми (по данным палинологических и палеофаунистических анализов), наиболее широко распространены в Восточном Предкавказье. Они

<sup>1</sup> По данным А. И. Летавина (1968 г.) их количество превышает 700.



сложены серыми и темно-серыми глинистыми, нередко углистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, частично песчаниками с редкими прослоями известняков и мергелей.

В Западном и Центральном Предкавказье в ряде скважин встречены различные граниты и гранодиориты, абсолютный возраст (по калиевым полевым шпатам 250—310 млн. лет) которых говорит об их внедрении в позднем карбоне и перми.

Преимущественное развитие тех или иных пород в фундаменте Предкавказья видно из схемы тектоники (см. рис. 3, 4). Как по геологическим, так и по всем геофизическим материалам устанавливается, что структуры фундамента имеют в основном субширотное простирание. Кроме метаморфизованных пород, в пределах Северо-Кавказского массива обнаружены верхнепалеозойские граниты, распространенные в его центральном районе и обнаженные на юге, в горной части в виде небольших интрузий.

К северу от описанного массива А. И. Летавин выделил Южно-Ставропольский (Невинномысский) антиклинорий, сложенный верхнедевонскими, преимущественно сланцевыми породами средней степени метаморфизма и гранитоидами. Еще севернее условно намечен Спицевский синклинорий, в пределах которого, по данным бурения и геофизики, развиты породы верхнего палеозоя. За ним к северу следует крупный Северо-Ставропольский антиклинорий, на территории которого в основном вскрыты глинисто-алевроитовые породы средней степени метаморфизма верхнего девона — нижнего карбона.

Отделяясь зоной крупных разломов, севернее расположен Донбасско-Промысловский синклинорий, наиболее полно изученный в обнаженной части Донбасса.

В Донбассе на докембрийском кристаллическом основании, залегающем, по данным ГСЗ, на глубине около 20 км, расположены платформенные терригенно-карбонатная, карбонатная и вулканогенно-осадочная формации верхов среднего — верхнего девона и нижнего карбона, которые выше сменяются мощной (до 15—20 км) паралической угленосной формацией конца визе — позднего карбона. К востоку эта формация постепенно переходит в морские сланцевые и терригенно-карбонатные миогеосинклинальные формации кряжа Карпинского. Последние по возрасту охватывают значительную часть ранней перми. Выше угленосной формации карбона Донбасса развиты красноцветная терригенная, терригенно-карбонатная и соленосная формации нижней перми, общей мощностью более 2 км. На различных более древних породах несогласно залегает красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса мощностью в первые сотни метров. Донбасско-Промысловская зона — это миогеосинклинальный прогиб, развитие которого началось с середины визе и продолжалось в течение позднего палеозоя на краю Русской плиты. Замыкание прогиба и складкообразование произошло в конце ранней перми. В его пределах развиты линейно вытянутые антиклинали и синклинали, которые прослежены далеко к востоку (Дубинский, 1956, 1963; Лапкин, Темиц, 1958; Маловицкий, Летавин, 1960; Мирчинк и др., 1963; Лапкин, Томашунас, 1966; и др.).

На юге Лабино-Малкинской зоны, в пределах поднятия Передового хребта, развита мощная (1000—1500 м) толща континентальных

Рис. 4. Схема тектонического районирования фундамента Предкавказья (по А. И. Летавину, 1968 г.)

1 — Русская плита; 2 — Альпийская геосинклинальная область; 3—6 — область герцинской консолидации; 3 — зоны развития доверхнепалеозойских геосинклинальных формаций (нижне-среднепалеозойский комплекс), 4 — верхнепалеозойские внутренние прогибы, 5 — древние массивы допалеозойского возраста, 6 — зоны верхнепалеозойской гранитизации; 7 — главнейшие палеозойские разломы; 8 — прочие разломы

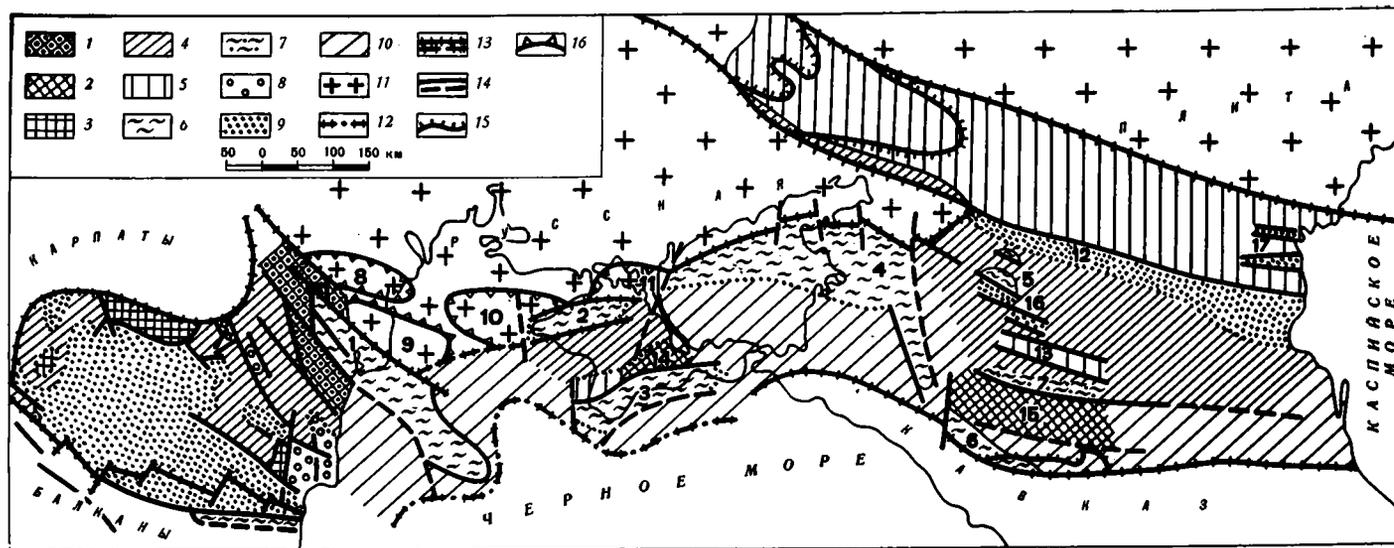


Рис. 5. Схема строения фундамента Скифской плиты и Мизийского параплато

1 — докембрий, 2 — докембрий — нижний палеозой; 3 — нижний палеозой; 4 — средний палеозой (девон — нижний карбон); 5 — позднегерцинские геосинклинальные прогибы (средний карбон — нижняя пермь); 6 — раннемезозойские (киммерийские) геосинклинальные прогибы (триас — юра); 7 — предполагаемые участки триас-юрской складчатости; 8 — сероцветный угленосный комплекс верхов нижнего, среднего и верхнего карбона (нижняя моласса); 9 — метагеосинклинальный комплекс (верхняя пермь — нижний триас); 10 — нерасчлененный складчатый палеозой; 11 — Русская плита; 12 — граница Скифской плиты с глубоководной котловиной Черного моря; 13 — краевые швы (достоверные и предполагаемые); 14 — основные разломы (достоверные и предполагаемые); 15 — контуры выходов складчатого палеозоя на поверхность; 16 — границы некоторых структур окраины Русской плиты.

Цифры на схеме. 1—6 — киммерийские складчатые зоны: 1 — Тулчинская, 2 — Тарханкутская, 3 — Горнокрымская, 4 — Ейско-Березанская, 5 — Красногвардейская и Ульяновская, 6 — Гузерицкая, Лабино-Малкинская, Тырнаузская; 7 — Невинномысский район возможной триас-юрской складчатости; 8 — Придобруджский прогиб; 9 — Килийское поднятие; 10—12 — прогибы: 10 — Карнитский, 11 — Сивашский, 12 — Манычский; 13 — Спицевский синклиорий; 14, 15 — массивы: 14 — Среднекрымский, 15 — Северо-Кавказский; 16, 17 — грабены: 16 — Северо-Ставропольский и Расшеватский, 17 — Промысловский и Полдневский

угленосных вулканогенно-терригенных моласс среднего — верхнего карбона, залегающая резко несогласно на различных породах от нижнего карбона до нижнего палеозоя. Согласно на них или несогласно на более древних породах расположена красноцветная вулканогенно-терригенная молассовая толща перми мощностью до 5 км и более. В толще выделяется несколько стратиграфических подразделений, причем некоторые из них разделены несогласиями (Робинсон, 1946; Белов, 1965; Геология СССР, 1968; и др.).

В Восточном и отчасти Центральном Предкавказье с размывом и угловым несогласием на различных описанных выше породах фундамента залегают красноцветная толща преимущественно континентальных отложений перми — нижнего триаса (Летавин, Крылов, 1959; Мирчинк и др., 1962; Кизевальтер, 1967; Шарданов, Любофеев, 1968; и др.). Она сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, среди которых изредка встречаются прослойки пелитоморфных известняков. Углы падения слоев составляют 15—45°. Эта толща в основном приурочена к Маньчскому прогибу, ограниченному с севера Северо-Маньчским разломом. Он вытянут на 700 км (в том числе 150 км в пределах Каспийского моря), ширина его 25—60 км и лишь в низовьях р. Кумы до 90 км. Мощность красноцветной толщи в прогибе, по данным сейсморазведки, достигает 1 км. В Восточном Предкавказье эти отложения выполняют два относительно небольших грабена — Промысловский и Полдневский (см. рис. 5). В районе современного Ставропольского свода намечаются Северо-Ставропольский и Расшеватский грабены, заполненные красноцветными породами верхней перми — нижнего триаса, мощностью немногим более 1 км. Описанные отложения представляют собой красноцветную молассовую формацию метагеосинклинального комплекса герцинид Предкавказья.

Материалы бурения, вскрывшего породы фундамента Равнинного Крыма, недавно обобщены М. В. Муратовым и др. (1968). В составе складчатого фундамента здесь выделяются три крупных комплекса осадочных и магматических пород. Первый, наиболее древний из них (скорее всего рифейский), сложен метаморфизованными хлорит-серицитовыми и близкими к ним сланцами, которые вскрыты в пределах Новодарицынского и Симферопольского поднятий (рис. 6). Сложенную этими породами зону авторы статьи называют Среднекрымским срединным массивом, который скорее всего расположен на продолжении Северо-Кавказского.

Второй комплекс (нижний и средний палеозой) сложен менее метаморфизованными, преимущественно сероцветными карбонатно-терригенными породами и сопровождающими их эффузивами спилито-диабазовой и андезитовой формаций. Они обнаружены в пределах Новоселовского поднятия, на северных склонах Симферопольского и др.

Третий комплекс (верхний карбон — пермь и, может быть, частично триас) представлен карбонатными и песчано-глинистыми породами.

В Западном Предкавказье, в районе Ейско-Березанских дислокаций, бурением обнаружены сильно дислоцированные (углы наклона слоев 15—50°, местами до 70—80°) отложения триаса и отчасти юры (Аладатов и др., 1961; Дворкин и др., 1961; Егоян и др., 1961; Аладатов и др., 1962; Логвиненко и др., 1963; Аладатов, 1964, 1966; Аладатов, Жабрева, 1964, 1965; Ростовцев, Аладатов, 1964; Рябчун, 1965; Шарданов, 1965; Ростовцев и др., 1966; Кизевальтер, 1967; Шарданов, Любофеев, 1968; и др.).

Большинство скважин вскрыло отложения верхнего триаса, которые представлены темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и алевролитистых известняков. Среди них встречаются пласты эффузивов (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые кератофиры, спилиты, вариолиты, диабазовые порфириты и их туфы) мощностью до 50 м. В основном здесь установлены породы карнийского яруса вертикальной мощностью до

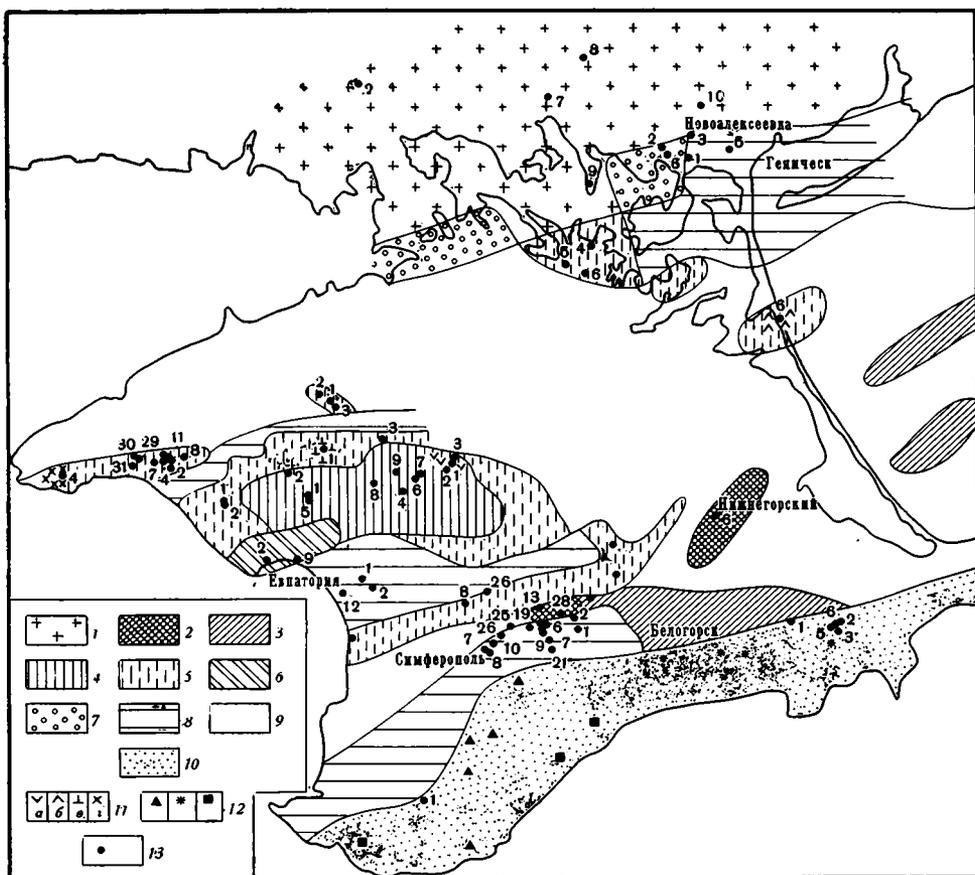


Рис. 6. Схема распространения палеозойских и докембрийских образований под меловыми отложениями в складчатом основании Равнинного Крыма и соседних областей (Муратов и др., 1968)

1 — докембрийский фундамент Украинского щита и его склонов; 2 — складчатые верхнепротерозойские (рифейские) породы, вскрытые скважинами у поселков Нижнегорский и Зуя; 3 — то же, предполагаемые по геологическим и геофизическим данным; 4 — палеозойские породы, вскрытые скважинами на Новоселовском поднятии; 5 — предположительно палеозойские породы, вскрытые скважинами (Тарханкутский вал, Стрелковое, Валашовка, Николаевка и др.); 6 — пермские или триасовые известняки, вскрытые скважинами; 7 — нижнетриасовые песчаники, гравелиты, конгломераты; 8 — участки распространения глинистых толщ юры, местами и триаса (Калиновский и Донузлавско-Войновский грабены, район Генчиска, Битакско-Бахчисарайский прогиб); 9 — площадь, где породы складчатого основания не выявлены под чехлом меловых и, возможно, юрско-триасовых отложений; 10 — структуры Горного Крыма; 11 — вскрытые скважинами магматические породы: а — андезитовые порфириты, б — габбропорфириты, в — диабазы, г — гранодиориты; 12 — глыбы и гальки пермских и среднекарбонных известняков (треугольник), зеленых метаморфических сланцев (звездочка) и гранитоидов (квадрат) среди юрских и нижнемеловых пород окраины Горного Крыма; 13 — скважины

2000 м (Каневская площадь) и отчасти — норийского яруса мощностью до первых сотен метров.

Отложения среднего триаса сложены серыми песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов и аргиллитов вскрытой вертикальной мощностью (Староминская площадь) до 2000 м (Шлезингер, 1969). Низы этой толщи условно относятся к нижнему триасу. Отложения среднего и особенно верхнего триаса в ряде мест приобретают флишоидный характер и определенное сходство с таврической серией Крыма (Егоян и др., 1961; Логвиненко и др., 1964). На Ясенской площади на глубине 260 м вскры-

ты пестроцветные конгломераты с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников (с углами падения слоев 20—30°), которые обычно относятся к пермо-триасу (Шарданов, 1965), но, возможно, окажутся базальными слоями среднего триаса (А. И. Летавин, 1968 г.).

К сильно дислоцированному комплексу Ейско-Березанского района относится сероцветная толща переслаивающихся аргиллитов и алевролитов с прослоями эффузивов (диабазовых порфиритов и их туфов), вскрытая на 400 м на Сердюковской и Крыловской площадях и содержащая ископаемую фауну средней юры (Аладатов и др., 1962; Аладатов, 1964; Аладатов, Жабрева, 1965; Ростовцев, 1964, 1965; Корнев, 1965; и др.). На Некрасовской площади на глубину в 75 м пройдены дислоцированные (под углами до 50—55°) темно-серые алевролиты с ископаемой фауной верхней юры (Аладатов, 1964; Аладатов, Жабрева, 1965).

Судя по данным бурения и сейсморазведки, полная мощность триас-юрского складчатого комплекса достигает 4—5 км. Ейско-Березанский прогиб, по данным бурения, сейсморазведки и распространению интенсивных дислокаций платформенного чехла, протягивается от района Адыгейского поднятия на юго-востоке, где он сужается и выклинивается, почти до западного берега Азовского моря (см. рис. 5). Возможно, далее к западу, уже в пределах восточной части Степного Крыма, триас-юрские складчатые породы также будут обнаружены.

На тектоническую принадлежность описанного складчатого комплекса триаса—юры нет единой точки зрения. Одни исследователи (Логвиненко и др., 1963; Муратов, 1964; Шарданов, 1966; Шарданов, Аладатов и др., 1967) относят его к нижнему структурному ярусу платформенного чехла, другие (Летавин, Крылов, 1959; Мирчинк и др., 1963, 1966а; Аладатов, Жабрева, 1964, 1965; Судариков, 1964, 1967; Шарданов, 1965) — к «переходному» комплексу, третьи (Егоян и др., 1961; Аладатов и др., 1962; Жабрев, 1962; Судариков и др., 1962; Ростовцев, 1962, 1964; Егоян, 1965; Кизевальтер, 1967; Матусевич и др., 1967; Шлезингер, 1969; и др.) — к геосинклинальному комплексу фундамента. Существующие к настоящему времени фактические материалы позволяют считать, что наиболее правильна последняя точка зрения. Следует напомнить, что до находок в этих отложениях триасовых и юрских ископаемых фаунистических остатков вскрытые здесь дислоцированные породы долгое время считались палеозойскими и всеми исследователями единогласно относились к фундаменту (Летавин, 1960; Дворкин, 1961; Дворкин и др., 1961; Дубинский, 1961; Мирчинк и др., 1963).

Дислоцированные отложения триаса Ейско-Березанского района по сейсмической характеристике КМПВ близки к каменноугольным породам фундамента Предкавказья. Если поверхность отложений верхнего триаса имеет  $V_T=4700-5300$  м/сек, то для поверхности пород среднего триаса и карбона можно выделить одну общую волну с  $V_T=5200-6500$  м/сек. Таким образом, по плотности, степени метаморфизма, дислоцированности и сейсмической характеристике триасовые отложения Ейско-Березанского района и карбон-нижнепермские породы фундамента других районов Предкавказья сходны между собой.

Подобные Ейско-Березанскому раннемезозойские геосинклинальные прогибы не единичны в теле фундамента Скифской плиты, а развиты и в других ее районах (см. рис. 5).

На Красногвардейской и Ульяновской площадях под нижнемеловыми отложениями вскрыты темно-серые и серые, переслаивающиеся между собой уплотненные мелкозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, изредка органогенно-обломочные известняки с углами падения слоев 30—60°. В них встречены остатки пелеципод триаса, скорее всего среднего и верхнего (определения Г. А. Ткачук и Л. Д. Кипарисовой). Эти породы крайне близки к породам триаса Ейско-Березанского района. На

Красногвардейской и Ульяновской площадях они выполняют относительно небольшие приразломные прогибы и имеют мощность до 1—2 км (по данным сейсморазведки).

Многие исследователи (Лычагин, 1957; Кузнецов, 1961; Казаков, 1962; Пчелинцев, 1966; Лебедев, Оровецкий, 1966; Мирчинк и др., 1966а; Шарданов, 1966; Пейве, 1967; Балавадзе и др., 1968; Шлезингер, 1969; и др.) исключают Горный Крым из альпийской геосинклинальной области и рассматривают его как участок более древней складчатости.

Действительно, складчатый геосинклинальный комплекс Крыма включает таврическую серию среднего — верхнего триаса и нижней юры, отложения средней юры и нижнего келловоя. На них резко несогласно (за исключением Судакской синклинали) расположены спокойно залегающие, но еще геосинклинальные отложения среднего келловоя — титона, а в Восточном Крыму — среднего келловоя — нижнего баррема. Начиная со среднего валанжина, а на востоке с верхнего баррема отложения Горного Крыма являются платформенными и ничем не отличаются от разновозрастных образований Степного Крыма. Горный Крым с этого времени стал окраиной эпиконтинентального бассейна, интенсивность прогибания которого увеличивалась в сторону Степного Крыма.

Геофизические материалы показывают, что складчатый триас-юрский комплекс прогиба Горного Крыма на юге ограничен разломом, проходящим в северной части континентального склона (Ковалевский, 1966; Лебедев, Болюбах, 1966; Соллогуб, Чекунов и др., 1966; Соллогуб, Павленкова и др., 1966; и др.). К югу от разлома проходит полоса погребенных палеозойских и докембрийских складчатых сооружений, непосредственно перекрытая молодыми осадками Черного моря (Гончаров и др., 1966; Маловицкий, Непрочнов, 1966; Муратов, 1960; и др.). Складчатая структура Горного Крыма ограничена разломом и с севера (Котляр, 1964; Чекунов и др., 1965; Лебедев, Оровецкий, 1966; Ступка, 1967; и др.). За этим разломом к югу поверхность складчатого палеозоя погружается на глубину до 5—6 км (Хмелевский, Кузьмина, 1967). К западу, в пределах Крымского полуострова довольно быстро происходит выклинивание триас-юрского прогиба Горного Крыма (Гончаров и др., 1966; Лебедев, Болюбах, 1966; и др.). На востоке этот прогиб также, по-видимому, прослеживается недалеко. Он здесь не соединяется с антиклинорием Большого Кавказа, так как последний разворачивается сначала в широтном, а затем в запад-юго-западном направлении и быстро затухает (Маловицкий и др., 1963; Корнеев, Пустильников, 1966; Пустильников, 1968). Развитый между Горным Крымом и Большим Кавказом Керченско-Таманский поперечный прогиб заложился на южном выступе Скифской плиты, разделявшем геосинклинальные трог Крыма и Кавказа (Белоусов, 1960).

Следовательно, на юге Крымского полуострова, по-видимому, с конца позднего палеозоя заложился изолированный геосинклинальный трог, ограниченный разломами от остальной, уже консолидированной части герцинид. Мощная толща досреднекелловейских отложений претерпела складкообразование. По формациям, магматизму и дислоцированности этот комплекс следует отнести к складчатому фундаменту. В западной части Крыма геосинклинальные формации таврической серии перехлестывали через разлом, ограничивающий трог Горного Крыма, и проникали в южную часть Альминской впадины, где вскрыты скважиной близ ст. Николаевской.

По-видимому, к аналогичным позднепалеозойско-триас-среднеюрским геосинклинальным трогам можно отнести прогибы юго-западной части Лабино-Малкинской и Гузерипльской зон северного склона Большого Кавказа (Ростовцев, 1964; Ростовцев и др., 1966; Шлезингер, 1969).

Судя по резкой выраженности дислокаций платформенного чехла в районе Невинномысской мегантиклинали и Беломечетской мегасинклинали, возраст складчатости фундамента этой территории также может оказаться

раннемезозойским, хотя здесь вскрыты породы нижнего — среднего палеозоя и достоверный триас-юрский складчатый комплекс не обнаружен.

На западе центральной части Степного Крыма, в пределах развития зоны Тарханкутских дислокаций, также расположен, видимо, триас-юрский геосинклинальный прогиб, осадки которого претерпели складкообразование в самом конце юры (Шлезингер, 1970). Здесь под нижнемеловыми отложениями вскрыты дислоцированные, сильно уплотненные песчаники, алевролиты и сланцы с маломощными интрузиями диабазов, кварцевых диоритов и плагиоклазовых порфиритов (Октябрьская и Западно-Октябрьская антиклинали), гранитоиды (Меловая антиклиналь), доломиты, песчаники, глинистые сланцы с прослоями диабазов (Березовская антиклиналь). В первой антиклинали встречен обломок белемнита и юрские споры и пыльца (Щерик и др., 1965). Абсолютный возраст калийсодержащих минералов (186 млн. лет) говорит о метаморфизации пород на рубеже триаса и юры (Новиков, 1962). Здесь же найдены нижнепермские фораминиферы (Летавин и др., 1964). Следовательно, возраст описанных пород скорее всего триас-юрский, а местами, возможно, позднепалеозойский. Сейсморазведка КМПВ показала, что преломляющий горизонт, приуроченный к поверхности сильно метаморфизованного палеозойского фундамента, в пределах Тарханкутских дислокаций лежит на 3—5 км глубже поверхности складчатого домелового комплекса. Небольшой мощности триас-юрские отложения Тарханкутского прогиба «выплескиваются» в пределы Новоселовского поднятия, где вскрыты скважинами и представлены аргиллитами с прослоями липаритов, дацитов и их туфов (Доленко и др., 1967). Сейсморазведка КМПВ отбивает подошву и кровлю этой толщи и показывает здесь ее относительно небольшую мощность (Соллогуб и др., 1964). Тарханкутский прогиб ограничен продольными разломами, вдоль которых могли существовать сдвиговые напряжения, приведшие к проявлению процессов складчатости (Шлезингер, 1970).

Таким образом, фундамент Скифской плиты является гетерогенным. На большей ее части, как и на прилегающей с юга территории Большого Кавказа, главная складчатость приурочена к началу среднего карбона, после чего во многих местах в течение среднего — позднего карбона, перми и раннего триаса стали накапливаться орогенный и метагеосинклинальный комплексы. Весьма существенные процессы складкообразования произошли в конце позднего палеозоя — в конце ранней перми. В частности, окончательно оформилась складчатая структура Донбасско-Промышловского синклиория. К этому же времени приурочена основная масса интрузий фундамента гранитоидного состава. В отдельных киммерийских геосинклинальных трогах складкообразование и окончательная их консолидация наступили только в конце юрского времени.

Подошва платформенного чехла Скифской плиты<sup>1</sup> имеет значительный размах рельефа и сложную конфигурацию. Наиболее глубоко (до 10—12 км) эта поверхность погружена в Керченско-Таманском, Западно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах. Такое низкое залегание поверхности фундамента в двух последних прогибах связано с существованием здесь зоны окраинных опусканий в течение мезозоя, палеоцена и эоцена и формированием краевых прогибов в олигоцене и неоген-антропогене. Менее глубоко, но также значительно (до 5,5 км и ниже) фундамент погружен в пределах Восточно-Кубанского прогиба и Манычского грабена..

Отмеченные выше зоны прогибаний в Центральном Предкавказье разделены областью высокого залегания фундамента: на юге Лабино-Мал-

<sup>1</sup> Структурные карты подошвы платформенного чехла Скифской плиты опубликованы во многих работах (Мирчинк и др., 1963, 1966а, б; Бурштар и др., 1966, 1969; Геология СССР, т. IX, ч. I, 1968; т. VIII, ч. I, 1969; и др.).

кинской зоны он выходит на поверхность, в пределах Ставропольского свода и Невинномысской (Южно-Ставропольской) мегантиклинали лежит на отметках от  $-600$  м до  $-2,5$  км. На территории Донбасско-Промысловской зоны фундамент от выходов на современную поверхность в пределах Донбасского кряжа в целом погружается к востоку до минус  $2$ —минус  $3$  км.

Таким образом, общий размах колебаний поверхности фундамента Скифской плиты превышает  $12$  км, а наклон этой поверхности достигает в ряде районов («кряж» Карпинского, Ейско-Березанские дислокации)  $80$ — $100$  м на  $1$  км.

Платформенный чехол Скифской плиты в ряде случаев начинается с отложений триаса и лейаса, а чаще с пород средней юры или различных горизонтов мела. Если в Восточном Предкавказье триасовые и нижнеюрские отложения распространены спорадически, выполняя лишь глубокие прогибы, а сплошной чехол начинается с пород средней юры, то в Центральном и Западном Предкавказье и в Крыму спорадическое развитие имеют триасовые и юрские отложения, а сплошное — только меловые. В платформенном чехле плиты можно выделить пять структурных ярусов: триасовый (в Восточном Предкавказье — триас-нижнеюрский), юрский, мел-нижнемиоценовый, среднемиоцен-среднеплиоценовый и верхнеплиоцен-антропогеновый. Юрский ярус довольно четко подразделяется на нижне-среднеюрский и верхнеюрский подъярусы, а мел-нижнемиоценовый — на неокомский, апт-альбский, верхнемеловой, палеоцен-эоценовый и олигоцен-нижнемиоценовый.

Наиболее древние отложения платформенного чехла Скифской плиты относятся к триасу. Как отмечалось выше, сильно дислоцированные флишоподные толщи триаса Ейско-Березанского, Красногвардейского и некоторых других районов следует относить к фундаменту. В последние годы в Центральном и особенно в Восточном Предкавказье бурением установлено под отложениями средней юры и нижнего мела широкое развитие пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных пород, о стратификации и структурном положении которых идут большие споры. Одни исследователи относят их в основном к нижней и верхней перми и лишь частично к триасу, другие — к пермо-триасу, третьи — только к триасу, четвертые — к триасу и нижней юре, пятые — к перми, триасу и юре, причем последовательность пачек в разрезе намечается самая различная. Структурная принадлежность их также считается различной: одни их относят к орогенному этажу фундамента, другие — к «переходному» комплексу, третьи — к платформенному чехлу.

Действительно, составить объективное представление о разрезе триаса трудно, так как скважины, вскрывшие эти отложения в районах их мощного развития, лишь частично входят в них, а скважины, которые полностью проходят триасовые отложения и вскрывают под ними сильно дислоцированные метаморфизованные палеозойские породы фундамента, как правило, расположены в областях маломощного развития отложений триаса и обнаруживают только небольшую часть разреза. Однако отдельные скважины (Северо-Кочубеевская 1, Закумская 3, Новоколодезная 3, Колодезная 25, Совхозная 2 и др.) вскрыли описываемую толщу пород на значительную мощность ( $500$ — $800$  м) и выявили основные составляющие ее пачки.

Во всех упомянутых скважинах, а также во многих других обнаружена толща серых и темно-серых известняков и доломитов, переслаивающихся с известковистыми аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Это выдержанный, распространенный на значительной площади горизонт морских отложений, который может считаться маркирующим. В этих отложениях встречены различные ископаемые остатки: пелециподы, остракоды, харовые водоросли, споры и пыльца, в одном случае фора-

миниферы и аммониты. Все определявшие их специалисты считают возраст пород триасовым (скорее всего среднетриасовым). В некоторых случаях речь может идти о конце раннего триаса. Глинисто-карбонатная толща нижнего — среднего триаса несогласно залегает на палеозойских породах фундамента или на красноцветных молассах верхней перми — нижнего триаса. Мощность толщи колеблется от первых десятков до первых сотен метров. Вскрытая ее мощность в скважине Закумской 3 достигает 277 м, в Северо-Кочубеевской 1—400 м, в Новоколодезной 3—383 м, в Демьяновской 1—483 м.

Выше на глинисто-карбонатной толще, а в областях ее отсутствия на породах фундамента, залегает пестроцветная терригенная толща, сложенная переслаивающимися между собой аргиллитами, алевролитами, песчаниками, а в некоторых разрезах гравелитами и конгломератами. Обычно эта толща может быть подразделена на ряд пачек. Так, в скважине Северо-Кочубеевской 1 выделяются следующие три пачки (снизу вверх): 1) коричневато-бурых аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников, мощностью 240 м; 2) зеленовато-серых, с пятнами бурых туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, мощностью 72 м; 3) пестроцветных (коричневато-бурых, с пятнами зеленых) песчаников с прослоями окремнелых аргиллитов, мощностью 95 м. Общая мощность толщи достигает 407 м и более. По стратиграфическому положению выше фаунистически охарактеризованных карбонатных пород среднего триаса первую пачку можно отнести к позднему триасу, а две верхние — к позднему триасу — ранней юре. В некоторых скважинах (Закумская 3 и др.) в низах этой толщи выделяется базальный горизонт конгломератов и гравелитов, а в ряде скважин (Совхозная 2, Арбали и др.) вся толща обогащается прослоями гравелитов и конгломератов. Как правило, к верхней части пестроцветной терригенной толщи приурочена пачка эффузивов и их туфов, но отдельные их горизонты могут встречаться и ниже.

К раннему, а возможно, и среднему триасу принадлежат плитчатые известняки, вскрытые на Майкопской и Дагестанской площадях в Западном Предкавказье. По-видимому, они составляют низы платформенного чехла Восточно-Кубанского прогиба.

Описанные отложения триаса и, возможно, низов нижней юры образуют выдержанные по площади горизонты и залегают весьма спокойно. Углы падения пород в керне, как правило, не превышают 3—5°, лишь изредка увеличиваясь до 10—15° и иногда до 30—35°. Эти отложения следует отнести к платформенному чехлу, к нижнему структурному его ярусу.

Нижне-среднеюрские отложения чехла распространены на востоке плиты (Восточное Предкавказье) и в южной ее полосе, заходя на север по оси Восточно-Кубанского прогиба в Западном Предкавказье и в Равнинном Крыму. Они с несогласием залегают на различных горизонтах триаса и породах фундамента и представлены сероцветной толщей глин, алевролитов и песчаников с углистыми остатками, мощностью обычно в несколько сотен метров, но местами до 1000 м, а по данным сейсморазведки даже до 2000—3000 м (в Западно-Кубанском и Керченско-Таманском прогибах).

Отложения верхней юры, представленные сероцветными карбонатно-терригенными породами внизу (келловей — оксфорд), галогенными и пестроцветными терригенными вверх (кимеридж — титон), трансгрессивно и несогласно залегают на среднеюрских и более древних отложениях и распространены главным образом на востоке и юге плиты. Их общая мощность обычно достигает первых сотен метров и лишь на юге увеличивается до 600—1500 м. С келловей-оксфордскими отложениями в ряде мест (борта Восточно-Кубанского прогиба и др.) связаны рифогенные известняки. Соленосная формация (гипсы, ангидриты, каменная соль с прослоями пестроцветных глин, мергелей и доломитов) развита в Восточно-

Кубанском и Чернолесском прогибах, где достигает мощности 850 м (из них каменная соль до 200 м).

На востоке и юге Предкавказья, а также в Крыму, на различных горизонтах юры, а местами на породах триаса и палеозоя с размывом залегают карбонатно-терригенные (в Предкавказье) и в основном терригенные (в Крыму) породы неокома, мощность которых в целом увеличивается с севера на юг и достигает нескольких сотен метров.

С размывом на неокомских или более древних, вплоть до палеозойских, породах залегают песчано-глинистая глауконитовая формация апта — альба, которая почти повсеместно распространена на территории Скифской плиты. Ее мощность обычно не превышает нескольких сотен метров, но на юге, в пределах Терско-Каспийского, Западно-Кубанского, Керченско-Таманского прогибов, а также местами в Крыму достигает 1000 м.

Широкое распространение на Скифской плите имеет верхнемеловой структурный подъярус, который сложен песчано-глинистой глауконитовой формацией (сеноман), терригенно-карбонатной (сеноман — турон), мелоподобных мергелей и писчего мела (турон — маастрихт) и др. Его мощность обычно составляет первые сотни метров, в Западно-Кубанском, Керченско-Таманском и Гудиловском прогибах превышает 500 м, а на севере Азовского моря и в Крыму местами достигает 1000—1200 и даже 2000 м.

Залегающий с размывом на различных горизонтах мела палеоген-нижнемиоценовый структурный подъярус охватывает всю Скифскую плиту. Он представлен различными терригенно-карбонатными и карбонатными формациями и венчается майкопской формацией олигоцена — нижнего миоцена. Мощность отложений палеоцена — эоцена достигает многих сотен метров, а в наиболее глубоких прогибах 800 — 1200 м. Мощность майкопской серии в северной части плиты обычно достигает сотен метров, а в прогибах ее южной части 1—2 км. В Керченско-Таманском прогибе она возрастает до 5 км (Шарданов, Знаменский, 1965; Захарчук, Плахотный, 1967).

С перерывом и несогласием на более древних породах залегают отложения среднемиоцен-среднеплиоценового структурного яруса, представленные в основном терригенными породами в Предкавказье и терригенно-карбонатными — в Крыму. Наибольшие мощности отложений среднего миоцена — среднего плиоцена (до 1,5—2 и даже 3 км и более) приурочены к интенсивно развивавшимся в это время краевым прогибам, от которых к северу происходит постепенное уменьшение мощностей этих пород. Малыми мощностями или даже полным отсутствием отложений выделяется Ставропольский свод.

Терригенные породы верхнеплиоцен-антропогенного структурного яруса, с размывом и несогласием залегающие на различных более древних отложениях, наибольших мощностей (до 700—1600 м) достигают в Предкавказских краевых прогибах и в меридиональном прогибе Каспийского моря. На остальной территории их мощности редко превышают 100 м.

В Центральном и Восточном Предкавказье, главным образом в пределах восточной части Манычской зоны прогибов и Прикумского поднятия, в низах платформенного чехла под отложениями нижнего мела и средней юры многими скважинами обнаружены кислые и средние эффузивы (кварцевые порфириты, плагиопорфириты, кварцевые фельзит-порфириты, андезитовые и диоритовые порфириты) и их туфы мощностью до 300 м (скважина Синебугровская 2) — 450 м (скважина Голубинская 3), иногда до 800 м (скважина Западно-Голубинская 1). Эффузивы и их туфы распространены в виде полосы неправильной формы, протягивающейся от средней части Манычских прогибов до берегов Каспийского моря (рис. 7).

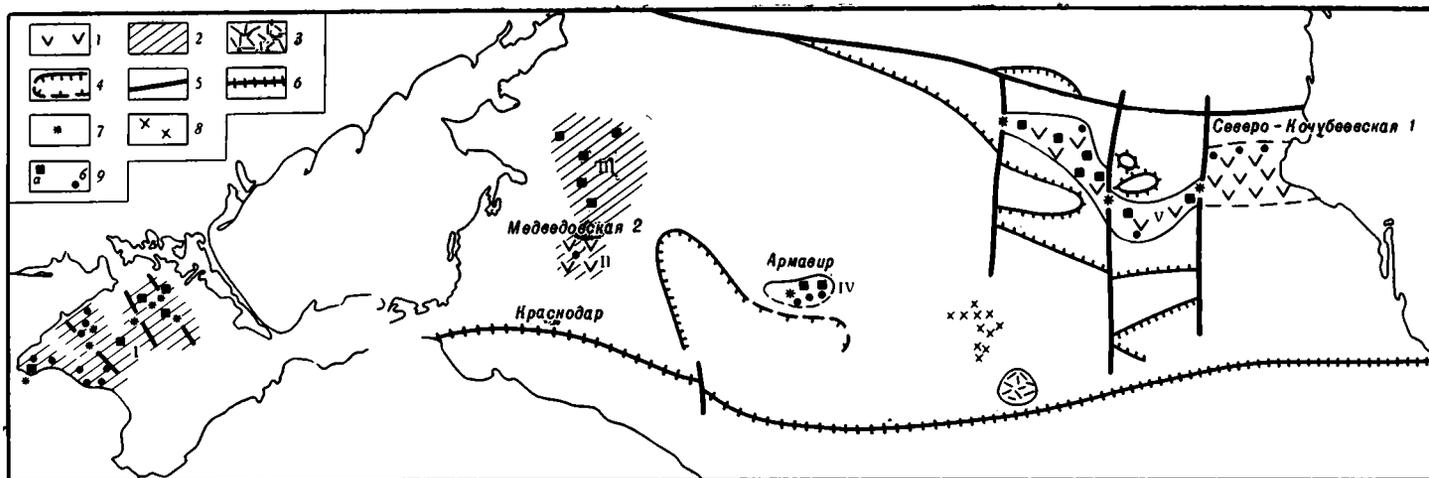


Рис. 7. Схема распространения магматических проявлений в платформенном чехле Скифской плиты

1, 2 — вулканогенно-осадочные толщи: 1 — верхнего триаса — нижней юры, 2 — в основном нижнего мела, частично верхнего мела и, возможно, верхней юры; 3 — неогеновые базальты; 4 — контур распространения платформенных отложений триаса (в Восточном Предкавказье — частично и нижней юры); 5 — некоторые разломы; 6 — южный краевой шов Скифской плиты; 7 — предполагаемые вулканические центры; 8 — Минераловодские неогеновые лакколлиты; 9 — скважины, вскрывшие вулканогенные породы чехла: а — группа, б — одиночные. Вулканогенно-осадочные толщи: I — северокрымская, II — медведовская, III — ейско-березанская, IV — армавирская, V — ногайская

Местоположение в разрезе и возраст эффузивно-осадочной толщи Центрального и Восточного Предкавказья различные исследователи определяют по-разному. М. С. Бурштар и др. (1968) считают, что возраст эффузивных пород различен и варьирует от поздней перми — раннего триаса до раннего мела включительно. А. И. Летавин (1968 г.) предполагает, что они слагают одну толщу, приуроченную в основном к нижней юре. Б. Г. Сократов (1968) относит вулканогенную толщу к ранней перми (?). А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко (1965) считают, что эффузивная толща, названная ими ногайской серией, синхронна красноцветной терригенной толще, вскрытой под нижним мелом и средней юрой, и относят их к домеру — раннему байосу. Подтверждением этого является абсолютный возраст кварцевых порфиров, обнаруженных на Легокумской площади, — 160 — 170 млн. лет (граница ранней и средней юры). Действительно, наиболее древние отложения, которые перекрывают эффузивы и их туфы, относятся к средней юре, возможно, к верхам нижней. Однако залегают они на различных по возрасту породах — от разных горизонтов триаса до складчатого палеозойского фундамента. Основная их масса обычно расположена выше карбонатной толщи среднего триаса и поэтому принадлежит к позднему триасу — ранней юре. Отдельные прослои эффузивов и их туфов в ряде скважин (Мектебская 15, Каясулинская 1 и др.) встречаются среди темно-серых известняков и доломитов, которые идентичны породам со среднетриасовой ископаемой фауной. Это позволяет считать, что в основном эффузивные породы приурочены к отложениям верхов верхнего триаса — нижней юры, а отдельные их прослои встречаются как в более низких слоях верхнего триаса, так и в среднем триасе.

Центры излияния ногайского вулканического комплекса (Голубинский, Шангринский и др.) связаны с продольными и поперечными разломами, особенно с местами их пересечения.

В Западном Предкавказье, в Медведовской сверхглубокой скв. 2, пробуренной на Тимашевской структурной ступени, под фаунистически охарактеризованными известняками верхней юры вскрыта мощная (от 5184 до 6320 м — забой) толща вулканогенных пород, в верхней части (до 5720 м) которой преобладают туфы кварцевого порфира и туфопесчаники, а нижняя в основном сложена кварцевыми порфирами с подчиненными прослоями пирокластических пород. Вскрытая мощность вулканогенных пород 1136 м. По возрасту вулканогенную толщу разные исследователи считают различной: раннеюрской или позднепермской (Аладатов и др., 1970). Скорее всего она синхронна описанным выше эффузивам Восточного Маньча и Прикумского района и относится к позднему триасу — ранней юре.

В Равнинном Крыму на ряде площадей (Джанкойская, Орловская, Чапаевская и др.) под базальными слоями нижнего мела вскрыты андезитовые порфириты предположительно юрского возраста (Л. Г. Плахотный и др.).

В Западном Предкавказье, к югу от г. Армавира, в основании платформенного чехла расположена вулканогенно-осадочная толща мощностью до 300—350 м, сложенная серыми глинами, алевролитами и песчаниками с покровами эффузивов (диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты и андезитовые порфириты), с прослоями туфов и туфопесчаников (Аладатов и др., 1962; Аладатов, 1964; Щерик, 1964; Корнев, 1965).

Армавирская вулканогенно-осадочная толща залегает на палеозойских породах фундамента или на отложениях урупской свиты средней юры, а местами на породах александровской свиты верхов средней — низов верхней юры. Перекрывается она пестроцветными отложениями титона, породами апт-альба, верхнего мела и даже палеоцена. Поэтому возраст магматической толщи находится в пределах конца средней юры — раннего мела. Верхняя часть этой толщи отвечает апту и альбу (Шарданов, Ши-

манский, 1963; Шарданов и др., 1967), а ее низы могут охватывать частично юру (Корнев, 1965).

В Ейско-Березанском районе в основании платформенных отложений нижнего мела расположена вулканогенно-осадочная пачка мощностью до 50 м, которая резко несогласно залегают на породах палеозоя, триаса и юры и перекрывается верхнеальбскими отложениями. Среди пород выделяются лито-, кристаллокластические и фельзитовые туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты. Это — шлейф вулканического поля (Г. П. Корнев, 1970 г.).

В Медведовской сверхглубокой скв. 2 в пестроцветных отложениях, условно относимых к самым низам альба — верхам апта, встречены туфы базальтового порфирита, туффиты и глины, содержащие туфогенный материал, а в вышележащих сероцветных терригенных породах альба — туфы кварцевого порфирита (Аладатов и др., 1970).

В Равнинном Крыму в низах платформенного чехла залегают вулканогенно-осадочная толща, относимая в основном к нижнему мелу (Черняк, Буня, 1962; Богаец и др., 1966, 1967; и др.). В ее составе среди различных терригенных пород с прослоями мергелей и известняков встречаются пласты и пачки лав андезитового и дацито-андезитового состава, их туфов, туффитов и туфогенных песчаников. Вулканогенные образования вскрыты многочисленными скважинами главным образом в пределах Северо-Крымского прогиба и Новоселовского поднятия, а также отмечены в Альминской впадине (Сакская площадь) и Индольском прогибе (Шубинская площадь). В первом районе развита наиболее мощная (свыше 1000 м) вулканогенно-осадочная толща. Здесь крупные тела вулканогенных пород протяженностью в несколько десятков километров залегают среди осадочных морских отложений. Наиболее широко вулканогенные породы развиты в нижней части верхнего альба, но они встречаются и в нижнем (?) — среднем альбе и сеномане, причем в низах разреза преобладают лавы, а в верхах — туфы и туффиты и только на Орловской площади в верхнем альбе — низах сеномана — лавы (Л. Г. Плахотный и др.).

В пределах Новоселовского поднятия вулканогенные породы не образуют мощных толщ, а встречаются в виде пачек и прослоев, обычно приуроченных к среднему и особенно верхнему альбу. Кроме того, в виде маломощных прослоев и линз они отмечаются в нижнем альбе и сеномане. Среди них преобладают пирокластические породы, реже встречаются вулканокластические образования. На северном склоне поднятия (Чапаевская площадь) в отложениях турон-коньяка встречены прослой пирокластических пород мощностью не более нескольких метров (Бондаренко и др., 1967).

По подошве платформенного чехла и ряду поверхностей внутри последнего (кровля нижнего мела, кровля мела, кровля эоцена и др.) отчетливо выделяются отдельные структурные элементы Скифской плиты, имеющие разнообразную морфологию.

В строении плиты большое значение принадлежит различного типа разрывным дислокациям как субширотного (кавказского), так и субмеридионального (антикавказского) простирания. Для Скифской плиты в целом характерны разнообразные линейные тектонические формы субширотного простирания. Лишь в ее центре четко выделяется крупный (примерно 150×140 км) изометричный Ставропольский свод, который как подземный выступ фундамента впервые был намечен еще А. Д. Архангельским (1926). На севере и юге он ограничен разломами. Также флексурами и разломами нарушен связанный с поперечным (антикавказским) направлением его крутой западный склон. Свод осложнен структурами более мелкого порядка: поднятиями (Северо-Ставропольским, Янкульским), куполами (Кугультинским, Сенгилевским и др.), антиклиналями (Грачев-

ско-Благодарненской), мульдами (Егорлыкской, Спицевской), брахиструктурами, структурными носами и заливами.

Обычно Невинномысскую (Южно-Ставропольскую) мегантиклиналь, расположенную южнее Ставропольского свода, включают в состав последнего. Однако эта структура отделена от свода разломами и по морфологии ему чужда. Она вытянута в субширотном направлении на 120 км, имеет ширину 25 км, с юга также нарушена продольным разломом. Структура осложнена антиклиналями (размерами 20×4 км, с амплитудой поверхности мела до 150—200 м) и брахиантиклиналями. На более крутом южном крыле углы падения слоев достигают 10°, а в пределах флексур — иногда 40—60°. На юге Невинномысская мегантиклиналь сопряжена с Беломечетской мегасинклиналью, имеющей более крутое северное крыло и пологое южное. Последнее переходит в Лабино-Малкинскую моноклинали. Отделяясь седловиной, к западу от Беломечетской мегасинклинали расположен крупный Восточно-Кубанский прогиб, в осевой части которого на севере выделяется Зеленчукская мульда, а на юге — Воздвиженская.

На севере Скифской плиты расположена система линейных субширотных вытянутых антиклинальных и синклиналильных зон, находящаяся на продолжении погружающихся к востоку складок Донбасса. Этой системе дислокаций в целом отвечает область приподнятого палеозойского цоколя, которая обычно выделяется под названием «кряжа» Карпинского. С севера она обрезана разломами северного ограничения Скифской плиты, а с юга по разломам отделена от зоны Манычских прогибов. Эта система антиклиналей и синклиналей «кряжа» Карпинского вытянута от обнаженного Донбасса до Каспийского моря более чем на 500 км; ширина ее 100—120 км. Здесь на продолжении палеозойских структур Донбасса в мезозойско-кайнозойском чехле развиты однозначные им антиклинальные или синклиналильные зоны, которые седловинами разделены на отдельные антиклинали и синклинали, а те, в свою очередь, на брахиантиклинали и брахисинклинали.

Еще более резко выражены линейные дислокации платформенного чехла, развитые в Ейско-Березанском районе (Пустильников, 1957, 1959, 1968; Шарданов, Никифоров, 1959; Бурштар, 1960; Судариков и др., 1962; Щерик, 1962, 1964; Аладатов, 1964; Геологические условия..., 1964; Бурштар и др., 1966, 1969; Шарданов, 1966; и др.). Наиболее крупная из них крайняя к юго-западу Каневско-Березанская мегантиклиналь длиной более 200 км на западе имеет субширотное простираание, а далее к востоку постепенно отклоняется на юг. Она состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга антиклиналей, которые, в свою очередь, в результате ундуляции шарниров осложнены более мелкими брахиантиклиналями. Наиболее выразительная из этих антиклиналей (Каневская) имеет длину 36 и ширину 15 км, более крутое (углы наклона слоев до 12—15°) южное и пологое (до 2—5°) северное крылья. После поворота оси мегантиклинали к югу более крутыми становятся восточные крылья структур. С севера и северо-востока мегантиклиналь ограничена разломом. Аналогичное строение имеют и другие тектонические формы Ейско-Березанской системы дислокаций. К ним принадлежит Крыловско-Ясенская, Старомиинско-Ленинградская и Леушковская антиклинали, а также прослеженная по данным сейсморазведки Азовская мегантиклиналь (Маловицкий и др., 1962). Они разделены Копанской и Ирклиевской синклиналями. Азовскую мегантиклиналь с севера сопровождает Ейско-Утлюкская мегасинклиналь. С юго-запада Ейско-Березанские дислокации окаймлены Тимашевской ступенью, которая представляет собой моноклинали, слабо наклоненную под углами 1—2° (по отложениям мезозоя) в сторону Западно-Кубанского краевого прогиба. Местоположение Ейско-Березанской системы платформенных дислокаций отвечает одноименной триас-юрской геосинклиналильной зоне фундамента Скифской плиты.

Близкие по морфологии, четко выраженные платформенные структуры развиты в Степном Крыму. Здесь выделяются Тарханкутские дислокации (Муратов, 1960; Каменецкий, 1963; Богаец и др., 1965; Щерик и др., 1965; Геология СССР, 1969; и др.). Они образованы тремя линиями мегантиклиналей, разделенных мегасинклиналями. Наиболее отчетливая Октябрьско-Меловая мегантиклиналь состоит из ряда кулисообразно расположенных антиклиналей, в сводах которых отложения среднего миоцена несогласно залегают на различных горизонтах палеогена и верхнего мела. Амплитуда антиклиналей по отложениям верхнего мела и палеогена достигает 200—300 м, а в отдельных случаях — даже 700 м. Структуры обычно асимметричны (Октябрьская, Оленевская) и имеют более крутые южные крылья (углы падения слоев палеогена и верхнего мела 14—28°, а нижнего мела даже 40—75°), которые осложнены сбросами амплитудой до 200—300 м. Некоторые антиклинали (Меловая) почти симметричны с углами падения слоев мела и палеогена (12—27°).

По данным сейсморазведки (Гаркаленко и др., 1964; Бокун и др., 1966), Тарханкутские дислокации под водами Черного моря прослежены на несколько десятков километров от берега, где быстро затухают. На востоке они протягиваются до центральной части Степного Крыма. Общая длина Тарханкутской системы дислокаций около 200 км. Она, по-видимому, также расположена над одноименной триас-юрской складчатой зоной (Шлезингер, 1970).

На юге Тарханкутские дислокации серией разломов отделены от крупного, слабо вытянутого Новоселовского поднятия неправильной формы, за которым расположена открытая на западе в сторону моря Альминская впадина. Последняя на востоке ограничена Симферопольским поднятием.

К югу от Донбасско-Промысловской системы дислокаций, параллельно ей от меридиана Таганрогского залива до Каспийского моря протягивается глубокая зона Манычских прогибов, имеющая длину около 700 км и ширину 30—40 км. Она состоит из трех прогибов, разделенных перемычками. Самый западный Тузловско-Пролетарский прогиб имеет длину до 220 км и выполнен в основном отложениями верхнего мела, палеогена и неогена. Его борта осложнены небольшими брахиантиклиналями также субширотного простирания. Следующий к востоку Гудилковский прогиб вытянут на 120 км и хорошо выделяется не только по подошве платформенного чехла (с глубинами до — 2,5 км), но и по подошве отложений неогена — антропогена (залеганием ее на абсолютных отметках минус 200 — минус 300 м). Дно наиболее крупного (до 300 км) Восточно-Манычского прогиба углубляется с запада на восток от — 2,6 до — 5 км. По более высоким горизонтам платформенного чехла (кровля альба, поверхность верхнего мела, эоцена и подошва неогена) он не прослеживается. По этим горизонтам здесь отмечается пологая моноклинали с падением слоев к югу.

К югу от Восточно-Манычского прогиба расположено крупное, вытянутое в субширотном направлении Прикумское поднятие. По поверхности фундамента оно выделяется в виде структурного носа, отходящего от Ставропольского свода и осложненного рядом более мелких структур.

Южнее Прикумского поднятия и Ейско-Березанской системы дислокаций расположена зона Южно-Предкавказского окраинного опускания, на большей части которой развились молодые, в основном неоген-антропогеновые Западно-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы. Между этими прогибами расположена Лабино-Малкинская зона, представляющая собой задранную в виде северной моноклинали Центрального Кавказа часть эпигерцинской платформы. На крайнем юге этой зоны проходит поднятие Передового хребта. На западном и восточном краях выделяются соответственно Адыгейское и Минераловодское поднятия изометричной формы. Лабино-Малкинская моноклинали на севере

отделена от Невинномысской мегантиклинали Беломечетской мегасинклиналью.

В южной и центральной частях Керченско-Таманского прогиба развито несколько линий сложно построенных складок (Губкин, 1913; Архангельский, 1928; Белоусов, 1960; и др.). К антиклиналям приурочены ядра протыкания, сложенные глинами майкопа. По данным бурения и сейсморазведки (Шарданов, Знаменский, 1965; Пустильников, 1968), слои мела и палеогена, залегающие ниже майкопской серии, имеют значительно более простое залегание. Эту систему складок следует связывать с явлением диапиризма.

Как видно из краткого описания структур фундамента и чехла Скифской плиты, во многих ее районах отмечается большая зависимость их друг от друга. Так, Донбасско-Промысловская система антиклиналей и синклиналей расположена на непосредственном погружении палеозойских структур Донбасса, причем здесь наследуются не только простирания, но и в большинстве случаев тектонические формы и знак движения. Такую закономерность отмечал еще Н. С. Шатский (1946а). Действительно, на продолжении северной антиклинали Донбасса в чехле развита Цимлянская антиклиналь (рис. 8). Северной синклинали палеозоя соответствует Зимовниковская синклиналь в чехле, причем та и другая обладают асимметричным строением, с более крутым южным крылом. Главную антиклиналь Донбасса в чехле продолжает четко выраженный структурный нос, который примерно через 80 км сменяется замкнутой Северо-Куберлинской антиклиналью. Находят отражение в чехле Первая южная синклиналь и Первая южная антиклиналь, а также Вторая южная антиклиналь Донбасса (Мирчинк и др., 1964; Швембергер, 1965).

Отмечается отчетливое совпадение структур мел-палеогенового чехла и складчатого каменноугольного фундамента в зоне мелкой складчатости Донбасса (Попов, 1936; Дубинский, 1959; Маловицкий, 1960). В ряде случаев происходит более сложное наследование тектонических форм со смещением оси на крылья или даже в осевую часть структуры с обратным знаком, но всегда сохраняется наследование простираний структур (Попов, 1964).

В настоящее время еще не хватает фактического материала для того, чтобы с уверенностью судить о внутреннем строении складчатого триасюрского комплекса Ейско-Березанского прогиба, но уже можно наметить полосы распространения тех или иных отложений, отражающие скорее всего зоны антиклинорий и синклинорий этого комплекса. Отложения среднего триаса преимущественно вскрыты под породами мела в пределах Староминско-Ленинградской мегантиклинали чехла, отложения верхнего триаса приурочены к Каневско-Березанской мегантиклинали, а породы юры — к соседней мегасинклинали и периклинали упомянутой мегантиклинали. Такое взаимоотношение структур складчатого триас-юрского комплекса фундамента и чехла Ейско-Березанского района говорит о возможности совпадения не только их простирания, но даже и знака.

Южно-Ставропольскому (Невинномысскому) антиклинорию фундамента в чехле соответствует одноименная мегантиклиналь. В районе развития верхнепалеозойского Спицевского синклинория в чехле расположены Егорлыкская и Спицевская мульды. Восточной части Ставропольского (Егорлыкско-Ипатовского) антиклинория в чехле отвечает Прикумское поднятие. На месте Манычского пермо-триасового грабенообразного прогиба в платформенном чехле возникла система Манычских прогибов.

Вместе с тем в пределах Скифской плиты развиты поперечные структуры «антикавказского» простирания, на значение которых обращали внимание многие исследователи (Шатский, 1948; Хаин, 1958; Шарданов, 1959; Мирчинк, и др., 1963; Успенская, 1964; и др.). Некоторые из этих структур охватывают территорию как Скифской плиты, так и соседних

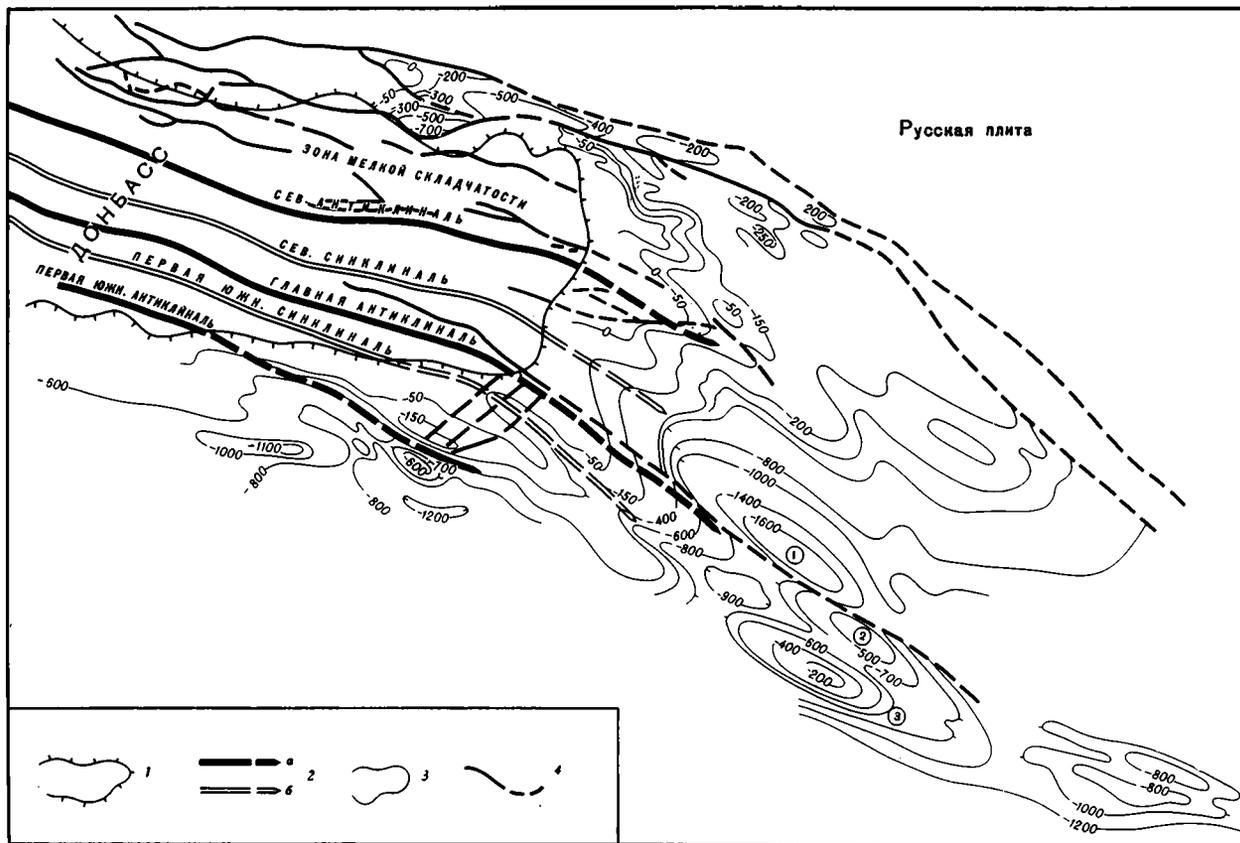


Рис. 8. Схема соотношений структур Донбасса и мезозойско-кайнозойского чехла на его восточном погружении (по Н. А. Крылову и А. И. Летавину, 1968 г.)

1 — границы выходов пород карбона в Донбассе; 2 — оси палеозойских антиклиналей (а) и синклиналей (б) Донбасса; 3 — изогипсы поверхности складчатого фундамента (в м); 4 — разломы

областей Русской плиты и Кавказа. Ряд таких дислокаций (прогиб Каспийского моря) отчетливо проявлялся еще в палеозое и в целом унаследованно развивается до сих пор. Другие из них (Ставропольский свод, Сальское поднятие) четко наметились лишь на платформенном этапе, во внутренней структуре фундамента не видны и являются наложенными.

Субмеридиональным простиранием отличаются некоторые магнитные аномалии Скифской плиты. Оно увязывается с простиранием допалеозойских структур Украинского щита Восточно-Европейской платформы. Возможно, что антикавказские простирания структур Скифской плиты являются отражением направлений дислокаций допалеозойского субстрата (Мирчинк и др., 1966). Северо-восточное простирание структурных элементов установлено в реликтах байкальского основания Равнинного Крыма (Плахотный, 1969).

В строении фундамента и чехла Скифской плиты особенно велика роль как продольных, так и поперечных разломов, которые в виде густой сетки образуют каркас блоковой структуры плиты. В последнее время их значение подчеркнуто во многих работах (Мирчинк и др., 1963, 1966а; Успенская, 1964, 1965; Чекунов и др., 1965; Судариков, 1965; и др.).

Таким образом, в целом для Скифской плиты характерен унаследованный стиль развития структур платформенного чехла. Здесь отмечается широкое наследование простираний структур фундамента структурами чехла, а в ряде случаев и совпадение их тектонических форм и знака движений. Как исключение наблюдаются дислокации наложенного типа.

На территории Скифской плиты в палеозое происходила постепенная миграция геосинклинальной области к северу, в сторону докембрийской Восточно-Европейской платформы (Мирчинк и др., 1963). Лишь с середины визе на месте прогиба, расположенного на продолжении Приднепровского грабена и выполненного платформенными отложениями девона и турне — нижнего визе, в геосинклинальное развитие включилась Донбасско-Промысловская зона, и Крымско-Предкавказская геосинклинальная система получила современные границы. В конце среднего — начале позднего палеозоя Крым, Предкавказье и Кавказ испытали общее поднятие и складкообразование. В ряде районов начал накапливаться орогенный комплекс отложений. В некоторых прогибах (Донбасско-Промысловском и др.) продолжалось геосинклинальное развитие в течение позднего палеозоя. Их замыкание и время последней складчатости приходится на конец ранней — начало поздней перми.

В триасе, продолжая позднепалеозойское геосинклинальное развитие или закладываясь заново, формировались узкие изолированные геосинклинальные трогги, заполнявшие мощными отложениями триаса и юры (Горнокрымский, Тарханкутский, Ейско-Березанский). Одновременно в уже консолидированных районах Скифской плиты начали накапливаться триасовые, ниже-среднеюрские отложения низов платформенного чехла. Складкообразование триасо-юрских отложений трогов и замыкание последних произошло лишь в конце юры, скорее всего перед келловеем (Ростовцев, 1965). Только с поздней юры или с раннего мела территория Скифской плиты повсеместно вступила в платформенный этап развития. Низы платформенного чехла (триасовые, юрские и нижнемеловые отложения) значительно обогащались различными магматическими образованиями, связанными с продольными и особенно поперечными разломами.

В триасовое и юрское время<sup>1</sup> море наступало главным образом с востока и юга. Оно охватило восточную часть Скифской плиты и местами ее южную окраину. На фоне субмеридионального опускания восточной части

<sup>1</sup> Серия палеогеографических карт и схем мощностей различных стратиграфических подразделений мезозоя и кайнозоя Скифской плиты приведена в работах М. Ф. Мирчинка и др. (1963), М. С. Бурштара и И. В. Машкова (1963), Геологические условия... (1964), М. С. Бурштара и др. (1966, 1969).

плиты формировались как крупные структуры субширотного простирания (Промысловско-Олейниковский, Восточно-Маньчский и другие прогибы, а также как остаточное поднятие — Ставропольский свод), так и некоторые локальные поднятия (Озексуатское и др.). В триасе заложился и в юре продолжал развиваться Восточно-Кубанский прогиб, имеющий запад-северо-западное простирание. Параллельно ему, но, видимо, только с келовея возник Чернолесский прогиб. По южной окраине плиты заложилась Южно-Предкавказская зона окраинных опусканий. Наиболее существенными в юре были предкелловейские тектонические движения, а в Восточном Предкавказье — и предсреднеюрские.

После общего подъема в конце юры — начале раннего мела, выразившегося в спорадическом распространении пород кимериджа, титона, валанжина и готерива, в барреме началось погружение, которое охватило примерно те же районы, что и в средней юре.

Предаптский размыв сменился трансгрессией аптского моря, а затем еще более широким распространением альбских отложений, причем наступление моря, в отличие от предыдущих этапов, шло с юга так же интенсивно, как и с востока. Если в неокоме структурная дифференциация была незначительной, то в апте она весьма усилилась. По изменению мощностей отложения хорошо выделяются такие крупные структуры плиты, как Ставропольский свод, Маньчские прогибы, Южно-Предкавказская окраинная моноклиналь, антиклинали и синклинали Ейско-Березанской и Тарханкутской систем дислокаций и др. Весьма интенсивно развивались многие локальные структуры плиты.

После размыва в конце раннего и первой половине позднего мела наступило общее погружение плиты, отмеченное почти повсеместным развитием морских отложений верхнего мела. Некоторые структуры (Промысловско-Олейниковский прогиб) прекратили свое существование, но большинство других (Ставропольский свод, Ейско-Березанские и Тарханкутские дислокации и др.) продолжало развиваться. Значительное опускание произошло в пределах западных прогибов Маньчской зоны. На это время падает основное развитие Гудиловского прогиба, который выполнен главным образом верхнемеловыми и частично нижнемеловыми отложениями общей мощностью более 1000 м. Существенная структурная дифференциация коснулась не только крупных тектонических форм, но и локальных.

Примерно такую же территорию (даже чуть шире) охватило погружение в палеоцене и эоцене. Как и в позднем мелу, более интенсивные прогибания происходили в западной части плиты. Весьма отчетливо ощущались структурные элементы антикавказского простирания. В течение этого времени структурный план плиты претерпел дальнейшие осложнения.

Майкопская серия фиксирует начало формирования Предкавказских краевых прогибов, в пределах которых и отмечаются максимальные ее мощности. Отложения майкопа еще широко развиты в пределах Скифской плиты, структурная дифференциация которой в это время не была очень резкой, хотя рост отдельных локальных структур в ряде случаев был значительным. До конца майкопа продолжалось формирование наиболее активных структур (Каневской и Ленинградской брахиантиклиналей) Ейско-Березанской системы дислокаций (Берето, 1963), в то время как другие структуры этой системы оказались погребенными.

Усиление процессов складко- и горообразования Кавказа выразилось в предсреднемиоценовом несогласии, повсеместно распространенном на Скифской плите. В среднем миоцене — раннем плиоцене шло интенсивное формирование краевых прогибов Кавказа. Увеличение мощностей отложений этого времени отмечается в Гудиловском прогибе Маньчской зоны. Рост локальных структур Предкавказья затушевывался резким региональным наклоном слоев к югу, в сторону краевых прогибов. Тарханкутские

дислокации, Горнокрымская мегантиклиналь и другие структуры Крыма почти полностью приобрели свой современный структурный план.

На позднелигоцен-антропогеновом этапе основным было дальнейшее формирование краевых прогибов и разделявшего их Ставропольского свода. По изменению мощностей отложений верхнего плиоцена — антропогена отмечается слабое развитие ряда как крупных структурных элементов плиты, так и ее отдельных локальных структур. С конца сармата Горный Крым подвергся эпиплатформенному орогенезу и превратился в горную страну. Многие структуры восточной части Донбасско-Промысловских и Прикумских дислокаций продолжали развиваться в антропогене (Якушева, 1955). Рост некоторых структур (Тарханкутские и др.) в антропогене отразился на современном рельефе (Полканова, Варущенко, 1964).

Подавляющее большинство основных структурных элементов Скифской плиты имеет простирания, согласные со структурным планом фундамента.

В течение мезозоя и кайнозоя происходило последовательное упрощение вверх по разрезу структурного плана, в отдельные моменты сопровождавшееся существенными его перестройками (редуцирование Промысловско-Олейниковского юрского прогиба и др.). Ряд структур, выделяющихся по древним горизонтам, совершенно исчезает по более молодым. В целом структурный план оставался постоянным, хотя иногда происходило некоторое смещение осевых частей структур. Так, наиболее глубокие части Воздвиженской мульды Восточно-Кубанского прогиба по верхнеюрским и верхнемеловым отложениям смещены относительно друг друга на 14 км (Крипиневиц, 1968). Развитие большинства локальных структур шло длительно и неравномерно, но некоторые заложились только в более поздние отрезки времени (палеоген — неоген). Для многих локальных структур характерно затухание роста со временем, который шел в основном до олигоцена, а в последующем имел ничтожную амплитуду. Для большинства из них структурный план в течение мезозоя и кайнозоя также сохранялся постоянным, а для некоторых (Прасковейское и др.) отмечается смещение сводов.

### Мизийский параплакос

Крайним к западу участком Центрально-Евразийской платформы является Мизийский<sup>1</sup> параплакос. Он расположен на непосредственном продолжении к западу Скифской плиты, соединяясь с последней под водами Черного моря. Большинство исследователей (Муратов, 1960, 1962; Тектоника Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Хаин, Славин, 1967; и др.) включает Мизийский параплакос в состав Скифской плиты. Однако он отделен от Скифской плиты резко выраженным крупным массивом Добруджи. Поэтому его правильнее рассматривать в качестве самостоятельной структурной единицы Центрально-Евразийской платформы.

Мизийский параплакос на северо-востоке ограничен Добруджским массивом, отделяясь от него разломом Капидава-Овидиу (рис. 9.). Затем его граница огибает выход рифейских пород Центральной Добруджи и идет по северо-западному концу разлома Печеняга-Камена. С севера и северо-запада Мизийский параплакос отделен от Карпат Перикарпатским разломом и развитым над ним Предкарпатским краевым прогибом. Перикарпатский разлом представляет собой пологий надвиг складчатых пород Карпат на платформенные отложения Мизийского параплакоса (рис. 10). Этот надвиг установлен буровыми и сейсморазведочными

<sup>1</sup> Впервые название «Мизийский» дано Е. Бончевым (1946).

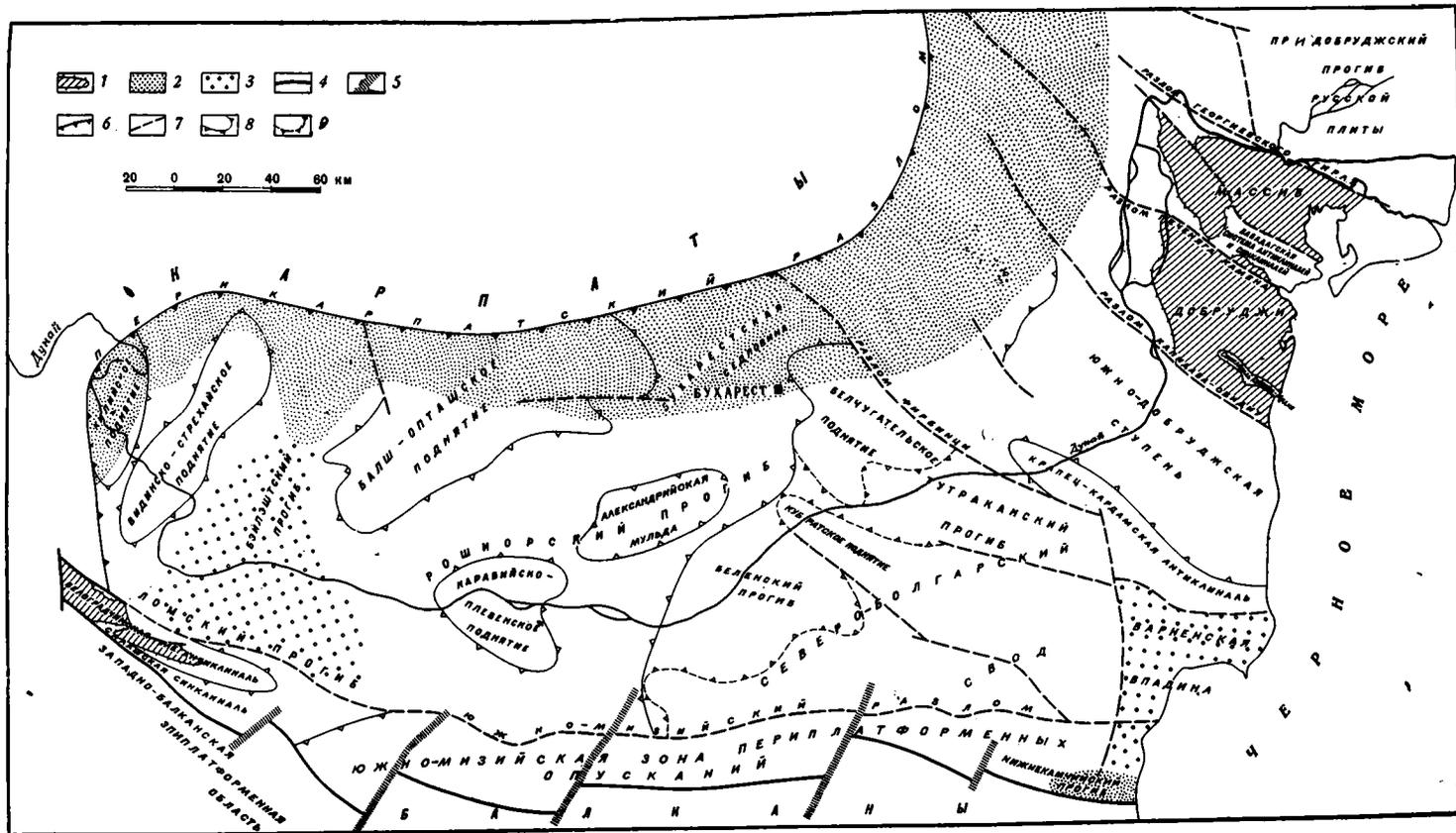


Рис. 9. Основные структурные элементы Мизийского параплакса

1 — выходы пород складчатого фундамента на поверхность; 2 — окраинные участки плиты, вовлеченные в опускание краевых прогибов; 3 — участки плиты, претерпевшие интенсивное прогибание в неогене; 4 — южные краевые швы; 5 — поперечные разломы южного ограничения плиты; 6 — зона Перикарпатского разлома; 7 — основные разломы; 8 — контуры основных структурных элементов; 9 — контуры структур, погребенных верхнепалеозойскими отложениями орогенного и метабосинклинального комплексов

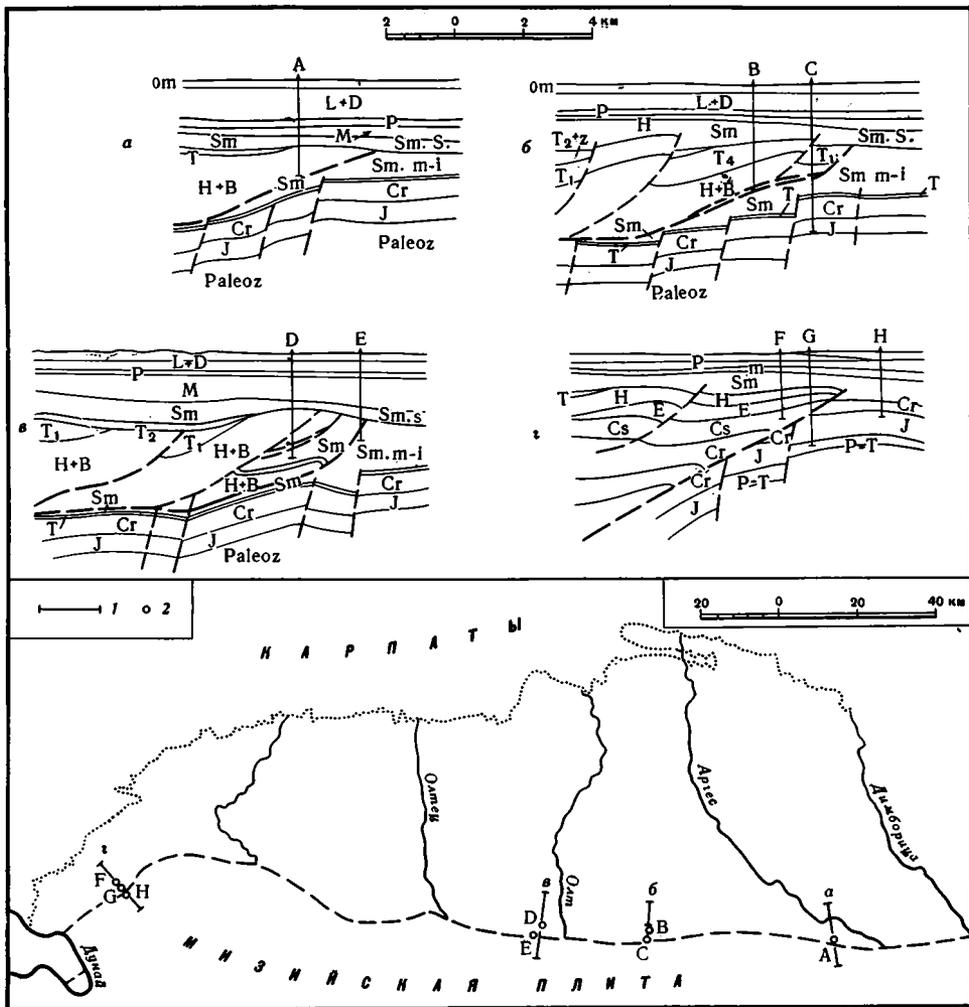


Рис. 10. Геологические разрезы зоны Перикарпатского разлома (Motaş, 1967)

1 — линии профилей; 2 — скважины.

L + D — левантин-дак; P — понт; M — меолис; Sm — сармат (s — верхний, m-i — средний и нижний); T — тортон (T<sub>2</sub> — верхний, T<sub>1</sub> — нижний); H + B — гельвет-бурдигал, E — эоцен; Cr — мел; J — юра; P — T — пермо-триас; Paleoz — палеозой

работами под мощным чехлом неогеновых образований Предкарпатского краевого прогиба, под которыми погребена и прилегающая к нему довольно широкая краевая полоса Мизийского параплакса (Popescu și a., 1965; Paicu și a., 1966; Băncilă, 1967; Motaş, 1967). На юге Мизийский параплакс граничит с Балканской складчатой областью по серии кулисных краевых швов.

Если северную границу Мизийского параплакса большинство исследователей также проводит по Перикарпатскому разлому и краю Добруджского массива, то южную, обычно вслед за Е. Бончевым (1946, 1955), трассируют по почти прямолинейному разлому, который местами отмечается на поверхности, а местами предполагается на глубине и прослеживается от берега Черного моря южнее Варны в субширотном направлении по разрывам, проходящим немного севернее Велико-Тырново, Ловеча и Михайловграда (Иовчев, 1965; Атанасов, 1966; Атанасов и др., 1966; Добрев, 1966; и др.). К югу от этой границы расположена Предбалкан-

ская зона, которая обычно относится к краевой зоне балканид. Сравнение разрезов собственно Мизийского параплакса и Предбалканья, изучение условий залегания отложений, выполняющих обе области, и геофизические материалы показали, что южную границу Мизийского параплакса следует проводить до «Стараплатинской лобной линии», отсюда тем самым Западное Предбалканье к параплаксу. Далее по поперечному Етропольскому разлому эта граница сдвигается на северо-северо-восток и прослеживается по Брестницкой флекуре северного крыла Тетевенского антиклинория. Новый скачок на север эта граница делает по линии, лежащей почти на прямом продолжении Свиштов-Сухинодольского разлома, и идет по флекуре, ограничивающей Севлиевскую антиклиналь. Поперечный Птицевский разлом снова смещает южную границу Мизийского параплакса к северу почти до Тырговиште, откуда она следует по разлому северного крыла Преславской антиклинали и далее по краю Нижнекамчийского прогиба к побережью Черного моря (Гарецкий, 1968). Отмеченная выше в Центральном и Восточном Предбалканье ступенчатая в плане линия разграничивает районы с разными типами разрезов мезозойских и палеогеновых отложений и с различной степенью их дислоцированности. С этой же линией примерно совпадает южная граница зоны, в пределах которой сейсморазведка четко вырисовывает находящиеся на глубине пологие структуры.

Таким образом, Мизийский параплакс имеет очень четкие ограничения: он выделяется между Перикарпатским разломом, над которым развит Предкарпатский краевой прогиб, массивом Добруджи, с которым граничит по разлому, и альпийской складчатой областью Балкан, отделяясь от последней серией кулисных краевых швов. Северный и северо-западный окраинные участки Мизийского параплакса вовлечены в опускание Предкарпатского краевого прогиба, а юго-восточный — в опускание небольшого недоразвитого Нижнекамчийского краевого прогиба.

В очерченных выше границах Мизийский параплакс представляет собой глубокий «аппендикс», вдающийся в субширотном направлении от берегов Черного моря до среднего течения р. Дунай в дугу альпийских горных сооружений Карпат и примыкающих к ним с юга Балкан. Длина Мизийского параплакса достигает почти 500 км, а ширина его восточной части равна 200—250 км. К западу он постепенно сужается до 180 км в центральной части и до 130 км на крайнем западе. Площадь Мизийского параплакса составляет примерно 90 тыс. км<sup>2</sup>.

О возрасте фундамента Мизийского параплакса до сих пор нет единого мнения. Многие румынские и советские геологи считают его рифейским (Славин, 1959; Pătruț și a., 1961; Grigoraș și a., 1963; Славин, Хаин, 1963; Милановский, 1965; Popescu și a., 1965, 1967; Atanasiu, Chiriac, 1965; Barbu, Vasilescu, 1967; и др.), а Мизийский параплакс, следовательно, рассматривают как эпибайкальский. И. Гавэт, Ш. Айринеи и др. (Gavăt, Aiginei și a., 1963) предполагают, что центральная часть параплакса имеет даже архейский фундамент, а краевые его части — байкальский.

И. Думитреску (1964; Dumitrescu și a., 1962) относит Валахско-Южно-Добруджский сектор фундамента Мизийского параплакса к области древнекаледонской или байкальской складчатости, Центрально-Добруджский — к каледонской складчатости, а район Северной Добруджи — к герцинидам, хотя весь параплакс в целом считает эпигерцинским. Г. Рэяляну, Д. Патрулиус и др. (1968 г.) Центральную Добруджу относят к области байкальской складчатости, Южную Добруджу и Валахию — к каледонской, Северную Добруджу, а также территорию, расположенную к югу от разлома, проходящего примерно вдоль широтного отрезка течения р. Дунай — к области герцинской складчатости. К представлению о гетерогенности фундамента Мизийского параплакса пришли В. Е. Хаин и В. И. Славин (1967). Они предполагают, что на большей,

северной, части фундамент байкальский, а на юге (в районе Предбалканья и соседних участков) — герцинский.

Почти все болгарские и многие советские геологи считают Мизийский параплакос эпипалеозойским, скорее всего эпигерцинским (Бончев, 1946, 1955, 1957; Муратов, 1949, 1962; Яранов, 1960; Йовчев, Балуховски, 1961; Даракчиев и др., 1963; Йовчев, 1965; Спасов, Янев, 1965, 1966; Атанасов и др., 1966; Водсев, 1966; Добрев, 1966; и др.). Также эпипалеозойским он изображен на обзорных тектонических картах — Международной тектонической карте Европы (1964) и Тектонической карте Евразии (1966).

Коротко рассмотрим существующий фактический материал о фундаменте Мизийского параплакоса. Породы фундамента обнажены в пределах Добруджского массива и Западного Предбалканья, а также вскрыты скважинами на территории как болгарской, так и румынской частей Мизийского параплакоса (рис. 11).

В Добруджском массиве обычно выделяют две структурные зоны северо-западного простирания: Центральную и Северную Добруджу (Онческу, 1960; Янович и др., 1961; Mutihac, 1964; и др.). Расположенная к югу от них зона Южной Добруджи целиком перекрыта платформенным чехлом и, по существу, еще принадлежит к Мизийскому параплакосу.

Центральная Добруджа, с юго-запада ограниченная разломом Капидава-Овидиу, а с северо-востока — разломом Печеняга-Камена, сложена метаморфической толщей, в основании которой лежат мезозонально метаморфизованные слюдяные сланцы. Эти сланцы обнажены только в ядре антиклинали Башпунар-Чамурлия, близ разлома Печеняга-Камена. Выше развиты также сложно дислоцированные, но широко распространенные на территории всей зоны «зеленые сланцы», которые представляют собой комплекс зеленоватых хлоритовых филлитов и граувакк, подвергшихся слабому метаморфизму верхней эпизоны. Общая мощность метаморфической толщи более 5000 м. Те и другие сланцы обычно относят к рифею (Янович и др., 1961; Chiriac, Lăcătușu, 1964; Mirăuță, 1965; Piescu, Mutihac, 1965; и др.).

В фундаменте Северной Добруджи выделяются четыре структурных яруса. Нижний из них (досилурийский) сложен мезозональными кристаллическими сланцами докембрия, выше которых расположена филлит-кварцитовая серия мощностью около 1500 м (ордовик — кембрий или даже верхний докембрий). Вышележащий структурный ярус представлен слабо метаморфизованными глинистыми сланцами и известняками силура мощностью до 1400 м, сменяющимися вверх кварцевыми песчаниками, сланцами и известняками нижнего девона мощностью около 400 м. Разрез палеозоя венчается карапелитовой формацией (конгломераты, граувакки и филлиты мощностью около 1500 м), представляющей собой самостоятельный структурный ярус и относящийся к нижнему карбону (Mirăuță, 1966). Породы описанных ярусов слагают главным образом зону Мэчин, расположенную в западной части Северной Добруджи. На юго-западе эта зона скрывается под меловыми отложениями Бабадагского бассейна (O. Mirăuță, E. Mirăuță, 1964).

Породы триаса и, в меньшей мере, нижней юры, составляющие верхний (четвертый) структурный ярус, слагают зону Тулча, расположенную в северо-восточной части Северной Добруджи, и распространены лишь в районе юго-восточного погружения зоны Мэчин. Отложения триаса несогласно залегают на различных породах палеозоя. В их основании развиты красноцветные конгломераты, песчаники и глины (вероятно, сейские слои нижнего триаса), которые вверх постепенно сменяются пачкой глинистых сланцев, мергелей, глин и известняков с ископаемой фауной кампильских слоев нижнего триаса. Общая мощность пород нижнего триаса 100—150 м. Средний триас сложен светлы-

ми известняками (анизийский и ладинский ярусы) мощностью 100—150 м. Выше расположены известняки, глины, мергели карнийского яруса и низов норийского. Мощность их 200—250 м. В верхней части они содержат пласты диабазов. Разрез верхнего триаса заканчивается флишевой серией (налбантский флиш) норийского яруса, мощностью более 1000 м.

Выше трансгрессивно лежат флишеидные породы (песчаники, алевроиты, глины) лейаса мощностью более 300 м<sup>1</sup> (Mutihac, 1964).

Отложения всех описанных выше структурных ярусов сильно дислоцированы и образуют складчатый комплекс Северной Добруджи. Они включают различные магматические породы — от гранитов послераннекаменноугольного и дораннетриасового возраста до излияний диабазов и порфиров позднекарнийского и ранненорийского времени.

Платформенный чехол в Северной Добрудже сложен породами верхней юры и верхнего мела. Последние особенно широко развиты на юге, где выполняют Бабадагский бассейн. Фундаментом платформенных отложений Бабадага являются скорее всего складчатые породы триаса — нижней юры, которые здесь выполняют прогиб, аналогичный зоне Тулча и расположенный кулисообразно по отношению к последней. Отложения этого прогиба местами обнажены по окраинам Бабадагского бассейна.

На северо-северо-западном продолжении Северной Добруджи, в районе так называемого Нижнепрутского выступа, бурением вскрыт складчатый комплекс палеозоя — триаса (Бобринский, 1964а, б). Триас-лейасовый прогиб зоны Тулча постепенно замыкается, а в пределах Нижнепрутского выступа намечается еще ряд небольших триас-лейасовых прогибов (см. рис. 11). Северная Добруджа на северо-востоке ограничена разломом Георгиевского гирла, а герциниды Нижнепрутского выступа — системой кулисных Кагульско-Измаильских разломов. За этими разломами к северо-востоку расположен Придобруджский прогиб, который, как показал А. Е. Шлезингер (1968), представляет собой глубоко погруженную окраинную часть Русской плиты.

Продолжение зоны Центральной Добруджи к северо-западу под платформенным чехлом выявлено рядом скважин, в том числе скважиной, пробуренной в Бордей-Верде. Здесь на глубине 2250 м вскрыты круто наклоненные (55—60°) сланцы рифея, выше которых практически горизонтально залегают кварцитовые песчаники низов ордовика и граптолитовые сланцы верхов ордовика и силура (Grigoraş și a., 1963; Plescu, Mutihac, 1965).

Таким образом, Центральная Добруджа и ее продолжение на северо-запад представляют собой блок байкалид. Байкальским скорее всего является и фундамент Придобруджского прогиба. Зона Северной Добруджи — это узкий палеозойский геосинклинальный трог, заложившийся в теле байкалид. После платформенного развития в течение раннего, среднего и начала позднего триаса здесь вновь заложилась норийско-лейасовые геосинклинальные прогибы. Окончательно структура Северной Добруджи оформилась в результате складчатости конца лейаса. Как показало бурение (Gavăt ș a., 1966), к северу-западу от молассовой толщей Предкарпатского краевого прогиба скважинами вскрыты породы рифея, что говорит о постепенном выклинивании в этом направлении палеозойского и раннемезозойского геосинклинальных прогибов Северной Добруджи.

<sup>1</sup> Следует отметить, что в работах румынских геологов обычно приводятся видимые мощности мезозойских отложений Добруджи без учета их распространения на участках, перекрытых лёссом, поэтому действительные мощности этих отложений должны быть значительно большими. Особенно это относится к толщам верхнего триаса и лейаса.

Второй участок выхода фундамента Мизийского параплекоса на поверхность приурочен к своду Белоградчикской мегантиклинали, расположенной в Западном Предбалканье. Здесь породы фундамента образуют крупный антиклинорий, вытянутый в запад-северо-западном (120—130°) направлении. В его центральной части обнажены наиболее древние породы — так называемая диабазо-филлитовидная формация, возраст которой некоторые исследователи принимают от докембрия до девона, но большинство относит к самому концу позднего девония — кембрию (Бояджиев, 1964; Спасов, 1964; и др.). В ядре наиболее восточной Михайловградской антиклинали выходят слабо метаморфизованные породы двух свит — терригенной внизу и терригенно-туфогенной вверху, которые Сл. Недялкова и Ал. Харковска (Московски и др., 1963) выделяют из состава типичной диабазо-филлитовидной формации и считают более молодой, но додевонской. В ядре более западной Белоградчикской антиклинали, кроме диабазо-филлитовидной формации, обнажены сланцы, алевролиты, кварциты, лидиты и известняки аспидной формации ордовика — силура, а также флишеидные отложения с прослоями диабазов рояновско-кирьевской свиты, по-видимому, девона — нижнего карбона. Выше с несогласием залегает сероцветная угленосная (антрациты, каменные угли) формация верхнего карбона — нижней перми мощностью до 1200 м. Заканчивается разрез палеозоя красноцветной молассой перми, которая наиболее хорошо изучена в свode Михайловградской антиклинали (Московски и др., 1963). Здесь пермь с определенной долей условности подразделяется на нижний и верхний красный лежень и цехштейн. В нижнем красном лежне выделяются четыре красноцветные свиты (снизу вверх): сланцеватых брекчий, мощностью 1—80 м; вулканогенно-терригенная (песчаники, конгломераты, туфы, туффиты, туфобрекчии) мощностью 200—250 м; полимиктовых песчаников (200—300 м) и известковых алевролитов, песчаников и аргиллитов (100—600 м). Верхний красный лежень сложен брекчие-конгломератами с прослойками и линзами алевролитов мощностью 150—1000 м. С небольшим несогласием на породах красного лежня залегают различные песчаники верхней перми мощностью 10—400 м, условно сопоставляемые с цехштейном.

Отложения палеозоя и рифея, вскрытые бурением в пределах Мизийского параплекоса, описаны во многих работах (Grigoraş, 1956; Бергилев, Венева, 1960; Цанков, 1960; Будуров, 1961; Йовчев, Балуховски, 1961; Янович и др., 1961; Venkatachala, Beju, 1961, 1962; Pătruţ şi a., 1961; Beju, Dăneţ, 1962; Даракчиев и др., 1963; Patrulius, Neagu, 1963; Baltès, Beju, 1963; Grigoraş şi a., 1963; Murgeanu, Patrulius, 1963; Beju, 1964; Dăneţ, 1964; Nurhan, 1964; Patrulius, 1964; Răileanu şi a., 1964, 1965, 1966; Спасов, Яснев, 1965; 1966; Plescu, Mutihac, 1965; Popescu şi a., 1967; Năstăseanu, 1967; Янев и др., 1967; Тенчов, Янев, 1967; Стратиграфия на България, 1968).

В Южной Добрудже в районе Палазу-Маре (см. рис. 11) несколькими скважинами под юрскими отложениями вскрыты мезозональные кристаллические сланцы с углами падения слоев 70—90°. Здесь же, а также южнее в районе Топрайсар, встречены практически неметаморфизованные зеленые конгломераты, кварциты, песчаники, глинистые хлоритовые сланцы. В северной части Мизийского параплекоса, в Опташе, обнаружены хлоритовые сланцы, а в Балше — граниты, гранодиориты, хлоритовые сланцы и песчаники. На северо-западе параплекоса, в Стрехае, вскрыты черные кварциты. Все указанные породы сильно дислоцированы и румынскими геологами отнесены к рифею.

В скважинах Кэлэраши и Янку-Жиану ниже палеонтологически охарактеризованных отложений силура, а в скважине Бордей-Верде и верхнего ордовика обнаружена пачка кварцитовых песчаников вскрытой мощностью до 200 м, условно относимая к ордовику или кембрию.

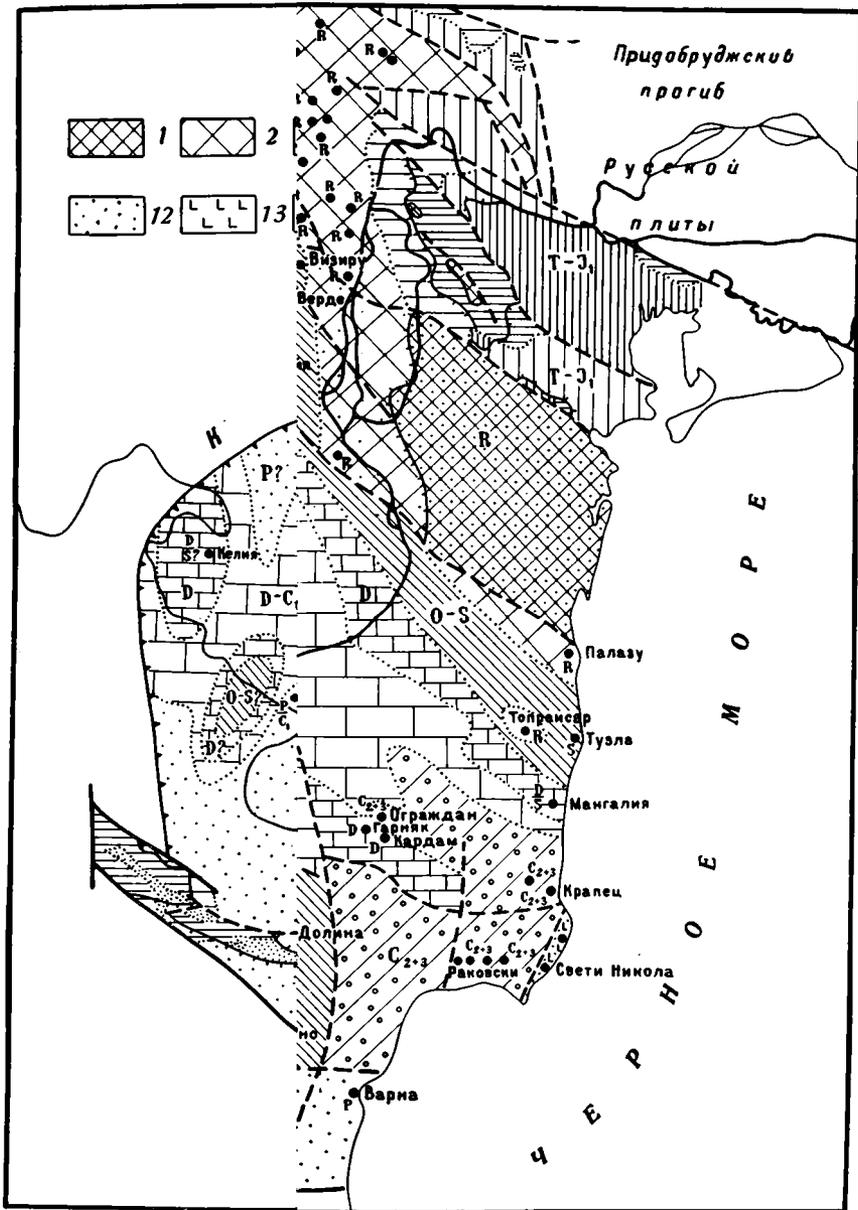


Рис. 11. Схематическое платформенное чехло (составлена: Popescu, Pătrîț, Paraschiv, 1967;

1 — криста. швы Мизийского параплекоса; 19 — рифы на новые разломы южного ограничения лом; 3 — згоса; 20 — зона Перикарпатского фая на пов; 21 — основные разломы; 22 — 5 — складчтя, вскрывшая породы палеозоя и их возраст

1  
 2  
 3  
 4  
 5  
 6  
 7  
 8  
 9  
 10  
 11  
 12  
 13  
 14  
 15  
 16  
 17  
 18  
 19  
 20  
 21  
 22  
 23  
 24  
 25  
 26  
 27  
 28  
 29  
 30  
 31  
 32  
 33  
 34  
 35  
 36  
 37  
 38  
 39  
 40  
 41  
 42  
 43  
 44  
 45  
 46  
 47  
 48  
 49  
 50  
 51  
 52  
 53  
 54  
 55  
 56  
 57  
 58  
 59  
 60  
 61  
 62  
 63  
 64  
 65  
 66  
 67  
 68  
 69  
 70  
 71  
 72  
 73  
 74  
 75  
 76  
 77  
 78  
 79  
 80  
 81  
 82  
 83  
 84  
 85  
 86  
 87  
 88  
 89  
 90  
 91  
 92  
 93  
 94  
 95  
 96  
 97  
 98  
 99  
 100

пр  
р

в  
из  
м

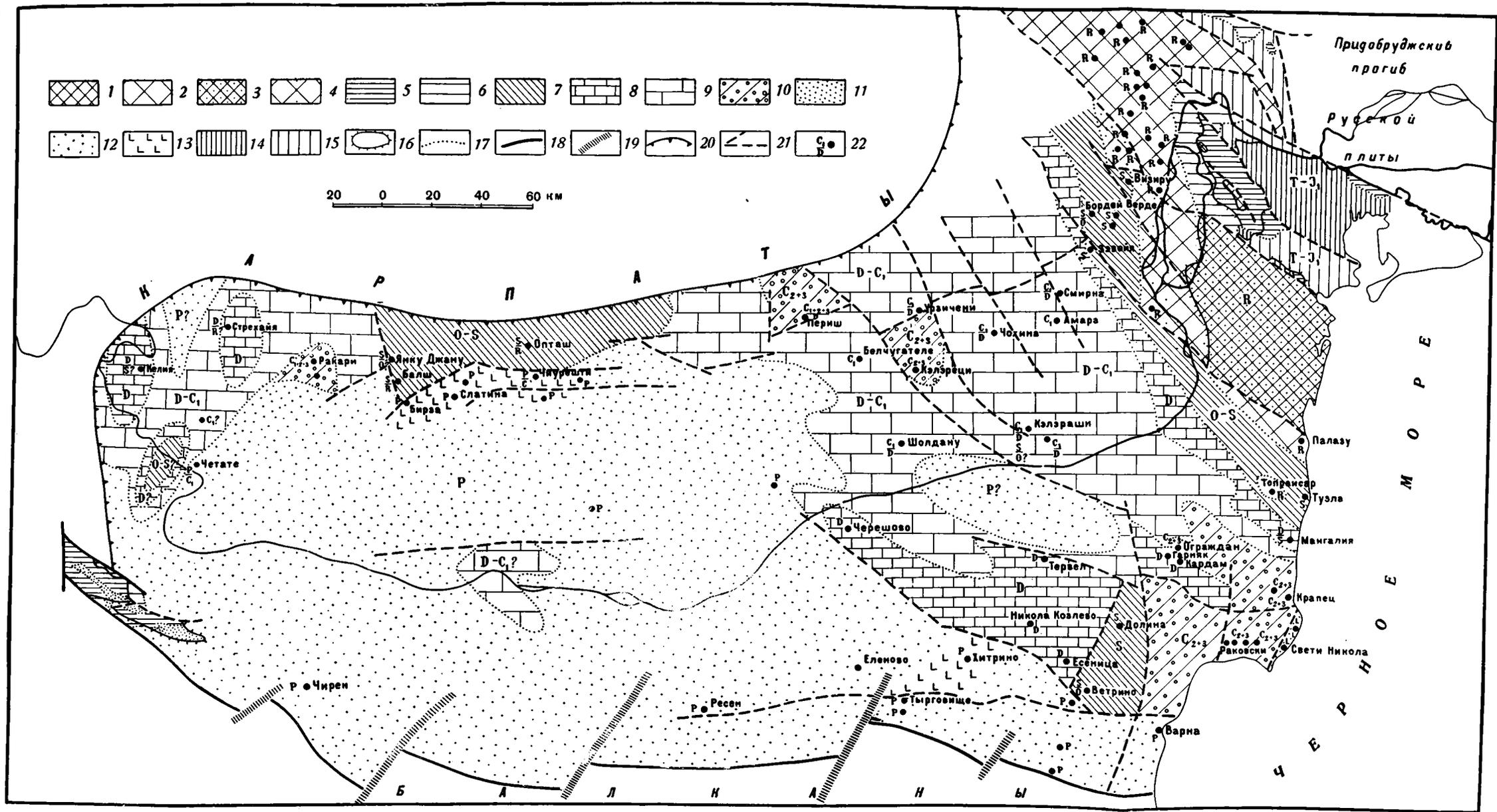
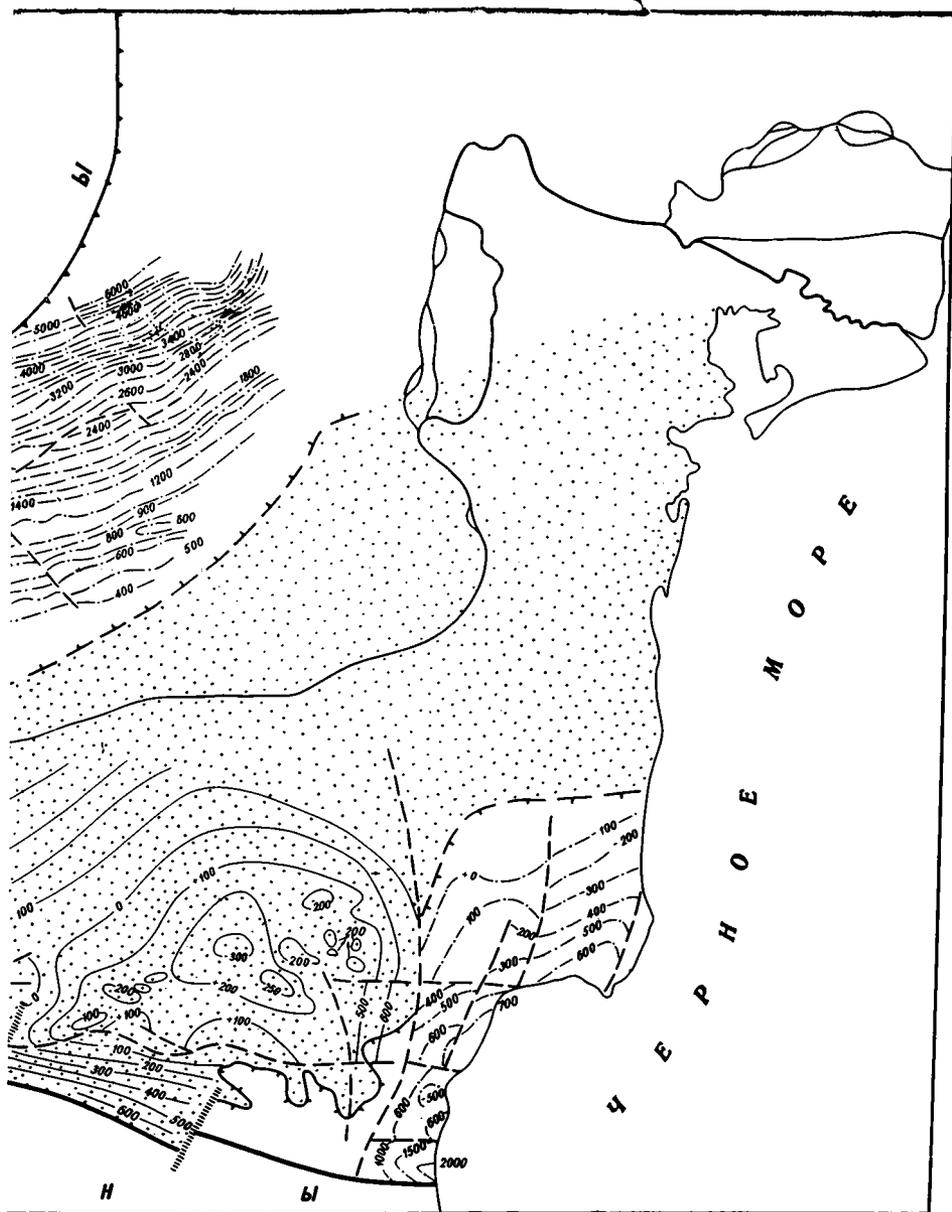


Рис. 11. Схематическая геологическая карта фундамента Мизийского парапласа массива Добруджи со снятием мезозойско-кайнозойского платформенного чехла (составлена по материалам П. Даракчиева и др., 1963; Atanasiu, Chiriac, 1965; Хр. Спасова, Сл. Янева, 1965, 1966; Gavăt, 1966; Popescu, Pătrîț, Paraschiv, 1967; Răileanu, Patrușiu et al., 1967г.; и др.)

1 — кристаллические мезозональные сланцы рифея на поверхности; 2 — то же под чехлом; 3 — зеленые эпизональные сланцы рифея на поверхности; 4 — то же под чехлом; 5 — складчатые породы палеозоя Северной Добруджи и Западного Предбалканья на поверхности; 6 — то же под чехлом; 7 — ордовик — силур; 8 — девон; 9 — девон — нижний карбон; 10 — средний и верхний карбон; 11 — пермские отложения на поверхности; 12 — то же под чехлом; 13 — эффузивы перми; 14 — складчатые породы триаса — нижней юры Северной Добруджи на поверхности; 15 — то же под чехлом; 16 — контур выхода пород фундамента на поверхность; 17 — геологические границы; 18 — южные краевые швы Мизийского парапласа; 19 — поперечные разломы южного ограничения парапласа; 20 — зона Перикарпатского разлома; 21 — основные разломы; 22 — скважина, вскрывшая породы палеозоя и их возраст



текса верхней юры — валанжина Мизийского парапластовой, 1965; X. Дачева, 1965; E. Вончев, 1966; С. Виг-

ерхней  
гипсы  
); 4 —

краевые швы; 5 — поперечные разломы южного ограничения парапласта; 6 — зона Перикарпатского разлома; 7 — основные разломы

В населенных пунктах Тузле, Мангалия, Кэлэраши, Опташ, Янку-Жиану, Келли встречены темно-серые и черные аргиллиты и граптолитовые сланцы силура вскрытой мощностью до 600 м, с углами падения слоев 18—50°.

В Болгарии наиболее древние отложения встречены в скв. Р-2 (Ветрино) на глубинах 2889—3002 м. Они представлены черными аргиллитами с углами падения слоев 50—75° и условно отнесены к ордовику. Скважина не вышла из них. В той же скважине выше ордовика на глубинах 792—2889 м лежат фаунистически охарактеризованные темно-серые и черные, переслаивающиеся между собой алевролиты, аргиллиты и глинистые известняки силура. Аналогичные породы силура обнаружены в скв. С-32 (Долина) на глубине ниже 977 м. Углы падения слоев здесь варьируют от 45 до 75°.

По литологическому составу описанные отложения ордовика и силура полностью идентичны разновозрастным породам Стара-Планины. Мощности отложений в Стара-Планине и на Мизийском параплато часто близки, а в некоторых случаях в первом районе даже меньше, чем во втором. Так, мощность силурийских отложений (причем присутствуют все ярусы) в Стара-Планине достигает 380 м, а на Мизийском параплато, в районе Ветрино, превышает 1000 м. Такое сравнение ордовикских и силурийских отложений Мизийского параплато и Стара-Планины, геосинклинальное развитие которой в палеозое признают все геологи, а также условия залегания этих пород на параплато приводят к выводу, что в упомянутых скважинах вскрыты не платформенные, а геосинклинальные отложения ордовика и силура — аспидная формация (Алексиев и др., 1965а, б).

На территории Румынии девонские отложения вскрыты скважинами, пробуренными в населенных пунктах Мангалия, Кэлэраши, Шолдану, Чохина, Смирна, Урзичени, Периш, Стрехая, Келия и др. В нижней части отложения девона (до эйфеля включительно) представлены черными аргиллитами, песчаниками, кварцитами, известняками, а в верхней — известняками и доломитами с прослоями черных аргиллитов и иногда ангидритов. В ряде случаев встречаются прослой диабазов. Углы падения слоев в керне невелики — от нескольких градусов до 25—30°. Органических остатков встречается немного, поэтому расчленение разреза затруднено. Наиболее полно изучены скважины в Мангалии, где по фауне установлены нижнефранские, живетские, эйфельские, кобленцские, жединские и верхнесилурийские отложения (Răileanu și a., 1966). Здесь мощность девонских отложений превышает 550 м, а в других скважинах их вскрытая мощность достигает 1900 м.

В Болгарии девонские отложения, возраст которых доказан определением ископаемой фауны, вскрыты в скважинах С-24 (Никола Козлево), С-12 (Горняк) и С-9 (Кардам). По сходству литологического состава к девону отнесены также породы скважин С-31 (Есеница) и Р-10 (Тервел). Видимо, те же породы обнаружены в скв. Р-1 (Черешово) к востоку от г. Русе. Во всех пунктах девон представлен различными типами светлых известняков, доломитизированных известняков, известняковых доломитов и доломитов, иногда с тонкими прослоями темных аргиллитов и алевролитов. Углы падения слоев 10—45°. Породы скв. С-24 (Никола Козлево) относятся к эйфелю, а скважин С-12 (Горняк) и С-9 (Кардам) — к живету. Вскрытая мощность девонских отложений достигает здесь 480 м.

В Румынии скважинами, пробуренными в населенных пунктах Кэлэраши, Смирна, Чохина, Урзичени, Шолдану, Периш, Четате и других, вскрыты известняки турне и визе мощностью до 1500 м. В некоторых скважинах среди них отмечены прослой туфов и эффузивов.

В Болгарии породы карбона установлены в скважинах С-11 (Огражден), С-11 (Крапец) и в скважинах, пробуренных в угольном бассейне к северу от г. Каварна: Р-50 (Раковский), Р-54 (Гурково), Р-51 (Могилище), Р-57

(Македонка) и др. Карбон сложен здесь переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, реже мергелями и известняками. Встречаются прослойки каменного угля, туфовых песчаников и эффузивов. По возрасту (на основании ископаемой фауны и флоры) наиболее древние из обнаруженных пород карбона принадлежат к верхнему визе и имеют вскрытую мощность 610 м — скв. Р-50 (Раковски). Постепенно выше они сменяются отложениями намюра А. В остальных скважинах достоверно установлены отложения намюра А, вестфали А, В и С. Вскрытая мощность отложений карбона превышает 1800 м. Углы наклона слоев верхов нижнего — среднего карбона колеблются от нескольких градусов (3—5°) до 30—45° и иногда до 60—70°.

Близкие отложения, представленные угленосной песчано-аргиллитовой толщей, вскрыты в Румынии скважинами, пробуренными в Кэлэраши, Периш и Ракари. Они относятся к намюру и вестфалу. Углы падения слоев в этих породах изменяются от нескольких градусов до 25—30°.

Описанные отложения верхов нижнего и среднего карбона в формационном отношении аналогичны породам намюра — вестфали Свогенского района Стара-Планины. Те и другие могут быть отнесены к сероцветной угленосной молассе, выполнявшей межгорные впадины и прогибы в начале герцинского горообразования области. Если начало орогенного этапа в Стара-Планине относится к намюру, то на территории восточных районов Мизийского параплекоса оно, видимо, отмечается немного раньше — в самом конце визе.

Многими скважинами как на румынской, так и на болгарской частях Мизийского параплекоса под юрскими или триасовыми отложениями вскрыты наиболее молодые породы палеозоя, относящиеся к перми. Они представлены красноцветными брекчие-конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мощность которых в Румынии достигает 1500 м, а в Болгарии — 2500 м. Углы залегания слоев обычно колеблются от 5 до 35°. В ряде скважин встречены значительные по мощности (до 100—200 м и более) толщи эффузивных пород — кварцевые порфиры, андезиты, дациты, мелафиры, кератофиры, базальты и их туфы. В одном случае (южнее г. Провадии) в пермских отложениях обнаружена толща соли, по которой скважина прошла более 1000 м и из нее не вышла. Соль залегает в виде штока, который прорывает отложения триаса, юры и мела. Скорее всего она отложилась в лагуне раннепермского моря, пролившаяся из районов Крыма.

Описанные красноцветные отложения перми неотличимы от разновозрастных пород, обнаженных в Белоградчикском районе, в пределах Тетевенского антиклинория и в других участках Альпийской складчатой области. В этих районах они согласно, с постепенным переходом залегают на отложениях верхнего карбона или резко несогласно — на более древних породах палеозоя.

Пермские отложения, вскрытые скважинами на Мизийском параплекосе, часто не отделяются от пестроцветных пород нижнего триаса и объединяются вместе с ними как «пермо-триас». Однако в тех районах, где пермские и нижнетриасовые красноцветы достаточно хорошо изучены (Белоградчикский, Тетевенский и другие районы), установлено, что отложения нижнего триаса ложатся с угловым несогласием и перерывом как на породы перми, так и на более древние породы палеозоя вплоть до диабазо-филлитовидной формации. В Западной Стара-Планине и Западном Предбалканье это насогласие наиболее велико в тех случаях, когда пермские породы залегают на стефанских, и достигает 15—30 и даже 90°. Если пермские отложения залегают на более древних породах палеозоя, то угловое несогласие между породами нижнего триаса и перми обычно не превышает 10—15° (Янев, Тенчов, 1962; Московски и др., 1963; Янев, 1964). Отчетливый перерыв и угловое несогласие между отложениями нижнего триаса

и перми установлены в Тетевенском антиклинории (Чаталов и др., 1962; Ганев и др., 1965). Г. Чешитев (1965, стр. 115) считает, что «...нижний триас везде залегает с ясным угловым несогласием (30—50°) над каледонскими и герцидскими структурными этажами». Размыв и угловое несогласие между пермью и нижним триасом во многих местах Болгарии и Югославии отмечают Я. Тенчов и Сл. Янев (1967). Они подчеркивают также значительную смену литологических признаков при переходе от пермских к нижнетриасовым терригенным отложениям (последние выдержаны по простиранию и состоят из более отсортированных и устойчивых компонентов). Детальные исследования пестроцветных пород пермо-триаса, вскрытых скважинами на северо-востоке Болгарии, позволяет выделить в их разрезе пермскую и триасовую части (Alexiev, Gnoevaia, 1965).

Красноцветные породы перми как в пределах Мизийского параплакоса, так и на различных участках альпийской складчатой области по формационной принадлежности, условиям залегания и распространения могут быть отнесены к красноцветной молассе, образовавшейся в результате горообразования в заключительный этап герцидского развития этой территории. Пестроцветными песчаниками нижнего триаса начинается платформенный чехол.

Таким образом, анализ отложений палеозоя, вскрытых скважинами в пределах Мизийского параплакоса, показывает, что в формационном отношении разрезы палеозойских пород параплакоса и Стара-Планины очень близки между собой. Следует напомнить, что геосинклинальное развитие последней области в палеозое признается всеми геологами. Все отложения палеозоя, вскрытые в болгарской части плиты, значительно дислоцированы. Исключение составляют только пермские и средне-верхнекаменноугольные породы некоторых скважин. В румынской части плиты углы падения отложений палеозоя, как правило, меньше. Особенно это относится к девон-пермской части разреза. Хотя здесь нередко и наблюдается керн с углом падения до 25—30°, но не менее часто скважины вскрывают очень полого залегающие слои. Отмеченный формационный характер отложений палеозоя и неравномерная, но все же значительная их дислоцированность позволяют прийти к выводу, что более правильно считать большую часть Мизийского параплакоса эпигерцидской. Только район Южной Добруджи, ее северо-западного продолжения, а также самого севера параплакоса скорее всего являются эпибайкальскими. Для однозначного решения существующих материалов еще недостаточно.

Об отнесении основной части Мизийского параплакоса к эпигерцидской области говорят также исследования галек из стефанских и пермских отложений Западной Стара-Планины (Тенчов, Янев, 1963; Московски и др., 1963; Янев, 1964; Янев и др., 1967). Это гальки известняков с хорошо сохранившейся ископаемой фауной ордовика, силура, девона и нижнего карбона. По галькам удалось восстановить разрез размытых пород. Область сноса четко устанавливается на севере, т. е. во внутренних частях современного Мизийского параплакоса. Отсутствие закономерного (от более молодых к древним) изменения возраста пород галек по разрезу говорит о том, что область размыва представляла собой территорию, не сложенную горизонтальными слоями, а смятую в складки, в результате чего одновременно размывались отложения разного возраста (Янев и др., 1967). Следовательно, здесь в стефанское и пермское время существовали размывавшиеся горы, а не выровненная эпибайкальская платформа. Этот источник сноса скорее всего был расположен в пределах Видинского поднятия, которому соответствует значительный одноименный максимум силы тяжести (Петков, 1960; Добрев, Пищалов, 1963а). Галька известняков девона и нижнего карбона имеется в пермских отложениях скв. Р-1 (Коммунары). Эта галька, вероятно, также была принесена с севера, из районов Северо-Болгарского свода.

Огромная амплитуда смещения отдельных блоков фундамента относительно друг друга также говорит скорее о его герцинском, чем байкальском возрасте. Так, скв. Р-2 (Ветрино) под отложениями юры на глубине 791 м вскрыла породы силура и ордовика и на глубине 3002 м не вышла из них. Расположенная же всего в 8 км к юго-западу скв. Р-3 (Ветрино) примерно на глубине 1200 м под отложениями нижнего триаса вошла в красноцветы перми и на глубине 3464 м была в них остановлена. Амплитуда проходящего между этими скважинами Девнянско-Ветринского разлома, по данным бурения и сейсморазведки, превышает 2700 м (Даракчиев и др., 1963).

Материалы сейсморазведки МОВ и КМПВ (Атанасов и др., 1966; Burgess и а., 1966; Gaspar și а., 1966; Paicu și а., 1966; Добрев, 1966; Barbu, Vasilescu, 1967; и др.) дают наиболее глубокие уверенные отражающие и преломляющие горизонты, приуроченные к размытой поверхности палеозоя и лишь в ряде случаев — к поверхности карбонатного комплекса девона — нижнего карбона. Выделяемые иногда более глубоко залегающие отражающие площадки, как правило, оказываются кратными. Выдержанные же преломляющие горизонты ниже указанных поверхностей обычно не отмечаются. Горизонты, связанные с поверхностью байкальского фундамента, кроме Центральной Добруджи, нигде не выделяются. Эти данные сейсморазведки также косвенно свидетельствуют о том, что большая часть Мизийского параплакса является эпигерцинской.

В фундаменте Мизийского параплакса можно наметить четыре структурных яруса. Первый из них (нижний) включает различные сланцы, относимые обычно к рифею, и соответствует байкальскому этапу развития. К этому же структурному ярусу, видимо, следует отнести и диабазо-филлитовидную формацию, которая обнаружена в Западном Предбалканье и Стара-Планине. Второй структурный ярус включает породы ордовика и силура; третий — отложения девона и нижнего карбона (до верхов визе — намюра). Породы этих структурных ярусов возникли в главную геосинклинальную стадию развития территории. Верхи нижнего карбона (верхи визе — намюр), средний и верхний карбон (вестфаль и стефан) принадлежат к нижней завершающей молассе, отложения перми — к красноцветной молассе метагеосинклинального комплекса. Они составляют верхний структурный ярус фундамента параплакса.

Геологические материалы, а также геофизические исследования, особенно гравиметрические и магнитометрические (Vencov și а., 1955; Петков, 1960; Григоров, 1961; Добрев, Пицалов, 1963б; Gavăt și а., 1963; Петков, Рыжикова, 1964; и др.), показывают, что простирание палеозойских структур фундамента Мизийского параплакса в его меньшей, северо-восточной, части — северо-западное, а в большей, центральной, части субширотное или запад-северо-западное. Лишь на крайнем западе отмечаются юго-юго-западные и субмеридиональные простирания структур. Такая ориентировка палеозойских структур в центральной и южной частях Мизийского параплакса соответствует субширотному простиранию (90—100° для герцинского и 120—135° для каледонского структурных комплексов)<sup>1</sup>, установленному Г. Чешитевым (1965) для палеозойских структур Стара-Планины и Предбалканья.

Как уже было отмечено, породы фундамента обнажены в пределах Добруджского массива и ядре Белоградчикской мегантиклинали, на остальной территории они перекрыты платформенным чехлом разной мощности. В приподнятых местах они вскрыты многими скважинами, которые точно отбивают положение поверхности фундамента. О глубине залегания фунда-

<sup>1</sup> Следует отметить, что простирание структур обоих комплексов в целом скорее всего одинаковое. Отклонение простираний структур герцинского комплекса в Северо-Западной Болгарии, отмеченное Г. Чешитевым, видимо, связано с перистыми широтными разломами, которые ответвляются от основных запад-северо-западных разломов.

мента в более погруженных участках Мизийского парапласа можно судить на основании данных КМПВ, однако профили, проведенные этим методом, немногочисленны, и их интерпретация не всегда однозначна. Более широко проведены сейсморазведочные исследования МОВ, но они дают весьма ограниченные сведения о структуре поверхности фундамента, так как обычно освещают лишь верхнюю (до 3—4 км) часть разреза платформенного чехла. Поэтому для выяснения глубины залегания фундамента в последнее время были привлечены расчетные данные гравитационного поля (Ст. Богданов, Т. Б. Добрев). Принципиальная возможность использования данных гравиметрии для расчетов глубин залегания фундамента связана с установлением прямой зависимости между положительными аномалиями силы тяжести и поднятиями поверхности фундамента, а также между отрицательными аномалиями и впадинами фундамента (Добрев, 1966). Только с появлением геофизических материалов (Добрев, Богданов, 1958; Дачев, Добрев, 1959; Димитров, 1959; Йовчев, Балуховски, 1961; Банчев, Дачев, 1962; Добрев, Пищалов, 1963а, б; Gavăt și a., 1963; Коцева, 1964; Атанасов и др., 1966; Burcea și a., 1966; Gaspar și a., 1966; Cavăt și a., 1966; Paicu și a., 1966; Barbu, Vasilescu, 1967; и др.) оказалось возможным составить структурную карту поверхности фундамента. Для значительной болгарской территории Мизийского парапласа карта была составлена Й. Йовчевым (1965), а затем более полные карты — А. Атанасовым (1966), А. Атанасовым, С. Бояджиевым, С. Богдановым и др. (1966) и Т. Б. Добревым (1966). Для румынской территории Мизийского парапласа К. Барбу и Е. Василеску (Barbu, Vasilescu., 1967) опубликовали карту структуры поверхности фундамента, основанную главным образом на данных сейсморазведки и бурения.

На территории Румынии на северной окраине Мизийского парапласа, там, где отложения орогенного и метагеосинклинального комплексов почти отсутствуют, по данным сейсморазведки довольно четко отбивается размытая поверхность палеозоя. В центральной части парапласа, в прогибе, где широко развиты отложения перми, стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов (в связи с «перескоком» на различные стратиграфические уровни) затруднена. Поэтому в этой части парапласа положение поверхности и подошвы верхнего структурного яруса фундамента может быть определено лишь условно.

На структурных картах болгарских геологов преломляющий горизонт В, который обычно принимается за поверхность фундамента, в центральной части Северо-Болгарского свода, судя по разрезам скважин Р-2 (Ветрино), С-32 (Долина) и других, действительно совпадает с размытой поверхностью пород собственно геосинклинальных комплексов фундамента. Там же, где появляются отложения орогенного и метагеосинклинального комплексов, этот горизонт проходит значительно ниже. Это хорошо видно в ряде мест Северо-Восточной Болгарии, в частности, в Каверненском угленосном районе. Скорее всего этот горизонт отвечает подошве верхнего структурного яруса фундамента. Следует отметить, что скв. Р-50 (Раковски) на глубине 2482 м вскрыла визейские отложения, из которых при забое 3215 м не вышла. На указанных выше картах поверхность фундамента здесь отмечена на глубинах около 4000 м (это соответствует положению преломляющего горизонта В), несмотря на то, что авторы карт отложения вестфала относят к фундаменту. В действительности породы вестфала, намюра и даже верхов визе относятся к нижней молассовой формации, т. е. к верхнему структурному ярусу фундамента. Таким образом, на картах болгарских геологов изображена структура подошвы верхнего структурного яруса фундамента. Эта поверхность скорее всего совпадает с преломляющим горизонтом В ( $V_T=5800-6800$  м/сек), выделяемым в Северо-Восточной Болгарии. Кровля верхнего структурного яруса по данным сейсморазведки отбивается гораздо менее четко и к тому же не

езде; поэтому для нее в настоящее время составить структурную карту трудно.

По поверхности фундамента<sup>1</sup> выделяются все основные структурные элементы Мизийского параплакса.

Наиболее высоко (до —500 м и выше) поверхность фундамента поднята в районе Южной Добруджи, где она образует Южно-Добруджскую ступень, а также в пределах Северо-Болгарского свода. Здесь фундамент разбит на ряд блоков, особенно хорошо выделяющихся по подошве верхнего структурного яруса фундамента. Впадины и прогибы этой поверхности заполнены молассовыми отложениями орогенного и метагеосинклинального комплексов. Так, по их подошве выделяются Беленский и Тутраканский прогибы и разделяющее их Кубратское поднятие, а по подошве платформенного чехла они нивелируются, почти не ощущаются и отмечаются лишь в виде относительно небольших структурных заливов и мыса на склонах Северо-Болгарского свода. Тутраканский прогиб в северной части свода обособляет Белчугательское поднятие. В центральной части свода на подмезозойскую поверхность выходят отложения силура и девона.

Наиболее глубоко фундамент погружен в Ломском прогибе, в котором подошва отложений его верхнего структурного яруса расположена на отметках минус 7—минус 8 км, а кровля — на 2,5—3 км выше. Ломский прогиб вытянут в субширотном направлении на 150 км, ширина его до 40 км. На севере он соединяется с субмеридиональным Бэйлештским прогибом, в наиболее погруженной части которого (Родованская мульда) подошва верхнего структурного яруса лежит на отметках ниже —4 км. Оба прогиба испытали значительные опускания в неогене (мощность отложений неогена более 1 км). К восток-северо-востоку Ломский прогиб соединяется с крупным (170×50 км) субширотным Роширским прогибом. В Александрийской мульде этого прогиба упомянутая поверхность залегает на отметках глубже —5 км. Между названными прогибами расположено Карабийско-Плевенское поднятие, которому соответствует положительная аномалия силы тяжести. Это поднятие вырисовывается стратозогипсами —3 и —4 км подошвы отложений верхнего структурного яруса фундамента. Если все три крупнейших прогиба Мизийского параплакса выполнены мощной толщей моласс перми, то в пределах Карабийско-Плевенского поднятия можно предполагать под мезозойско-кайнозойским чехлом породы девона — нижнего карбона.

К югу от Северо-Болгарского свода и Карабийско-Плевенского поднятия за Южно-Мизийским разломом поверхность фундамента резко погружается в сторону Центрального и Восточного Предбалканья, образуя Южно-Мизийскую зону окраинных (периплатформенных) опусканий (моноклиналь). Подошва верхнего структурного яруса фундамента здесь опущена до минус 6 — минус 7,5 км. Южно-Мизийская окраинная моноклиналь вытянута вдоль фронта балканид на 350 км при ширине 20—40 км. В ее пределах широко развиты пермские молассы большой мощности.

На крайнем западе Мизийского параплакса расположены Видинско-Стрехайское и Килийское поднятия, которые имеют субмеридиональное простираие. Их длина соответственно равна 100 и 50 км, а ширина — 20—30 км. В их пределах подошва отложений верхнего структурного яруса приподнята выше — 2 км, а в сводовых частях на подмезозойскую поверхность выходят породы девона и, возможно, даже силура. Отделяясь от Видинско-Стрехайского поднятия Бэйлештским прогибом, к востоку расположено широтное Балш-Опташское поднятие, вытянутое почти на 150 км и имеющее ширину 40—60 км. В его своде под отложения мезозоя выходят

---

<sup>1</sup> Структурная карта поверхности фундамента Мизийской плиты опубликована в статье Р. Г. Гарецкого «О фундаменте Мизийской плиты» (Геотектоника, 1970, № 4).

силурийские породы. Оно отделено от Белчугательского поднятия Бухарестской седловиной, которая разделяет расположенный также южнее Рошиорский прогиб от моноклинали Предкарпатского краевого прогиба.

К юго-западу от Южно-Добруджской ступени, на границе Болгарии и Румынии, расположена Крапец-Кардамская антиклиналь, вытянутая на северо-запад на расстояние более 100 км при ширине 10—15 км. Здесь поверхность фундамента местами приподнята до отметок выше —1 км. В ее своде под мезозоем вскрыты отложения девона и нижнего карбона. Южнее выделяется Варненская впадина, претерпевшая значительные опускания в кайнозое. Под мезозоем она выполнена угленосной сероцветной молассой среднего — верхнего карбона.

Таким образом, поверхность фундамента Мизийского парапласа весьма дифференцирована: в одних местах (Белоградчикская мегантиклиналь) она обнажена, в других (Северо-Болгарский свод и др.) лежит на небольшой глубине (отметки до —500 м), в третьих (Ломский прогиб, Южно-Мизийская окраинная моноклинали) сильно погружена (до минус 4—минус 8 км). Общий размах колебаний этой поверхности превышает 4—6 км. Наклон ее (исключая участки резких флексур и разломов) 50—200 м на 1 км.

Среди исследователей Мизийского парапласа нет единого мнения о выделении структурных ярусов в отложениях платформенного чехла. Как уже говорилось, наибольшие расхождения существуют по поводу возраста складчатости фундамента. Однако и сторонники отнесения фундамента к герцинской складчатости начинают платформенный чехол с различных горизонтов.

По этому вопросу намечаются главным образом две точки зрения. Одна группа исследователей считает, что чехол на Мизийском парапласе начинается с каких-то горизонтов внутри карбона. Обычно к наиболее молодым породам фундамента относят отложения вестфали, а стефанские и пермские — к платформенному чехлу (Яранов, 1960; Йовчев, Балуховски, 1961; Даракчиев и др., 1963; Йовчев, 1965; Атанасов, 1966; Атанасов и др., 1966; Добрев, 1966; и др.). Другая группа геологов предполагает, что отложения платформенного чехла начинаются с нижнего триаса (Бончев, 1946, 1955, 1957, 1965; Алексиев и др., 1965а, б; и др.), причем в последнее время Е. Бончев (1965) породы верхней части фундамента (стефанские и пермские) склонен определять как промежуточный структурный ярус. Как уже говорилось, я присоединяюсь ко второй группе геологов и считаю, что красноцветные породы перми принадлежат к мегагеосинклинальному комплексу верхнего структурного яруса фундамента, а к наиболее древним отложениям платформенного чехла относятся пестроцветные породы нижнего триаса.

В подразделении более высоких частей платформенного чехла во взглядах различных исследователей много общего, и расхождения чаще всего сводятся к отнесению одного и того же геологического тела к разным номенклатурным единицам. Все геологи признают весьма существенной границей подошву юрских отложений и поэтому в зависимости от точек зрения, изложенных выше, нижним структурным ярусом чехла считают отложения стефана, перми и триаса или одного триаса. В выше лежащих породах чехла обычно более или менее однозначно выделяется несколько структурных подъярусов.

На основании региональных перерывов в осадконакоплении и несогласий, развитых внутри платформенного чехла, в нем могут быть выделены три структурных яруса: 1) триасовый, 2) юрско-палеогеновый, 3) неоген-антропогеновый. Среди юрско-палеогенового яруса можно наметить три подъяруса: юрско-нижнемеловой, верхнемеловой — среднеэоценовый и верхнеэоценовый — олигоценовый. Неоген-антропогеновый ярус подразделяется на миоценовый и плиоцен-антропогеновый подъярусы.

Отложения нижнего структурного яруса чехла с перерывом и угловым несогласием залегают на различных горизонтах фундамента. Они широко распространены в пределах Мизийского парапласа, выполняют наиболее глубокие впадины и прогибы, но отсутствуют на крупных поднятиях. Этот структурный ярус начинается пестроцветной терригенной формацией нижнего триаса. В основании формации обычно прослеживаются конгломераты, сменяющиеся вверх пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В восточной части Чиренской антиклинали (Западное Предбалканье) среди них встречаются слои туфов и туффитов. Если красноцветные породы перми крайне не выдержаны и изменчивы по простиранию, то отложения нижнего триаса образуют более выдержанные по площади горизонты платформенного чехла. Мощность пестроцветной терригенной формации колеблется от нескольких метров до 600 м.

Выше пестроцветная терригенная формация нижнего триаса постепенно переходит в карбонатную формацию, которая включает отложения от мизийского до норийского яруса. Она сложена различными светлыми известняками, доломитами и мергелями, реже встречаются алевролиты, аргиллиты и ангидриты. На Чиренской антиклинали в отложениях среднего триаса обнаружены прослои туфов, туффитов и базальтов (Монахов, Атанасов, 1965), на Тюленевском месторождении нефти — прослои розовых кварцпорфинов (Йовчев, Балуховски, 1964). Данная формация подразделяется на две субформации: известняковую внизу и доломитовуюверху (Алексиев и др., 1965а). Мощность ее варьирует от 100 до 1100 м.

Нижний структурный ярус чехла заканчивается пестроцветной терригенно-карбонатной формацией рэта, которая постепенно вверх сменяет карбонатную. Она сложена пестроцветными мергелями, известняками, доломитами, ангидритами, аргиллитами, песчаниками, карбонатными гравелитами и конгломератами мощностью от первых сотен метров до 2000 м.

Тектонические формы в отложениях нижнего структурного яруса выражены более резко, причем углы падения слоев на крыльях структур достигают 7 — 12°, тогда как в отложениях среднего структурного яруса наклоны крыльев структур не превышают 1 — 4° (Атанасов и др., 1966).

Средний структурный ярус является основным — его отложения целиком перекрывают Мизийский параплас и составляют основную часть платформенного чехла. Этот ярус подразделяется на три подъяруса.

Нижний подъярус (юрско-нижнемеловой) начинается терригенно-карбонатной формацией нижней — средней юры<sup>1</sup>, которая с региональным перерывом и угловым несогласием ложится на различные более древние отложения как чехла, так и фундамента (Начев, 1965а). В сводовых частях крупных поднятий плиты эта формация выклинивается. Она сложена сероцветными песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями и известняками мощностью от нескольких метров до 300 м. Выше трансгрессивно залегают карбонатная формация верхней юры — валанжина, нередко включающая породы готерива, баррема и даже апта и нижней части альба. Она развита повсеместно и сложена известняками и доломитами. Реже (особенно в верхней части) встречаются прослои мергелей и терригенных пород — глин, песков, песчаников. Мощность формации колеблется в широких пределах — от первых десятков метров до 1700 м. Подъярус заканчивается терригенно-карбонатной формацией готерив-альба, сложенной глинами, песками, песчаниками, мергелями и известняками, мощностью до 1500—2000 м.

Средний (верхнемеловой — эоценовый) подъярус развит в западной, северо-западной и восточной частях Мизийского парапласа. Он с перерывом и разрывом залегают на породах юрско-нижнемелового подъяруса и

<sup>1</sup> Юрские формации Болгарии детально рассмотрены Ив. Начевым (1962).

начинается терригенно-глауконитовой формацией сеномана — низов турона, мощностью до 100—150 м. Выше ее постепенно сменяет формация мелоподобных мергелей и писчего мела сенона — эоцена, мощностью до 300—400 м.

Только на крайнем востоке параплакоса, в Верненской впадине, развит верхнеэоцено-олигоценый структурный подъярус, представленный майкопской формацией септариевых глин мощностью до 900 м.

Отложения верхнего (неоген-антропогенного) структурного яруса широко развиты на Мизийском параплакосе. Его нижний подъярус (миоценовый) сложен терригенно-карбонатной формацией мощностью до 1200 м, а верхний (плиоцен-антропогенный) — терригенной формацией мощностью до 700 м<sup>1</sup>. Вдоль Свиштов-Сухиндольского разлома в Болгарии известна почти меридиональная полоса небольших базальтовых тел плиоценового возраста.

Наиболее четкой поверхностью внутри платформенного чехла, которая достигнута значительным числом скважин и достаточно хорошо отбивается по данным сейсморазведки (МОВ и КМПВ), а также электроразведки, являются подошва и, особенно, кровля карбонатного комплекса верхней юры — валанжина (см. рис. 12). По ряду относительно небольших районов имеется материал для составления структурных карт по горизонту в верхах верхнетриасовых терригенно-карбонатных отложений или по кровле карбонатных пород среднего триаса (Дачев, 1965; Burcea și a., 1966; и др.). В местах широкого развития верхнемеловых и палеогеновых отложений (западная и восточная части Мизийского параплакоса) хорошим горизонтом для составления структурных карт служит кровля карбонатных пород верхнего мела. Карбонатные породы верхнего мела — палеогена являются опорным высокоомным комплексом, поверхность которого хорошо отбивается электроразведкой (Хитов и др., 1965). Ряд горизонтов выделяется внутри палеогена и неогена (Даракчиев и др., 1963; Богданов, Христова, 1965, и др.).

В северной части Мизийского параплакоса поверхность меловых отложений сильно размыта, но достаточно хорошо прослеживается сейсморазведкой и поэтому также может служить отправной при составлении структурных схем (Burcea și a., 1966).

Поведение отдельных горизонтов (кровля отложений среднего триаса) внутри нижнего структурного яруса платформенного чехла, несмотря на фрагментарность имеющихся сейсморазведочных данных, отчетливо показывает, что дислоцированность отложений в низах чехла значительно выше, чем дислоцированность более высоких горизонтов среднего и тем более верхнего структурных ярусов (рис. 13). Ряд структур, отчетливо выделяющихся по горизонтам внутри нижнего структурного яруса, в вышележащих ярусах не отражается.

Центральная часть Северной Болгарии хорошо изучена сейсморазведкой (Дачев, 1965). По поведению опорного отражающего горизонта, приуроченного к кровле отложений среднего триаса, здесь выделяется несколько антиклиналей, расположенных кулисообразно. Их оси ориентированы в запад-юго-западном направлении. Антиклинали состоят из ряда брахиантиклиналей. Все структуры асимметричны, с крутыми, иногда осложненными разрывами, флексуобразными южными крыльями и пологими северными. Они имеют хорошо выраженные периклинали. По ниже-среднеюрским отложениям эти структуры выявляются слабее, причем за счет резкого увеличения мощности пород верхнего триаса на южных крыльях они становятся более симметричными. По кровле валанжинских отложений многие структуры отражаются в виде структурных носов, террас или совсем не улавливаются. Так, детально изученная Долнидыбникская

<sup>1</sup> На северной окраине параплакоса, втянутой в опускание Предкарпатского краевого прогиба, мощность этого яруса в несколько раз больше.

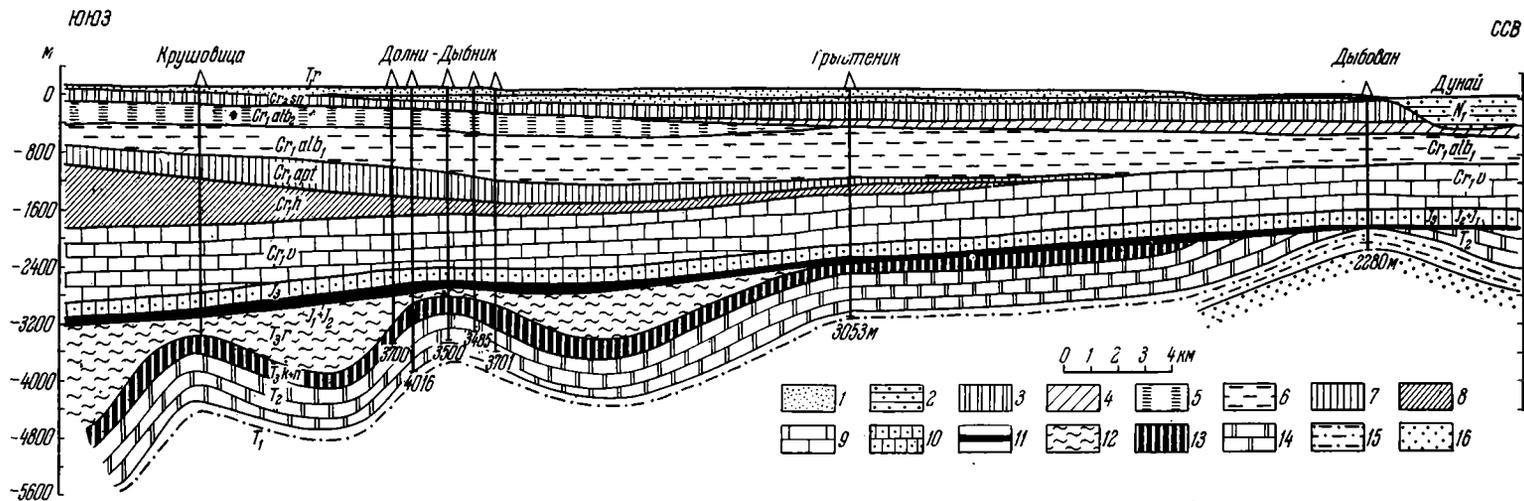


Рис. 13. Геологический разрез по линии Крушовицкой, Долни-Дыбникской, Трыстеникской и Дыбованской структур (по Ан. Атанасову и Ю. Шиманову, из Путеводителя..., 1965а)

1 — третичные отложения; 2 — тортон и сармат; 3 — сенон; 4 — сенонан и турон; 5 — средний альб; 6 — нижний альб; 7 — апт; 8 — готерив; 9 — валанжин; 10 — верхняя юра; 11 — нижняя и средняя юра; 12 — рэт; 13 — карн и нор; 14 — средний триас; 15 — рэт; 16 — бунтаэндштейн

брахиантиклиналь, к которой приурочено месторождение нефти и газа, уверенно вырисовывается по кровле отложений среднего триаса. Она асимметрична — с более крутым южным (углы падения поверхности среднего триаса  $10-20^\circ$ ) и пологим ( $3-8^\circ$ ) северным крыльями. На периклиналях углы падения достигают  $6^\circ$ . Размеры структуры по строатизогипсе —  $3220$  м равны  $2,9 \times 5,2$  км. Ее амплитуда около  $500$  м. По горизонту в кровле карнийского и газоносным карбонатным породам норийского ярусов структура выдерживается (Атанасов и др., 1965). Она еще слабо ощущается в нижне-среднеюрских отложениях. По кровле мальм-валанжинского карбонатного комплекса Долнидыбникская брахиантиклиналь не выделяется и сливается с общим моноклинальным наклоном этой поверхности на юго-запад.

Основные структурные элементы платформенного чехла хорошо видны на карте кровли мальма-валанжина (Даракчиев и др., 1963; Вончев, 1966; и др.). Северо-Болгарский свод имеет округлые очертания, диаметр его  $130-150$  км; северное крыло пологое ( $0,5-1^\circ$ ), южное — крутое (до  $3-5^\circ$ ), оборванное Южно-Мизийским разломом. На востоке он отделен от Варненской впадины также разломом. Поверхность карбонатного комплекса мальм-валанжина в центральной части свода лежит на отметках до  $+300$  м и выше. На крыльях же она опущена до минус  $500$  — минус  $600$  м, а в соседней Варненской впадине и Южно-Мизийской моноклинали до минус  $1300$  — минус  $1800$  м. Следовательно, амплитуда Северо-Болгарского свода превышает  $800-1000$  м, а по отношению к осевым частям соседних опусканий достигает даже  $2000$  м. Северо-Болгарский свод осложнен куполами, брахиантиклиналями, структурными посами и заливами различных размеров. В ряде случаев эти дополнительные структуры сопровождаются небольшими разломами амплитудой в несколько десятков метров. Тутраканский и Беленский прогибы и разделяющие их поднятия, которые хорошо выделяются по подошве верхнего структурного яруса фундамента, не находят отражения в структуре поверхности мальм-валанжина.

На западном окончании Северо-Болгарского свода и к западу от него, между реками Янтра и Искыр, на общем фоне погружения поверхности валанжинских известняков от отметок  $-650$  м до  $-1800$  м выделяется несколько линий субширотно ориентированных антиклиналей и брахиантиклиналей (Дачев, 1965). Это почти симметричные антиклинали длиной  $30-50$  км, осложненные брахиантиклиналями и куполами амплитудой в несколько десятков метров.

В Южно-Мизийском окраинном прогибе, у его южного края, кровля валанжина опущена до  $-2000$  м.

Ломский прогиб выделяется по кровле отложений верхнего мела, которая в его центральной части опущена до отметок  $-1500$  м, в то время как на Видинском поднятии она лежит на отметках  $0$  — минус  $100$  м. Ломский прогиб, так же как и Варненская впадина, хорошо намечается по различным структурным горизонтам палеогена и неогена. Варненская впадина открыта на юго-восток.

В связи с интенсивным развитием Предкарпатского краевого прогиба поверхность меловых отложений на севере Мизийского параплакоса образует моноклираль, вначале полого ( $1-1,5^\circ$ ), а затем все круче ( $5-8^\circ$ ) падающую на север. Структуры северной части Мизийского параплакоса (Балш-Опашское поднятие и др.) не отражаются на этой поверхности, хотя и ощущаются по изменению мощностей мезозойских горизонтов.

Из рассмотрения структурных карт по различным горизонтам платформенного чехла следует, что наиболее резко дифференцированными структурными поверхностями являются горизонты нижнего яруса чехла. Внутри платформенного чехла наиболее существенное региональное угловое несогласие приурочено к границе нижнего и среднего структурных ярусов, причем оно увеличивается на локальных поднятиях и уменьшается

в соседних прогибах. Структурные поверхности среднего яруса чехла также достаточно хорошо дифференцированы. Так, предельный размах колебаний кровли карбонатного комплекса малым-валажица достигает 2500 м, а кровли меловых отложений — 1500 м. В целом намечается общее упрощение структурного плана вверх по разрезу. Многие замкнутые четкие структуры, прослеживающиеся в нижнем ярусе чехла, не ощущаются в его более высоких горизонтах или отражаются в виде структурных носов, заливов, террас. В то же время на северной окраине Мизийского параплакоса, прилегающей к Предкарпатскому краевому прогибу альпийской складчатой области Карпат, отмечается осложнение структуры, которое связано с втягиванием края плиты в молодые тектонические погружения краевого прогиба. Наложенный структурный план характерен для северной части Варненской впадины — здесь он связан с молодыми опусканиями Черного моря.

В платформенном чехле Мизийского параплакоса развиты разнообразные типы структур. В восточной его части прежде всего выделяется уже неоднократно упоминавшийся Северо-Болгарский свод, который представляет собой изометричное блоковое поднятие неправильной формы. Основными ограничивающими его разломами являются субширотный Южно-Мизийский, субмеридиональный Венелин-Толбухинский и северо-западный Фирбинцкий. Свод хорошо выделяется по всем структурным поверхностям. Весьма неправильной, слабо вытянутой формой обладает Балш-Опташское поднятие, которое с запада и юго-востока также ограничено разломами. Оно хорошо намечается по поверхности фундамента и изменению мощностей мезозойских отложений. Форму равнобедренного треугольника имеет Карабийско-Плевенское поднятие. Южно-Добруджская ступень выделяется в виде наклоненного к юго-западу и северо-западу прямоугольника. Полуовалом к Черному морю открыта Варненская впадина.

Остальные структуры Мизийского параплакоса отличаются хорошо выраженной линейной формой. Длина Видинско-Стрехайского поднятия в несколько раз превышает его ширину. Параллельно ему вытянут Бэйлештский прогиб. Еще более линейны Рошиорский и, тем более, Ломский прогибы. Узкую линейную структуру представляет собой Крапец-Кардамская антиклиналь. Вдоль фронта балканид на несколько сотен километров вытянута полоса Южно-Мизийской окраинной моноклинали.

Узкая (до 5—10 км) Белоградчикская мегантиклиналь вытянута на 100 км. В ее ядре обнажены породы палеозоя, обрамленные различными горизонтами триасовых, юрских и меловых отложений. В ее строении большое значение играют разломы. Она весьма сложно построена и состоит из трех антиклиналей (собственно Белоградчикской, Михайловградской и Мраморенской), в ряде случаев осложненных более мелкими структурами (Яранов, 1960; Бончев, Карагюлева, 1962; Московски и др., 1963; Цанков, 1965; и др.).

С юго-юго-запада Белоградчикская мегантиклиналь ограничена Салашской приразломной синклиналью, которая тесно связана со «Стараплатинской лобной линией». Она вытянута вдоль последней на 80 км, на востоке имеет ширину до 15 км, а к западу, начиная примерно от с. Бели-Мел, резко сужается и местами достигает всего нескольких сотен метров. Синклиналь выполнена триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями. Она асимметрична: северное ее крыло, которое одновременно является крылом Белоградчикской мегантиклинали, более пологое (с углами падения слоев до 25—35°), а южное, связанное с продвигом «Стараплатинской лобной линии», опрокинуто, с углами падения слоев 60—65° к югу (Манолов, 1962, рис. 1; Путеводитель..., 1965б, рис. 20).

Таким образом, в платформенном чехле Мизийского параплакоса развиты различные структуры — от крупных сводов, поднятий и ступеней

неправильной и прямоугольной формы до линейных прогибов, мегантиклиналей, приразломных синклиналей и окраинных зон опусканий.

Из сравнения геологической карты поверхности фундамента, отражающей характер внутреннего строения последнего, и структурных карт подошвы верхнего структурного яруса фундамента и различных горизонтов платформенного чехла намечается определенная взаимосвязь структур фундамента и чехла.

Прежде всего бросается в глаза совпадение простираний тех и других структур. На востоке простирание палеозойских структур массива Добруджи (зона Мэчин и др.) северо-западное. Такое же направление имеют триас-лейасовые структуры зон Тулча и Бабадага. Отчетливо выступает это простирание и в восточной части Мизийского парапакоса. Особенно резко оно подчеркивается всюду основными северо-западными разломами различной величины и значений. В Северной Добрудже строго параллельное простирание со структурами фундамента имеют антиклинали и синклинали в меловых отложениях Бабадагского бассейна (О. Mirăuță, Е. Mirăuță, 1964). То же простирание характерно для юрских синклиналей Центральной Добруджи (Касимча-Мидия, Сараджя Баир-Топалу и Доробанцу-Овидиу), причем их оси совпадают с осями синклинориев в зеленых сланцах (Chiriac, Lăcătușu, 1964). Четкое северо-западное простирание имеет Крапец-Кардамская антиклиналь.

В выходах палеозоя Стара-Планины и Предбалканья установлено субширотное запад-северо-западное простирание палеозойских структур (Чешитев, 1965). Так же ориентирован выход пород силура на геологической карте поверхности фундамента в своде Балш-Опгашского поднятия. Все структуры мезозойско-кайнозойского чехла центральной и южной частей Мизийского парапакоса также имеют субширотное простирание. Полностью совпадает простирание осей палеозойского антиклинория Западного Предбалканья и Белоградчикской мегантиклинали (Цанков, 1965).

На северо-западе парапакоса наблюдается поворот структур палеозоя в субмеридиональном направлении, такое же изменение простираний наблюдается и у мезозойско-кайнозойских структур.

Простирания гравитационных и магнитных аномалий изменяются в разных частях Мизийского парапакоса соответственно с описанным выше изменением азимута направления осей структур фундамента и чехла.

В большинстве случаев под мезозойско-кайнозойскими отложениями платформенного чехла на положительных структурах скважинами вскрываются наиболее древние породы фундамента, и, наоборот, в пределах отрицательных структур обнаруживаются наиболее молодые палеозойские породы. Это говорит о совпадении не только простирания, но и знака многих структур фундамента и чехла, т. е. свидетельствует об унаследованном в целом характере развития последних.

Вместе с тем на ряде структур чехла Мизийского парапакоса проявляются черты наложенности. Так, прогибы и поднятия, отмеченные в фундаменте северной части Северо-Болгарского свода (Беленский прогиб и др.), почти совсем не отражаются в мезозойском платформенном чехле. Северо-Болгарскому своду чехла соответствует гетерогенный блок фундамента, выколотый по крупным разломам.

Таким образом, в целом для Мизийского парапакоса характерен унаследованный стиль развития структур платформенного чехла.

На территории Мизийского парапакоса глубинные сейсмические зондирования еще не проведены, поэтому нет прямых сведений о поведении глубинных слоев земной коры, в частности ее подошвы (поверхности Мохоровичича). Однако в настоящее время выполнен ряд сейсмологических исследований (Петреску, Раду, 1962; Petrescu, Radu, 1965; Шукин, 1965; и др.), а также проделаны некоторые расчеты гравиметрических данных (Socolescu și a., 1964; Добрев, Шукин, 1937), позволяющие составить схемы

Отдел, ярус		Мизийская плита, Долни-Дыбник (по Атанасову и др., 1965)	Западное Предбалканье, Чирен (по Монахову, Атанасову, 1965)	Западная Стара-Планина, Искырское ущелье, с. Лакотник (Путеводитель..., 1965а)	Центральная Стара-Планина, Тетевен (по Ганеву и др., 1965)	Центральная Стара-Планина, Шипка (Путеводитель..., 1965а)
T <sub>3</sub>	Ратский	150—200 до 453	—	40	250	—
	Норийский	150—200 (с верхнеарнийскими отложениями)	—	40	200	} 200
	Карнийский	90—100	—	48 (нижнеарнийские)	60	
T <sub>2</sub>	Ладинский	360	} от 0 до нескольких сотен	90	60	20—30
	Анзийский	300		250—260	550	200
T <sub>1</sub>		?	307—546	120	370	—

поверхностей Мохоровичича и Конрада. По Т. Б. Добреву и Ю. К. Щукину для всего Мизийского параплакоса характерно одинаковое строение земной коры. Они даже выделили особый «мизийский» подтип земной коры, который характеризуется мощностью коры 28—30 км с почти горизонтальным положением поверхностей К и М и неглубоким залеганием «базальтового» слоя. Такое же строение земной коры имеет массив Добруджи. Окружающие Мизийский параплакос складчатые зоны Карпато-Балканской области относятся к иному подтипу строения земной коры и характеризуются ее большой мощностью (34—52 км и более) и значительной толщиной «гранитного» слоя.

Области Карпат и Балкан претерпели полный цикл герцинского развития (Славин, Хаин, 1963; Алексиев и др., 1965б; и др.). То же можно сказать и о территории Мизийского параплакоса. Основное складкообразование в пределах этого крупного участка земной поверхности произошло в раннем карбоне, а с конца раннего — начала среднего карбона различные его районы неодновременно вступили в орогенный этап развития. В результате почти вся указанная территория утратила свою былую геосинклинальную подвижность, консолидировалась и с конца перми — начала триаса представляла собой эпигерцинскую платформу.

В различных районах Карпат и Балкан на красноцветных молассах перми или на более древних породах палеозоя с угловым несогласием залегают разные горизонты отложений триаса. Сравнение этих разрезов триаса с заведомо платформенными разрезами триаса Мизийского параплакоса показывает, что в большинстве мест они по формациям и мощностям в целом очень близки.

На Балканах, в Предбалканье, Крайштидах, Страндже, в Добрудже триас начинается красноцветной терригенной формацией (Алексиев и др., 1965а; Стратиграфия на България, 1968), сложенной пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (только в Страндже они метаморфизованы) мощностью от 20—40 м в Центральной Стара-Планине до 350 м в Центральном Предбалканье (Бончев, 1955; Йовчев, 1965; и др.). Аналогичные пестрые гравелиты, песчаники и аргиллиты мощностью до 50 м развиты в низах триаса Карпат (Magel, 1958; Славин, 1963, 1964б; и др.). В Белградчикском районе

## Мизийского параплато, Балкан и Карпат

Крайштыды, Тре- кляно (по Буду- рову, Врѣбян- скому, 1964)	Странджа (по Тронкову, 1957)	Восточная Стара- Планина, Лудокам- чийская зона (по Енчевой, Кънчеву, 1962)	Добруджа, зона Тулча (по Muti- has, 1964)	Восточные Карпа- ты (по Славину, 1964б)
} 20—25	30	—	—	—
	100—400	Флиш > 1000	Флиш 1000	200
}	10—20	100 (верхнекарнийские)	200—250	10—100
	—	30—50 (с нижнекарнийски- ми отложениями)	100—150	} 500—700
100	100—350	300		
100	5—40	> 50	100—150	80

и других местах Мизийского параплато низы триаса представлены той же формацией мощностью до 400—600 м.

Во всех упомянутых выше областях красноцветная терригенная формация вверх постепенно сменяется карбонатной формацией, которая сложена известняками, доломитами и всеми переходными разностями между ними, с прослоями мергелей, алевролитов, аргиллитов и ангидритов. В различных местах эта формация охватывает несколько разных стратиграфический диапазон — от рѣтского или анизийского до карнийского или норийского ярусов включительно. В большинстве разрезов обычно выделяются все стратиграфические подразделения среднего и верхнего триаса. На всей рассматриваемой территории (от Карпат и Балкан до Мизийского параплато) карбонатная формация остается весьма однородной, очень выдержанной и не испытывает существенных изменений. Мощность карбонатной формации достигает нескольких сотен метров, причем характерно, что во многих случаях мощность ряда горизонтов среднего и верхнего триаса карбонатной формации в Карпатах, Добрудже и на территории балканид меньше или равна мощности этих же горизонтов на Мизийском параплато (табл. 1). Общая мощность карбонатной формации триаса в балканидах колеблется от первых сотен метров до 600, а иногда 900 м; такие же цифры характерны для Карпат; в зоне Тулча (Северная Добруджа) они не превышают 600 м, а на Мизийском параплато достигают 800—1000 м.

Резко отличается по формациям и мощностям разрез верхов триаса (норийский ярус или верхняя его часть) в зоне Тулча и в Лудокамчийской зоне Восточных Балкан от остальной Карпато-Балканской области, Мизийского параплато и массива Добруджи. В названных зонах эта часть разреза сложена мощными (свыше 1000 м) толщами флиша. В первой зоне это — известный налбантский флиш, а во второй он доказан работами И. Кънчева (Енчева, Кънчев, 1962; Стратиграфия на България, 1968). Флиш Лудокамчийской зоны имеет большое сходство с таврической формацией Крыма.

Обычно карбонатная формация триаса постепенно переходит в пестроцветную терригенно-карбонатную формацию рѣта, сложенную пестрыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами,

Мощности отложений юры (в м) Мизийского параплакса, Балкан и Карпат

Ярус	Мизийская плита, Долни-Дыбник (по Атанасову и др., 1965)	Западное Предбалканье. Чирен (по Монахову, Атанасову, 1965)	Западная Стара-Планина, Врачанский клин (Путеводитель..., 1965а)	Западная Стара-Планина. Исчирское ущелье (Путеводитель..., 1965а)	Центральная Стара-Планина, Габровский район (по Начеву, 1963)	Карпаты, Мармарошская зона, северная подзона	Карпаты, зона Мармарошских ущелий	Карпаты, Шьенинская зона
Титон	930 — 950 (вместе с валланжинином)	196—297	200	200	Флиш >2000	250—850	200	20—50
Кимеридж			40	15	3			10—15
Оксфорд			35	30	5	10—15		
Келловей			3	3	0,5—2	20—30	10	4—5
Бат	0—117 (в других районах плиты до 300)	184—580	1,3	9	—	60—70	80	20—30
Байос			29,6	120	15			
Аален			—	—	—	—	2—3	
Тоар	55—120	5,1	5,1	20	5	70	—	30
Домер			0,25	20	25			—
Плинсбах			8,1	10	5—15			15
Сянемюр			(с нижним плинсбахом)	—	—			—
Геттанг	—	—	—	—	—	20		

мергелями, известняками и доломитами. В Карпатах вопрос о рэтских отложениях окончательно не решен. В Тулчинской и Лудокамчийской зонах они неизвестны. На территории балканид мощность этой формации колеблется от первых десятков метров до 250 — 300 м, а на Мизийском параплаксе местами достигает 1500—2000 м.

Проведенный краткий сравнительный обзор разрезов триаса показывает, что в раннем, среднем и первой половине позднего триаса на всей территории Карпато-Балканской области, Мизийского параплакса и массива Добруджи существовал одинаковый тектонический режим, который можно считать платформенным<sup>1</sup>, т. е. здесь была расположена крупная палео-Мизийская эпипалеозойская плита, на востоке соединявшаяся со Скифской, а на северо-западе — с Западно-Европейской молодой платформой. Только в норийское время в двух районах этой плиты (Тулчинском и Лудокамчийском) на отложениях платформенного чехла плиты по разломам заложилась узкие геосинклинальные трогги, выполненные флишевыми образованиями. Остальная территория и в позднем триасе оставалась платформенной.

Проведем, подобно сделанному выше, сравнение разрезов юрских отложений Карпато-Балканской области и Мизийского параплакса (табл. 2). И. Начев (1962) на территории Болгарии (как в балканидах, так и на Мизийском параплаксе) в юрских отложениях выделяет ряд формаций. Наиболее древняя из них (геттанг) является терригенной угленосной и сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями угля. Она несогласно залегает на породах триаса или палеозоя и распространена спорадически в ряде мест Крайшгид, Стара-Планины, Предбалканья и Мизийского параплакса. Ее мощность обычно равна 10—40 м, но изредка увеличивается до 500 м.

<sup>1</sup> Этот режим нередко определяют для Карпат, Балкан и других районов Альпийской геосинклинальной области как полуплатформенный или квазиплатформенный (Хан, 1967). В действительности он ничем не отличался от режима, одновременно существовавшего на заведомо платформенных территориях.

Трансгрессивная терригенно-карбонатная формация (верхи геттанга — тоар, местами — нижняя часть байоса) развита во всех структурных единицах Болгарии. Она трансгрессивно и несогласно залегает на различных более древних породах и сложена известняками, в меньшем количестве встречаются мергели, песчаники, конгломераты. Эта формация железорудная. Ее мощность не превышает 135 м.

Аргиллито-алевролитовая формация (нижний и средний байос) залегает на предыдущей формации, иногда с перерывом, и также распространена во всех структурных зонах Болгарии. В нижней части она также является железорудной. Ее мощность увеличивается от 20 — 40 м на юге до 200 м на севере, в Центральном Предбалканье, и до 300—350 м на Мизийском параплекосе.

Регрессивная терригенно-карбонатная формация (верхний байос — бат) обычно постепенно сменяет предыдущую или залегает на более древних отложениях юры и триаса. Она сложена известняками, мергелями, песчаниками, конгломератами и оолитовыми железными рудами. Ее мощность колеблется от нескольких метров и первых десятков метров до 120 м. По данным И. Кычева, в Лудокамчийской зоне развита среднеюрская флишевая формация мощностью более 1000 м.

Вышележащая карбонатная формация в южной части Болгарии, примерно к югу от линии Трын — София — Омуртаг (Алексиев и др., 1965а), имеет стратиграфический объем от келловей до кимериджа включительно, а севернее этой линии (т. е. в Западной Стара-Планине, Западном Предбалканье и остальной части Мизийского параплекоса) она не только охватывает всю верхнюю юру, но и включает, как правило, валаджин, а местами даже и более высокие ярусы нижнего мела вплоть до низов альба. Мощность формации колеблется от 2 до 20 м (в Центральной Стара-Планине), в Крайштидах и Западной Стара-Планине увеличивается до 200—500 м, а на Мизийском параплекосе достигает 1000—1500 м. К югу от отмеченной выше линии, т. е. на большей части балканид, развита флишевая формация (титон-берриас) мощностью 1000—3000 м.

В зоне Тулча (Северная Добруджа) лейас сложен флишеподобной формацией видимой мощностью 300 м (Mutihac, 1964), а действительное ее значение, возможно, около 1000 м. Вышележащая карбонатная формация средней и верхней юры в Добрудже имеет мощность от первых десятков метров до 300—400 м (Янович и др., 1961).

Юрские отложения Восточных Карпат в различных структурно-фациальных зонах различны (Славин, 1963; Славин и др., 1967). В северной подзоне Мармарошской зоны нижняя юра сложена аргиллитами и известняками мощностью 70 м, средняя юра — песчаниками, аргиллитами, мергелями и известняками мощностью 60 — 70 м. Келловей-оксфорд представлен аргиллитами, песчаниками, сланцами мощностью 20 — 30 м, кимеридж-титон — известняками, туфами, диабазовыми порфиритами мощностью до 850 м. Также карбонатно-терригенной формацией средней — низов верхней юры мощностью 90 м и карбонатно-вулканогенной формацией кимеридж-титона мощностью 200 м сложен юрский разрез в зоне Мармарошских утесов. Наиболее полный разрез юры имеется в Пьенинской зоне. Здесь он состоит из двух формаций: терригенно-карбонатной (нижняя — средняя юра) мощностью до 130 м и карбонатной (верхняя юра) мощностью до 80 м.

Из сравнения разрезов юры различных районов Карпато-Балканской области, Добруджи и Мизийского параплекоса можно сделать вывод, что, как и в триасе, в большую часть юрского времени почти на всей этой территории существовала обширная палео-Мизийская эпипалеозойская плита. Геосинклинальное развитие в течение всей юры продолжалось только в Лудокамчийском прогибе, заложившемся в норийское время. Геосинклинальные флишеидные образования накопились в трого зоны

Тулча в лейасе, после чего здесь произошло складкообразование, и уже верхнеюрские отложения представлены типично платформенными осадками. На остальной территории платформенный режим просуществовал до самого конца поздней юры, когда в различных районах Карпат и Балканид (за исключением Западной Стара-Планины) сразу на платформенном чехле молодой палео-Мизийской плиты начали закладываться геосинклинальные трюги. В Карпатах в кимеридже и титоне возникли геосинклинальные прогибы, выполненные вулканогенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными образованиями, а в Балканидах — трюги, заполнявшиеся флишевыми толщами. Эти первые альпийские геосинклинальные трюги положили начало прогрессирующей регенерации геосинклинального режима в пределах альпийской Карпато-Балканской области. Они могут служить твердо доказанным примером заложения альпийских геосинклиналей на платформенном чехле молодых плит.

С титона северный край флишевого прогиба, проходящий по линии Трын — София — Омуртаг (Ябланицкая линия Е. С. Бончева), являлся южной границей палео-Мизийской плиты. Как и в титонское время, в мелу и палеогене намеченная линия служила границей разных формаций — флишевых и других геосинклинальных к югу и терригенно-карбонатных платформенных к северу от нее (Бончев, Карагулева, 1962; Начев, 1965б; Николов, Хрисчев, 1965а,б; и др.).

В конце палеогена Карпато-Балканская область вступила в орогенный этап своего развития. В течение неогена и антропогена возникли горные сооружения и разделявшие их межгорные впадины. Окончательно оформился Перикарпатский надвиг, последние подвижки по которому произошли в среднесарматское время. Тем самым установилась современная северная граница Мизийского парапакоса. Юго-западная его часть была вовлечена в горообразование соседней Альпийской геосинклинальной области, выколота по разломам («Старапланинской лобной линией» с севера и Забалканским разломом с юга) и в виде крупного блока, различными разрывами разбитого на более мелкие участки, высоко приподнята. Здесь возникло современное горное сооружение Западной Стара-Планины, которое, следовательно, нужно рассматривать как эпиплатформенную орогенную область (Боков, 1968; Гарецкий, 1968). Одновременно с этим Западное Предбалканье также было несколько приподнято, но на порядок меньше, чем Стара-Планина. Эта часть парапакоса, хотя и претерпела активное воздействие соседней области эпиплатформенного орогенеза, но окончательно не вышла из его состава. Так произошло полное оформление южной границы Мизийского парапакоса, которая проходит по системе кулисообразно подставляющих друг друга субширотных разломов.

Как видно из сделанного выше описания, территория современного Мизийского парапакоса входила в многогеосинклинальную область южно-европейских герцинид. Характерно, что в позднем палеозое геосинклинальная система здесь описывала дугу, имеющую то же местоположение, что и альпийская Карпато-Балканская система (Тенчов, Янев, 1967).

Уже в конце палеозоя в пределах площади будущего Мизийского парапакоса в результате складко- и горообразования возникли сложно построенные поднятия типа антиклинорий. К ним можно отнести Кубратско-Ветринский, Балш-Опашский, Видинско-Страхайский антиклинорий и др. На крайнем востоке образовалась крупная межгорная Каварненская впадина, выполненная мощной толщей угленосных пород верхов нижнего — верхнего карбона. На юге развивалась субширотно вытянутая Южно-Мизийская межгорная впадина, выполненная мощной красноцветной терригенно-вулканогенной толщей перми, а севернее, в центральной части парапакоса, отделяясь от предыдущей впадины Карабийско-Плевенским поднятием, была расположена также субширотная пермская Рошиорская межгорная впадина.

В областях обширного распространения орогенных и метагеосинклинальных толщ конца герцинского цикла развития с раннего триаса начал образовываться платформенный чехол с тенденцией к его устойчивому сохранению. В течение триаса здесь накопились мощные толщи терригенных и карбонатных отложений с выдержанными по площади литологическим составом и мощностью. Площадь развития платформенных отложений триаса на Мизийском параплато в общих чертах совпадает с областью распространения орогенных и метагеосинклинальных толщ фундамента, т. е. районы впадин в конце герцинского цикла развития были участками наибольшего прогибания и в первые этапы развития платформенного чехла параплато.

В конце триаса на обширной территории палео-Мизийской плиты заложились первые геосинклинальные флишевые трюги. Некоторые из них уже в конце лейаса претерпели складчатость и замкнулись (зона Тулча). Все эти оживления тектонических движений сказались на платформенных отложениях Мизийского параплато, и здесь обособился нижний (триасовый) структурный ярус чехла. Существующие в нем структуры — наиболее сложные. В начальный этап развития платформенного чехла заложились основные структурные элементы параплато и произошло почти полное выравнивание эпигерцинского рельефа.

В юре продолжалось дальнейшее расширение площади распространения платформенного чехла. Лишь Балш-Опташское поднятие, ряд районов массива Добруджи и его продолжения к северо-западу остались не перекрытыми юрским чехлом. В результате заложившихся в титоне и продолжавших свое развитие в раннем мелу геосинклинальных флишевых трюгов примыкавшая к ним южная часть параплато начала интенсивно вытягиваться в прогибание. Титон и ранний мел — это время основного развития Южно-Мизийской зоны окраинного (периплатформенного) опускания.

В апте и альбе в соседних геосинклинальных областях произошли первые крупные шарьяжные перемещения, значение которых недавно подчеркнул А. В. Пейве (1967). Эти движения на Мизийском параплато выразились в выпадении альбских отложений в разрезе ряда районов или в несогласном залегании пород альба на барремских отложениях или верхнемеловых пород на различных более древних, т. е. тем самым обособили юрско-нижнемеловой структурный подъярус платформенного чехла.

В мелу полностью оформился чехол Мизийского параплато. В палеогене усиленно развивались Варненская впадина, Ломский и Нижнекамчийский прогибы. В неогене шло дальнейшее их прогибание, а также интенсивное образование Предкарпатского краевого прогиба. В это время (в среднем сармате) окончательно оформился Перикарпатский разлом. Интенсивное горообразование в области соседней альпийской складчатости привело к обособлению неоген-антропогенного структурного яруса в составе платформенного чехла Мизийского параплато.

Анализ мощностей различных стратиграфических комплексов свидетельствует о том, что развитие основных структурных элементов параплато шло длительно, но неравномерно. Повторная точная нивелировка показала, что оно продолжается и в настоящее время. Наибольшие значения современные вертикальные движения земной коры (3—5 мм/год) имеют в районе Северо-Болгарского свода. Несколько меньше их величина (1—2 мм/год) в пределах массива Добруджи. Видинско-Стрехайское поднятие воздымается на 1 мм/год. Северная часть Мизийского параплато, вовлеченная в опускание Предкарпатского краевого прогиба, понижается до 1 мм/год. Такой же величиной опускания характеризуется Бэйлештский и Ломский прогибы (Ценев и др., 1962; Ciocardel, Popr, 1967).

## Западно-Сибирская плита

Между Уралом на западе, Сибирской древней платформой на востоке, Центрально-Казахстанским щитом и Алтае-Саянским эпиплатформенным орогеном на юге расположена крупнейшая Западно-Сибирская плита площадью около 3,5 млн. км<sup>2</sup>. На севере она открывается в Карское море. На геологической карте эта плита выделяется почти сплошным распространением осадков антропогена, под которыми обычно залегают отложения неогена и палеогена, и лишь широкими полосами на восточном борту и севере плиты, а также узкими лентами и отдельными пятнами на западном борту — породы мела и отчасти юры. Через Тургайскую равнину мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты на юге переходит в чехол Туранской; обе плиты разделены Кустанайской седловиной. Западно-Сибирская плита имеет форму неправильного шестиугольника, слегка вытянутого в меридиональном направлении.

Еще недавно Западно-Сибирская плита практически представляла собой белое пятно (Тектоническая карта СССР..., 1953, 1956). Однако в последние 15 — 20 лет проведен огромный объем различных геологических и геофизических работ, который особенно увеличился после открытия уникальных месторождений нефти и газа. За это время появилось огромное количество работ, посвященных тем или иным вопросам тектоники плиты, а также много обобщающих исследований (Петрушевский, 1955; Сакс, Ровкина, 1957; Труды..., 1957; Геологическое строение..., 1958, 1965, 1968; Геология и нефтегазоносность..., 1958; Казаринов, 1958; Гурари, 1959; О тектонике..., 1960; Соколов, 1960; Чочиа, 1960; Элементы тектоники..., 1960; Боголепов, 1961, 1967; Решения..., 1961; Гурова, Казаринов, 1962; Закономерности формирования..., 1962; Тектоника Сибири, 1962, 1963; Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири, 1963; Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности, 1963а; Проблемы сибирской нефти, 1963; Сакс и др., 1963; Геология СССР, 1964, 1967; Наливкин и др., 1965; Маркевич, 1966; Проблемы нефтегазоносности..., 1966; Проблемы освоения..., 1966; Геология и нефтегазоносность..., 1967; Геологические результаты..., 1967; Закономерности размещения..., 1967; Условия формирования..., 1967; Булышникова и др., 1968; Проблемы геологии..., 1968; Рудкевич, 1969; и др.). Тем не менее Западно-Сибирская плита, в особенности наиболее глубоко погруженные центральные и северные ее части, остаются еще мало изученными.

В течение многих лет и до настоящего времени является крайне актуальным и очень спорным вопрос о возрасте и строении фундамента Западно-Сибирской плиты. Еще до появления материалов глубокого бурения и геофизики, т. е. примерно к началу 50-х годов было создано около двадцати гипотетических схем строения фундамента плиты, причем многие из них взаимно исключали друг друга. Одни исследователи (Лаппау, 1913; Борисяк, 1923; Архангельский, Шатский, 1933; Тетяев, 1933, 1938; Усов, 1936; Архангельский и др., 1937; Архангельский, 1941; Борисов, 1944; Страхов, 1948; Мазарович, 1951; и др.) считали, что структуры Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области распространены под покровом всей плиты, т. е. ее фундамент относили к герцинидам. Другие геологи (Кобер, 1921; Наливкин, 1933; Кассин, 1937; Туаев, 1941; Фомичев, 1948; и др.) на своих схемах протягивали архейский фундамент Сибирской платформы до Урала. Третья группа исследователей (Эдельштейн, 1926; Stille, 1926; Grabau, 1928; Коровин, 1945, 1952, 1954; Белоусов, 1948; Петрушевский, 1951, 1955; и др.) предполагала гетерогенное строение фундамента плиты (в основном каледонско-герцинской консолидации и лишь отчасти докембрийской), причем М. К. Коровин и Б. А. Петрушевский вслед за А. Грэбо в центре плиты выделяли древний, преимущественно каледонский, массив («Тоболю»).

После поступления большой информации о строении Западно-Сибирской плиты (в результате буровых и геофизических работ) вышли многочисленные, более обоснованные схемы тектоники ее фундамента, которые, по существу, продолжали развитие рассмотренных выше представлений.

В. П. Маркевич (1964, 1966) предполагает, что почти под всей Западно-Сибирской плитой расположен погребенный древний докембрийский щит, непосредственно продолжающий фундамент Сибирской платформы. Остальные исследователи, считая фундамент Западно-Сибирской плиты гетерогенным, придерживаются двух различных взглядов. Одни геологи (Ростовцев и др., см. Геологическое строение..., 1958; Дедеев и др., 1962; Геология СССР, 1964; Наливкин и др., 1965; Боголепов, 1967; Куликов, 1967, 1968; и др.) допускают широкое развитие в центральной и северной частях плиты областей докембрийской консолидации<sup>1</sup>. Другие исследователи (Дербинов и др., см. Элементы..., 1960; Проводников, 1963, 1967; Сурков, 1963, 1964, 1967; Соболевская, 1963, 1965; Фотиади, Сурков, 1967; Сурков и др., 1968; и др.) считают, что фундамент почти всей территории плиты является палеозойским. Л. Я. Проводников в центральной части плиты выделяет более древний (каледонский) массив Тоболии, окруженный герцинидами. Также каледонской он признает приенисейскую полосу. В. С. Сурков всю территорию, за исключением ее краевой, приенисейской, полосы, считал герцинской и только в последнее время (Фотиади, Сурков, 1967) допускает наличие здесь небольших массивов ранней консолидации. Вывод о герцинском возрасте фундамента Западно-Сибирской плиты в недавнее время поддержал В. С. Бочкарев с соавторами (Бочкарев, Погорелов, 1968; Бочкарев, Ягофарова, 1968). Они приводят результаты бурения скважин (Вынгинской, Пимской, Мегионской, Пойкинской, Салымской), расположенных наиболее близко к центру плиты. Эти скважины вскрыли порфириты, туфолавы, диабазовые порфириты, абсолютный возраст которых 322—360 млн. лет (карбон). Обнаруженные здесь же дислоцированные песчаники, сланцы, мраморы, эффузивы они относят к среднему палеозою и считают их породами фундамента.

Таким образом, о строении фундамента Западно-Сибирской плиты существуют довольно разноречивые мнения. Имеющийся фактический материал позволяет прийти к разным решениям этого вопроса. Однако ряд моментов почти во всех последних схемах является общим. Так, все исследователи допускают распространение уралид к востоку от Урала, примерно до меридионального течения Оби и Иртыша, причем восточная граница уралид в целом совпадает с линией, намеченной еще М. К. Коровиным (1954) и Б. А. Петрушевским (1955). Не вызывает особых разногласий проведение герцинид Зайсана и Кольвань-Томской дуги к северу под чехол плиты вдоль р. Оби до р. Тым. Каледониды Центрального Казахстана, погружающиеся под мезозойско-кайнозойский чехол, прослеживаются на север по крайней мере до г. Ишим. Герциниды Горного и Рудного Алтая на всех схемах распространяются в район Кулундинских степей, Бийска и Барнаула. Примерно одинаково показываются продолжения салаирских структур Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Многими исследователями намечается приенисейская полоса байкалид как погребенная часть Сибирской платформы. Она показана и на Тектонической карте Евразии (1966). Следовательно, основные расхождения заключаются в разной трактовке возраста фундамента центральной и северной частей плиты.

Между складчатыми геосинклинальными комплексами и отложениями платформенного чехла Западно-Сибирской плиты многие геологи выделяют осадочные и магматические образования «второго» структурного яруса (Туезов, 1962; Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири,

<sup>1</sup> Схемы строения фундамента Западно-Сибирской плиты опубликованы как в упоминаемых работах, так и во многих названных выше сводных монографиях.

1963; Геология СССР, 1964; Фотиади, 1967; и др.). Нередко его называют «промежуточным», «переходным» (Мелещенко и др., 1960; Сурков, 1964; Наливкин и др., 1965; Туезов, 1966), или «предчехольным» (Соболевская, 1962, 1965). Хотя объем этого структурного яруса понимают по-разному, обычно в него включают разнородные по структурной и формационной принадлежности образования, что справедливо подчеркнул К. В. Боголепов (1967). Действительно, сюда относят платформенные палеозойские породы приенисейской части низменности, которая является погребенным под отложениями мезозоя и кайнозоя продолжением древней Сибирской платформы. В областях развития палеозойской складчатости распространены прогибы и впадины, выполненные формациями орогенного и метагеосинклинального рядов. На байкалидах и каледонидах прослеживаются средне-позднепалеозойские Рыбинская, Чулымо-Енисейская и Минусинская впадины, Кузнецкий прогиб и др. К подобным структурам, погребенным под мезозойско-кайнозойскими отложениями, принадлежат Тегулетская, Касская, Кайнаминская, Омская впадины и др. Средне-верхнепалеозойские отложения этих впадин и прогибов, имеющие различный стратиграфический диапазон в зависимости от их положения в областях консолидации того или иного возраста, также обычно относят ко второму структурному ярусу. В него же включают вулканогенно-осадочную толщу триаса — низов юры, выполняющую как отдельные узкие грабены (типа Челябинского и др.), так и залегающую в виде покровов. Эти отложения правильнее считать уже низами платформенного чехла (Яншин, 1955, 1964а,б).

Представление о глубине залегания фундамента Западно-Сибирской плиты дают многие опубликованные схематические структурные карты подошвы мезозойско-кайнозойского чехла, или поверхности «доюрского» фундамента (Проводников, 1963; Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири, 1963; Гурари и др., 1964; Геология СССР, 1964; Боярских и др., 1965; Рудкевич, 1969; и др.). Из этих структурных схем видно, что на Западно-Сибирской плите поверхность фундамента в целом образует единую «блюдообразную» структуру, погружаясь от выходов фундамента на окраинах плиты к ее центру, где глубины превышают 3,5 км. Лишь в северной части глубины этой поверхности достигают 4—5 км и более. Наиболее погруженные участки фундамента плиты проходят примерно вдоль р. Иртыш к Ханты-Мансийску и Надымской синеклизе, а далее смещаются к северо-востоку, в сторону осевой части Усть-Енисейской синеклизе. Примерно до глубины 2—2,5 км поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты погружается интенсивно и более или менее моноклинално. Здесь общий наклон этой поверхности обычно не превышает 30 м на 1 км. В центральной части плиты примерно на глубинах 3—3,5 км фундамент залегает более полого. Разница залегания кровли фундамента на поднятиях и в соседних прогибах не превышает 1—1,5 км. В целом размах тектонических движений на платформенном этапе развития и наклоны поверхности фундамента в пределах Западно-Сибирской плиты меньше, чем на Туранской и Скифской. Однако все упомянутые структурные карты построены в основном только по данным бурения и сейсморазведки МОВ, отбивающей подошву марьяновской свиты верхней юры или кровлю заводоукской серии нижней — средней юры (опорный отражающий горизонт В<sub>1</sub>). Новые материалы сейсморазведки КМПВ показывают значительно более глубокое залегание поверхности фундамента (Ростовцев, 1966; Фотиади, Сурков, 1967), которое в общем совпадает с положением верхней кромки магнитовозмущающих масс. Н. Н. Ростовцев (1966) предполагает, что в северной половине Западно-Сибирской плиты, в районе развития полосовых аномалий силы тяжести существует резко расчлененный рельеф поверхности фундамента, которая прослеживается на поднятиях до отметок минус 3 — минус 4 км, а в прогибах до минус 8 — минус 10 км (прогибы в основном выполнены отложениями заводоукской серии).

Отложения верхней части нижней юры, средней и верхней юры (тюменская, покровская, итатская свиты и др.) все исследователи относят к платформенному чехлу плиты. По поводу более древних образований (в особенности вулканогенно-осадочной туринской серии), как в отношении их возраста, так и структурного положения, имеются разногласия.

Вулканогенно-осадочную толщу туринской серии разные исследователи относят к следующим стратиграфическим подразделениям: к верхам перми — раннему триасу (Бурдина и др., 1956; Туаев, 1964), только к раннему триасу (Малютина, 1961), к раннему триасу и низам среднего (Горский, Леоненко, 1958; Тужикова, 1961), к раннему — среднему триасу (Карева, 1958, 1967), к среднему — позднему триасу и лишь основание серии (низы биткуевской свиты), возможно, к самым верхам раннего триаса (Носаль, Бочкарев, 1961; Бочкарев, 1964). Согласно решению стратиграфического совещания в Свердловске (1963 г.), утвержденному пленумом Межведомственного стратиграфического комитета (1964 г.), туринская серия охватывает средний и нижний триас.

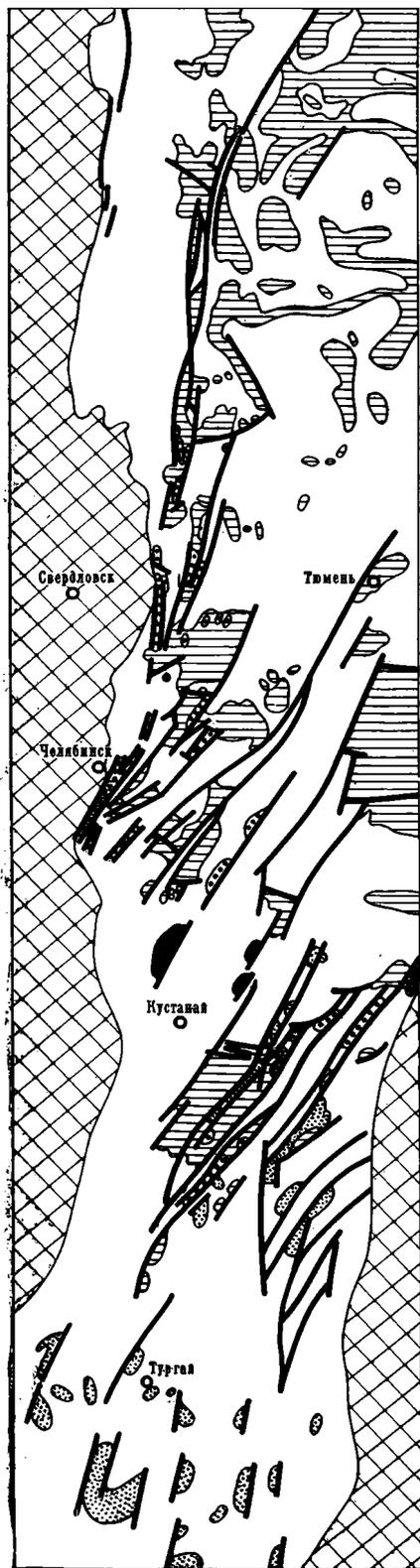
По структурному положению туринскую серию и вышележащие отложения рэт-лейаса относят к складчатому фундаменту (Геологическое строение..., 1958; Гурари, 1959; и др.), ко второму структурному ярусу фундамента (Туезов, 1962; Геология СССР, 1964; Туезов и др., 1967), к самостоятельному «промежуточному», «переходному» ярусу (Васильев, 1946; Туаев, 1958, 1964; Тальвирский, 1957; Шаблинская, 1959; Крылов и др., 1964; Наливкин и др., 1965; Фотиади, 1967; Геологическое строение..., 1968; и др.), к отложениям посторогенного «предчехольного» этапа (Соболевская, 1963а, 1965) и, наконец, к нижнему структурному ярусу чехла (Шатский, 1951а; Яншин, 1955, 1965а; Архангельский, 1962а; Гарецкий, 1964; Бочкарев, 1964; Вольвовский и др., 1966).

Туринская серия с перерывом и резким угловым несогласием залегает на различных породах фундамента. В ее основании в Челябинском грабене прослеживается толща конгломератов, песчаников и аргиллитов с единичными покровами базальтов, которая выше сменяется вулканогенной толщей (базальты, базальтовые порфириты, диабазы, андезит-базальты, долериты, липариты и их туфы с прослоями серых песчаников, аргиллитов, горючих сланцев и редкими пластами угля). Первая толща местами замещается второй, а последняя — алевролит-аргиллитовой толщей с прослоями угля и эффузивов. Мощность туринской серии до 2000 м. Выше с размывом залегает челябинская серия верхов среднего триаса — лейаса, сложенная терригенными угленосными породами, с толщей конгломератов в основании. Ее общая мощность до 3000 м (Боякова, Юкляевских, 1967).

В ряде депрессий на породах палеозоя или туринской серии несогласно залегают терригенные угленосные отложения (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты), по возрасту относящиеся к ранней — средней юре (Бунина, 1957; Горский, Леоненко, 1958). Они объединяются в убоганскую серию. Их мощность колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Эти серии, а также их аналоги выполняют как узкие линейные грабены и грабенообразные прогибы, так и более широкие слабо вытянутые впадины и в большинстве структур заметно дислоцированы (углы падения слоев от нескольких градусов до 10—40°, а иногда и более). Они распространены главным образом в приуральской части плиты, в Приишимском районе, а также на Тургайской равнине. Кроме того, в последнее время на восточном склоне Урала и предположительно в центральной части плиты установлены довольно обширные поля вулканогенно-осадочной толщи триаса, образующие здесь не только «предчехольные» структуры типа грабенов, но и полого залегающие покровы в виде настоящего чехла (рис. 14).

В Чулымо-Енисейском районе скважинами вскрыта толща серых песчаников, алевролитов и аргиллитов (чичкаюльская свита) мощностью в



несколько десятков, метров, которая относится к рэт-лейасу. Она выполняет широкую плоскую впадину, несогласно залегает на породах карбона и также несогласно перекрыта породами макаровской свиты нижней юры.

Описанные выше вулканогенно-осадочная, терригенно-угленосная и сероцветная терригенная формации триаса — лейаса (а местами средней и даже, видимо, верхней юры) резко несогласно залегают на различных породах фундамента, несогласно перекрыты более молодыми отложениями чехла, имеют спорадическое распространение и создают специфические структуры типа грабенов и широких плоских впадин. Именно они образуют первый (нижний) структурный ярус платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. В этом ярусе намечается два подъяруса: нижний, сложенный туринской серией, и верхний, образованный челябинской серией и различными отложениями юры.

Более высокие части платформенного чехла сложены разнообразными морскими и континентальными отложениями, в которых выделяются многочисленные стратиграфические подразделения: ярусы, серии, свиты и т. д. (Труды..., 1957; Геологическое строение..., 1958; Решения..., 1961; Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири, 1963; Геология СССР, 1964; и др.). К. В. Боголепов (1967) отложения платформенного чехла подразделил на ряд формаций. Ниже приведено их краткое описание.

Среди отложений среднего и верхнего лейаса — келловея выделяется полимиктовая угленосная формация мощностью 500—700 м, развитая по окраинам плиты. К центру плиты она сменяется сероцветной полимиктовой формацией приморской рав-

Рис. 14. Схема распространения пород нижнего структурного яруса платформенного чехла Зауралья и Тургайской равнины (составлена по материалам Н. Б. Малюгина, Б. Н. Петрова, М. В. Буниной и др.)

1 — выходы пород фундамента на поверхность (Урал и Центральный Казахстан); 2 — туринская серия нижнего — среднего триаса; 3 — угленосные отложения триаса — нижней юры (челябинская серия); 4 — угленосные отложения нижней и средней юры; 5 — угленосные отложения верхней юры; 6 — некоторые разломы, секущие породы триаса — юры



нины, мощностью до 500 м и более, которая к северу переходит в морскую полимиктовую формацию мощностью до 1000 м.

Выше расположен следующий горизонтальный ряд формаций байоса — баррема. На юге плиты это — красноцветная полимиктовая формация (татарская свита средней юры, тажинская свита верхней юры, илекская и киялинская свиты неокома) мощностью до 1000 м и более, которая в верхней части (готерив — баррем) сменяется сероцветной полимиктовой формацией приморских равнин гумидной зоны мощностью 300—580 м, а на севере вначале расклинивается, а затем и полностью замещается вверху (келловей — баррем) морской терригенно-глауконитовой формацией мощностью до 600—1000 м.

Еще с поздней юры начала накапливаться каолиновая формация, которая особенно широко развивалась с конца раннего мела до раннего олигоцена включительно. Она связана с размывом кор выветривания, сформировавшихся в районах обрамления плиты. В ее составе выделяются подформации: пестроцветная каолиновая, мощностью до 200—260 м, и угленосная (лигнитоносная) каолиновая. В восточной части плиты широко развита сероцветная мезомиктовая формация приморских равнин (включает ряд свит апта-сеномана и турона), мощностью до 1000 м. Морские отложения апта — нижнего олигоцена объединены в терригенно-глауконитовую формацию, которая подразделена на ряд подформаций — песчано-глауконитовую, глауконито-кремнистую и др. Ее мощность обычно равна 500—600 м, но в некоторых впадинах достигает 1400 м.

В среднем — позднем олигоцене оформилась каолиновая лигнитоносная подформация мощностью от 15 до 220 м, по-видимому, сменяющаяся к северу сероцветной мезомиктовой формацией.

В центральной и южной частях Западно-Сибирской плиты сплошное распространение имеет пестроцветная монтмориллонитовая формация миоцена — плиоцена, мощностью до 100—120 м. Разрез платформенного чехла заканчивается разнообразными в генетическом отношении покровными отложениями плиоцена — антропогена, мощностью до 250—300 м.

В платформенном чехле Западно-Сибирской плиты структурные ярусы и подъярусы обычно не выделяются. Однако в его разрезе отмечается ряд региональных размывов, перерывов и даже угловых несогласий, которые охватывают значительные районы плиты. В разных ее частях они не всегда совпадают, что связано с некоторой асинхронностью развития отдельных районов плиты. Тем не менее с определенной долей условности в чехле Западно-Сибирской плиты, кроме уже упомянутого первого (триас-среднеюрского) структурного яруса, можно наметить второй (юрско-миоценовый) ярус<sup>1</sup>, который состоит из ряда подъярусов: нижне-среднеюрского, верхнеюрско-неокомского (в некоторых районах подразделяющегося на верхнеюрский и неокомский), апт-сеноманского, верхнемелового, палеоцен-нижнеолигоценового, среднеолигоцен-миоценового. Самый верхний (третий) структурный ярус — плиоцен-антропоценовый — залегает на размытой поверхности меловых и палеогеновых отложений и носит характер почти горизонтального покрова.

Границы между подъярусами в одних районах плиты отмечаются очень четко в виде размывов, перерывов или даже угловых несогласий, в других — сильно затушеваны, а в отдельных местах не улавливаются вовсе. Эти границы от района к району несколько скользят. Так, отложения валанжина в Усть-Енисейской впадине залегают на различных горизонтах юры с перерывом и даже угловым несогласием (Сакс, Ронкина, 1957; Бородин и др., 1968), а в центральных и южных районах отложения верхней

<sup>1</sup> Близкое подразделение платформенного чехла восточного склона Урала провел Н. И. Архангельский (1962а), который выделил здесь два структурных яруса: нижне-мезозойский и верхне-мезозойско-палеогеновый, а последний разделил на ряд подъярусов примерно такого же объема.

юры и валанжина образуют единую марьяновскую свиту. На большей части плиты довольно хорошо выделяется преапт-альбский перерыв, однако наиболее четко он выражен на юго-востоке плиты (Боголепов, 1961, 1967) и значительно хуже — на северо-востоке.

Западно-Сибирская плита характеризуется большим разнообразием типов структур платформенного чехла.

Как уже отмечалось, породы нижнего структурного яруса чехла выполняют грабены, грабенообразные прогибы и более плоские впадины (см. рис. 14). Наиболее широко они распространены в приуральской части плиты, в Пришимском районе, а также в Тургайских степях (на Кустанайской седловине и соседних районах Туранской плиты).

Среди этих раннемезозойских структур по типу строения и характеру выполняющих их отложений В. С. Бочкарев (1964) выделил пять групп: 1—3 — грабены и грабенообразные прогибы, выполненные сериями: 1 — туринской, 2 — туринской и челябинской, 3 — челябинской; 4,5 — впадины, выполненные преимущественно отложениями: 4 — нижнеюрскими и частично среднеюрскими, 5 — среднеюрскими. К структурам первой группы также принадлежат многочисленные плоские изометричные впадины, выполненные туринской серией. К намеченным структурам можно добавить шестую группу — впадины, выполненные верхнеюрскими угленосными отложениями.

Наиболее изученные крупные структуры первой группы (Долматовская и Убаганская) имеют длину соответственно 100 и 150 км, ширину 75 и 10—60 км, а глубину — не менее 1 км. Их ступенчатые борта ограничены сбросами, иногда надвигами. Выполняющие их отложения образуют пологие синглинали и мульды с углами падения слоев на крыльях до 15—20°.

Наиболее крупными и хорошо изученными структурами второй группы являются Челябинский и Буланаш-Елкинский грабены. Первый из них имеет ширину до 14 км, длину до 180 км, глубину до 3,5—4 км (Архангельский, 1962а; Бочкарев, 1962; Туаев, 1964; Боякова, Юкляевских, 1967). На севере Челябинский грабен Миасским горстом разделяется на две ветви. Внутри грабена отложения триаса — лейаса значительно дислоцированы. Здесь выделяются три субмеридионально вытянутые антиклинали и четыре параллельные им синклинали. Они, в свою очередь, распадаются на брахиантиклинали и брахисинклинали. Углы падения слоев на крыльях колеблются от 10 до 90°. Вся толща разбита системой сбросов: продольных (амплитудой до 1000—1800 м), широтных (до 600—700 м) и диагональных (от 2 до 350 м).

Разлом, ограничивающий грабен с востока, имеет в северной части характер крутого надвига с углами падения плоскости разлома 30—50°, к югу он переходит в сброс. Разлом, ограничивающий грабен с запада, наоборот, на севере представляет собой сброс, а к югу становится надвигом с углами падения плоскости надвига до 75°. Амплитуда вертикального перемещения по разломам до 2—3 км, а горизонтального — до 600 м. Характерно, что Челябинский прогиб туринского времени был значительно шире, чем современный грабен, т. е. перед отложением челябинской серии и позже шло образование краевых разломов (рис. 15). Отложения мела и кайнозоя, перекрывающие грабен, залегают очень полого, почти горизонтально.

Буланаш-Елкинский грабен имеет ширину 0,4—0,5 км, длину до 40 км и глубину — более 1600 м. Восточный борт представляет собой надвиг с углами падения плоскости сместителя от 20 до 60—80° и вертикальной амплитудой до 1500 м, западный борт — сброс, наклоненный к востоку под углами 70—80°, с амплитудой смещения 500—700 м. Выполняющие грабен отложения образуют крупную синклиналь с западным крылом, падающим под углами 15—65° и восточным, отрезанным краевым разломом. Западное крыло осложнено мелкими складками.

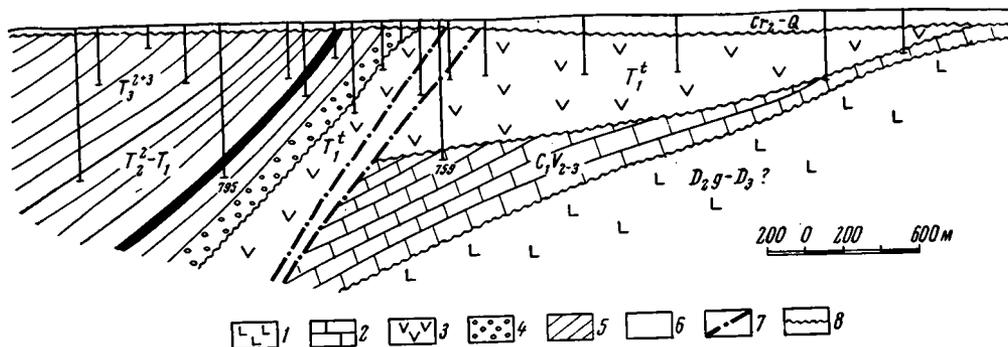


Рис. 15. Геологический разрез восточной части Челябинского грабена в районе Восточно-Коркинского прибортового участка (по В. Д. Бояковой)

1 — эффузивно-терригенный комплекс девона; 2 — карбонатно-терригенный комплекс карбона; 3 — эффузивы туринской серии нижнего триаса; 4 — конгломераты; 5 — угленосные терригенные породы триаса; 6 — терригенные породы мела — антропогена; 7 — разломы; 8 — линия несогласного залегания

Для третьей группы структур (Григорьевско-Волчанская, Богословско-Веселовская на восточном склоне Урала, Бурлукская и другие в Карашиликском районе на западе Центрального Казахстана) характерна небольшая ширина (2—3 км) и значительная удлиненность (до 15—20 км). Их глубина достигает 400—1000 м. Они асимметричны, с более крутыми (40—60°), осложненными надвигами восточными крыльями. Выполняющие их отложения образуют пологие мульды, восточные крылья которых осложнены более мелкими складками, а западные имеют наклон слоев 5—15°. В Бурлукском грабенообразном прогибе надвиг и сжатые складки расположены на его западном борту.

Четвертую группу составляют некоторые впадины Зауралья (Буланашская и др.) и севера Тургайской равнины (района Убаган). Они обычно неглубокие (до 150—200 м) и узкие (1—1,5 км). Для зауральских впадин характерна малая длина (до 5 км), а убаганские впадины являются более протяженными (до 20 км). Крутые борта впадин нередко осложнены сбросами и взбросами. Внутри впадин развиты пологие складки с углами падения слоев 5—15°, которые лишь у их бортов увеличиваются до 35°.

Пятая группа структур включает впадины восточного склона Урала (Уапская, Лангурская и др.), Приишимья (Джаньспайская, Кызылтальская и др.) и Байконурского района (Байконурская, Кияктинская и др.). Впадины первого района небольшие (длина от 2 до 11 км, ширина от 200—300 м до 1,5—5 км, глубина до 100—150 м). Углы наклона слоев юры до 5—10°, редко больше (у бортов). Впадины второго района имеют значительную длину (90—140 км), ширину (до 20—25 км) и глубину (до 1 км и более). Залегание слоев юры очень спокойное, и только у бортов углы падения достигают 30°. Борта впадин иногда нарушены разрывами. Впадины третьего района асимметричны, с более пологими западными и крутыми восточными крыльями, обычно оборванными сбросами. Глубины до фундамента составляют 200—1200 м.

К шестой группе структур принадлежат мелкие впадины Кустанайского района (Балыктинская, Успеневская, Коскольская и др.), имеющие характер брахисинклиналей с крыльями, местами оборванными сбросами.

Более высокие горизонты платформенного чехла в целом образуют общую блюдцеобразную структуру плиты с погружением всех слоев чехла от бортов к центру. Это погружение происходит наиболее интенсивно на западном и южном бортах плиты, менее интенсивно на востоке, а в ее центральной части залегание горизонтов платформенного чехла весьма спокойное. Общий размах тектонических движений за послемеловое время

достигает 800 м. Из сравнения карт по разным горизонтам отчетливо заметно упрощение строения плиты вверх по разрезу. Низкие горизонты ее платформенного чехла образуют значительно более дифференцированную структуру. По более высоким поверхностям исчезают многие крупные и мелкие структуры, особенно расположенные в прибортовых частях плиты.

На общем фоне блюдообразной структуры плиты намечаются различные крупные тектонические формы, имеющие как изометричные, так и линейные контуры. Их детальное описание приведено в указанных выше сводных работах.

В центральной части плиты вдоль ее осевой зоны выделяются крупные (400—600×200—300 км) синеклизы: Ханты-Мансийская, Надымская и Усть-Енисейская. Они имеют неправильные расплывчатые контуры, слабо вытянутую форму, очень пологие (менее 1°) углы падения слоев на крыльях.

На окраинных участках плиты расположены крупные (до 400—500××200—300 км) впадины (Омская, Кулундинская, Тегульдетская и др.), которые имеют изометричную и слабо вытянутую форму, с несколько более крутыми, чем у синеклиз, углами падения слоев на крыльях.

В центре плиты расположены крупные (200—300×100—150 км) своды (Нижевартковский, Сургутский и др.) и сводообразные поднятия (Пурпейское и др.), имеющие округлую или слабо вытянутую форму.

Более отчетливо выделяются линейные тектонические структуры. Вдоль краев плиты расположены вытянутые на многие сотни километров моноклинали, имеющие простирания, согласные с контурами самой плиты. Поверхность фундамента в пределах моноклиналей полого (от 15—20' до 1°—1°30') погружается от обрамления плиты к ее центру. Это погружение очень часто происходит ступенчато, нарушаясь флексуорообразными перегибами, в пределах которых углы наклона поверхности фундамента увеличиваются до 2—4° и даже 6—7°.

Как в прибортовых, так и в центральных частях Западно-Сибирской плиты развиты линейно вытянутые зоны прогибов и отдельные прогибы. К первым относится Колтогорско-Уренгойская зона прогибов, вытянутая вдоль проходящего на ее западном краю Омско-Пуровского (Центрального) разлома более чем на 1200 км от верховьев р. Васюган до нижнего течения р. Пур. Ее ширина варьирует от 25 до 100 км. Она состоит из Колтогорского и Уренгойского прогибов, разделенных седловиной.

Отдельные прогибы (Худосейский, Пякупурский и др.) вытянуты на несколько сотен километров (до 400—600 км), ширина их составляет десятки — первую сотню километров. Глубина до фундамента достигает 3—6 км.

На Западно-Сибирской плите широко распространены антиклинальные зоны, часто выделяемые под названием поясов валов. Некоторые из них, по-видимому, можно отнести к категории мегантиклиналей. Возможно, мегантиклиналями окажутся еще очень мало изученные узкие, линейно вытянутые антиклинальные зоны; Таркосалинская и Южно-Ямальская на северо-западе плиты и Пыль-Караминская на юго-востоке. Они сопровождаются узкими синклиналиями зонами (мегасинклиналиями): Марресальской, Байдарацкой и Ларьякской. Их протяженность 400—500 км, ширина в несколько десятков километров. Все описанные выше основные типы крупных структур Западно-Сибирской плиты осложнены поднятиями, антиклиналями, группами поднятий и антиклиналей, куполами, синклиналиями, мульдами, структурными носами и заливами, седловинами и ступенями.

Взаимоотношение структур фундамента и чехла для большей части плиты остается неясным и только в ряде случаев выяснено для ее прибортовых районов. Грабены и впадины нижнего структурного яруса чех-

ла тесно связаны с тектоникой фундамента и имеют одинаковое прости- рание со структурами последнего (Петрушевский, 1951, 1955; Носаль, 1959; Тужикова, 1960; Горский, 1961; Архангельский, 1962а, б; Бочкарев, 1962, 1964; и др.). Большинство нижнемезозойских грабен, прогибов и впадин приурочено к разломам, разграничивающим различные структур- ные зоны фундамента: например Челябинский и Булаш-Елжинский грабены расположены в зоне сочленения Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия. Некоторые впадины тяготеют к разломам, про- ходящим в пределах антиклинорий или синклинорий фундамента: Ано- хинская, Каясановская, Карасево-Назаровская — в средней части Заураль- ского поднятия, Богословско-Веселовская и Григорьевско-Волчанская — в средней части Тагильско-Магнитогорского синклинория. Ряд ниже- мезозойских впадин вписывается в прогибы и впадины орогенного этапа развития.

В приуральной части Западно-Сибирской плиты отмечается строгая согласованность простираний структур фундамента и чехла. Она также подчеркивается совпадением простираний гравитационных и магнитных аномалий. Материалов для суждения о степени совпадения однозначных структур очень мало. Ряд таких примеров привел Н. И. Архангельский (1955, 1960, 1962а), который считал, что здесь имеется строгое соответ- ствие между тектоническими формами чехла и фундамента. Такой же точки зрения придерживался Н. Н. Ростовцев (1961). Как будто бы более или менее твердо доказывается совпадение осей погребенного Сартын- инского антиклинория и Северо-Сосьвинского поднятия (Нестеров, 1961). В то же время отмечается смещение к востоку оси Ляпинского прогиба по отношению к оси палеозойского синклинория, хотя в целом видна опре- деленная преемственность обеих структур.

Детальное сопоставление структур фундамента и чехла в Шаимском нефтеносном районе показывает, что здесь при полной согласованности простираний тех и других наблюдается как совпадение однозначных структур, так и значительные их смещения. В единичных случаях даже отмечается расположение антиклинали чехла (Андреевской) над синкли- налью фундамента (Правобережной). Однако в целом «...явно преобла- дает элемент унаследованности, причем наследуются и размеры, и про- стирание позднепалеозойских структур...» (Куликов, Погорелов, 1968, стр. 46).

Для Иртышской зоны герцинид (Ишим-Иртышское междуречье) прямое соответствие структур складчатого фундамента, второго структур- ного этажа и мезозойско-кайнозойского платформенного чехла доказано И. К. Туезовым и Г. Л. Ковалевским (1961).

Отмечается довольно четкая унаследованность ряда мезозойско-кайно- зойских впадин от средне-верхнепалеозойских впадин каледонид (Тегуль- детская и др.).

Все исследователи в целом указывают на общее совпадение направле- ний магнитных и гравитационных аномалий, в основном отражающих ориентировку структур фундамента, с простиранием структур платфор- менного чехла.

Таким образом, для Западно-Сибирской плиты можно констатировать унаследованность простираний структур фундамента и чехла, их общую согласованность. Такие согласованные тектонические формы широко раз- виты в пределах всей плиты (Рудкевич, 1964, 1969). Унаследованность же тектонических форм и знака движений встречается значительно реже и только в области развития герцинид (Приуральская, Иртышская, Ко- лывань-Томская зоны).

Наблюдается определенная зависимость морфологии структур плат- форменного чехла от возраста складчатого фундамента. Так, изоморфные слабо вытянутые впадины приурочены к каледонидам южной окраины

плиты. Синеклизы, впадины, а также своды и сводообразные поднятия расположены в той части плиты, для которой предполагается наиболее древний возраст консолидации (каледонская, байкальская, а иногда и более древняя). Наоборот, в областях герцинской стабилизации почти все структуры платформенного чехла имеют линейную форму. Это прогибы, мегантиклинали, мегасинклинали, антиклинальные зоны, пояса вало́в, валы и др.

Трактовка строения земной коры Западно-Сибирской плиты основывалась главным образом на расчетах данных гравиметрии (Каратаев, 1960; Фотиади, Каратаев, 1963). Лишь в последнее время были проведены работы методом глубинных сейсмических зондирований (Телякова, 1961; Пашутина и др., 1962; Пузырев и др., 1964; Крылов и др., 1965, 1966, 1968).

Мощность земной коры в южной части плиты колеблется от 33 до 40 км, а в северной — не превышает 32—33 км. В целом отмечается утолщение земной коры с юго-юго-востока и северо-северо-запада. Хорошо вырисовываются восточное и юго-восточное ограничения Западно-Сибирской плиты. В результате исследований методом точечных сейсмических зондирований получен разрез земной коры через Западно-Сибирскую плиту в ее средней и юго-восточной частях (по р. Обь). Подошва земной коры в этом сечении погружена на глубины 36—44 км. Выделяется ряд блоков, разделенных зонами разломов.

Западносибирская часть Урало-Сибирской геосинклинальной области консолидировалась в разное время. Фундамент будущей Западно-Сибирской плиты окончательно оформился только в перми, спаяв в единый платформенный материк Европейскую и Сибирскую древние платформы. По мере консолидации отдельных областей в них с разного времени накапливался орогенный и метагеосинклинальный комплексы, наиболее молодыми отложениями которых являются пермские. Одновременно с пенепленизацией горной страны образовывалась кора выветривания, установленная под породами как туринской, так и челябинской серий.

В триасе в результате процессов рифтогенеза в ряде мест Западной Сибири возникли протяженные зоны растяжений, в которых возобновились движения по разломам фундамента и образовались новые разломы. Вдоль этих разломов возникли грабены и грабенообразные прогибы, а вне зон разломов — широкие плоские впадины. Эти тектонические формы заполнялись триас-лейасовой вулканогенно-осадочной толщей, для которой характерно обилие в нижней части продуктов магматической деятельности (туринская серия), а в верхней — угленосных отложений (челябинская серия).

По мере формирования этих структур и заполнения их отложениями нижнего структурного яруса контрастность тектонических движений значительно уменьшилась, и в позднем триасе и особенно в ранней и средней юре произошло погружение большей части плиты. Только в ее наиболее приподнятых западной и юго-западной прибортовых участках одновременно продолжалось развитие грабенов и впадин поздне триас-юрского подъяруса нижнего структурного яруса чехла. Движения по разломам, в результате которых формировалось большинство нижнемезозойских структур, неоднократно возобновлялись. В их образовании намечается два основных этапа. Первый приурочен к раннему и частично среднему триасу, когда возникли крупные грабены, прогибы и впадины, выполненные туринской серией. Второй связан с заложением структур, выполненных челябинской серией и различными отложениями юры. В этот этап закладывались более мелкие грабены и прогибы на месте структур раннего триаса, продолжая их развитие и усложняя их строение, а также возникали совершенно новые юрские депрессии как в теле туринской серии, так и на различных древних породах фундамента (см. рис. 14).

Н. Н. Ростовцев (Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири, 1963; Геология СССР, 1964) отмечает «центробежное» развитие Западно-Сибирской плиты с последовательным перемещением зон погружения от центра плиты к ее окраинам. Однако, как справедливо подчеркнул К. В. Боголепов (1967), такое погружение началось вовсе не с центра плиты, а в значительно большей степени с ее окраинных частей. Кроме того, что отмечает и Н. Н. Ростовцев, уже в средней юре Западно-Сибирская плита имела контуры, близкие к современным. Последующее (позднеюрское, меловое и палеогеновое) перемещение зон погружений по сравнению со среднеюрским было невелико. «Неогеновое и четвертичное опускание «присоединило» к Западно-Сибирской плите лишь склон Кольвань-Томской гряды и участок Алтае-Салаирского склона...» (Геология СССР, 1964, стр. 320). Как видно, для Западно-Сибирской плиты в общем нехарактерно «центробежное» развитие. Здесь отмечается исключительно быстрое, в течение ранней — средней юры, возникновение платформенного чехла на огромнейшей территории плиты, контуры которой в дальнейшем изменялись весьма незначительно.

После некоторого подъема, выразившегося в регрессии юрского моря в конце бата, в келловее наступило новое погружение, центр которого переместился несколько к западу. В территорию плиты были включены небольшие участки на ее западе и юго-западе.

Почти повсеместный преадатско-альбский перерыв сменился значительными опусканиями, в результате которых к плите были присоединены южные районы ее приуральской части. В раннем мелу более интенсивно прогибалась центральная часть плиты, чем окраинные ее участки. Этот процесс еще более усилился в позднем мелу и палеогене. В результате более интенсивного прогибания центральных частей плиты в это время на ее окраинах активно формировались моноклинали, причем в связи с возникшим перекосом некоторые расположенные здесь впадины и прогибы постепенно теряли борта, обращенные к центру плиты.

В палеогене начался общий подъем северной части плиты и перемещение центра ее прогибания к югу. В неогене наибольшее опускание претерпела центральная зона плиты на ее крайнем юге.

В результате усиленных прогибаний центральных участков плиты в меловое, палеогеновое и неогеновое время и отмеченного выше перемещения центра прогибаний возникла современная блюдобразная структура плиты. Асинхронность и неравномерность развития структур, расположенных в разных участках плиты, усложняли со временем строение нижних горизонтов ее платформенного чехла. По мере перехода к его более высоким горизонтам исчезают многие крупные и мелкие структуры и упрощается их строение.

В плиоцене и антропогене после значительного размыва нижележащих пород образовался покров верхнего структурного яруса, который распространен почти на всей Западно-Сибирской плите.

### ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В целом Западно-Европейская платформа характеризуется резко выраженным блоковым строением: она разбита на ряд высоко приподнятых глыб, в пределах которых ее фундамент обнажен (шарасписы, массивы, выступы), и глубоко опущенных глыб, в пределах которых развит мощный чехол (парапласосы, впадины). Западно-Европейская платформа является одной из наиболее хорошо изученных молодых платформ Евразии с большим «стажем» тектонических исследований в ее пределах. На ее полигоне выработаны многие теоретические понятия тектоники. Здесь проводились классические исследования Э. Ога, Э. Зюсса, Г. Штилле

и других крупных западноевропейских тектонистов. Сложность и разнообразие тектоники Западно-Европейской платформы, различное строение и развитие разных ее районов делают региональное описание этой платформы очень важным и необходимым. Вначале нами приведено описание Тюрингской и Субгерцинской впадин, а затем — крупных параплаксов: Южно-Германского, Парижского и Аквитанского. В связи со спорностью отнесения Польско-Германской впадины к древней или молодой платформе, еще недостаточной изученностью тектоники глубоких ее горизонтов и сильной осложненностью строения ее чехла соляной тектоникой описание этой впадины здесь не приводится.

### Тюрингская впадина

Тюрингская впадина расположена между выступом Гарца на северо-востоке и грядой Тюрингского Леса на юго-западе (рис. 16). Если палеозой Гарца постепенно погружается под отложения впадины, то выступ Тюрингского Леса оборван крупным разломом герцинского направления. Характер разлома по простиранию изменяется (Grumbt, 1960). По краям зона разлома представлена в основном флексурами и нормальными сбросами, в центре она переходит во взбросы, а затем и взбросо-надвижки (рис. 17), причем ширина надвигания палеозойских пород Тюрингского Леса на мезозойские отложения впадины в районе г. Ордрюф достигает 600—1000 м. На востоке Тюрингская впадина замыкается выходами варисдийского фундамента в Тюрингских Сланцевых горах и в районе г. Лейпцига. Последний отделен от впадины крупным разломом Галле (Engert, 1956—1957; Hohl, 1960), амплитуда смещения по которому достигает 1000 м (рис. 18).

У юго-восточной окраины Гарца расположена округлая Мансфельдская мульда, которая обычно не включается в состав Тюрингской впадины. Однако она непосредственно соединена с последней и вместе с ней образует единую крупную впадину. Мансфельдская мульда Тюрингской впадины от расположенной севернее Субгерцинской впадины отделена узкой Галле-Хетштедтской перемычкой.

В целом Тюрингская впадина хорошо выделяется на геологической карте широким распространением выполняющих ее отложений цехштейна и триаса, которые со всех сторон, кроме северо-западной, окаймлены выходами фундамента на поверхность (см. рис. 16). На северо-западе она раскрывается в Гессенскую впадину. Здесь ее ограничением может служить Гёттинген-Лейнетальский грабен, имеющий чуждое для Тюрингской впадины рейнское (северо-северо-восточное) простирание.

Таким образом, Тюрингская впадина вытянута в северо-западном направлении на 180 км, имеет на западе ширину 70 км, затем грушеобразно расширяется до 100 км. Ее площадь около 13 тыс. км<sup>2</sup>.

Фундамент Тюрингской впадины известен по его выходам в окружающих варисдийских сооружениях и небольшому выступу Кифхейзер на севере впадины, а также по данным значительного числа скважин, вскрывших породы фундамента в пределах впадины (Weber, 1955; Seidel, 1965; Behr, 1966; и др.). Фундамент Тюрингской впадины главным образом принадлежит Саксотюрингской зоне европейских варисцид и лишь северо-западная его часть — еще Реногерцинской (Kossmat, 1927; Бубнов, 1935; Stille, 1951; и др.).

В выступе Тюрингского Леса с северо-запада на юго-восток выделяют следующие основные крупные структуры фундамента (см. рис. 16): Эйзенахская мульда, выполненная отложениями красного лежня (ротлигенда); поднятие Рула, сложенное кристаллическими породами докембрия; Оберхофская мульда, выполненная породами красного лежня, и Шварцбургский антиклинорий, сложенный разнообразными породами

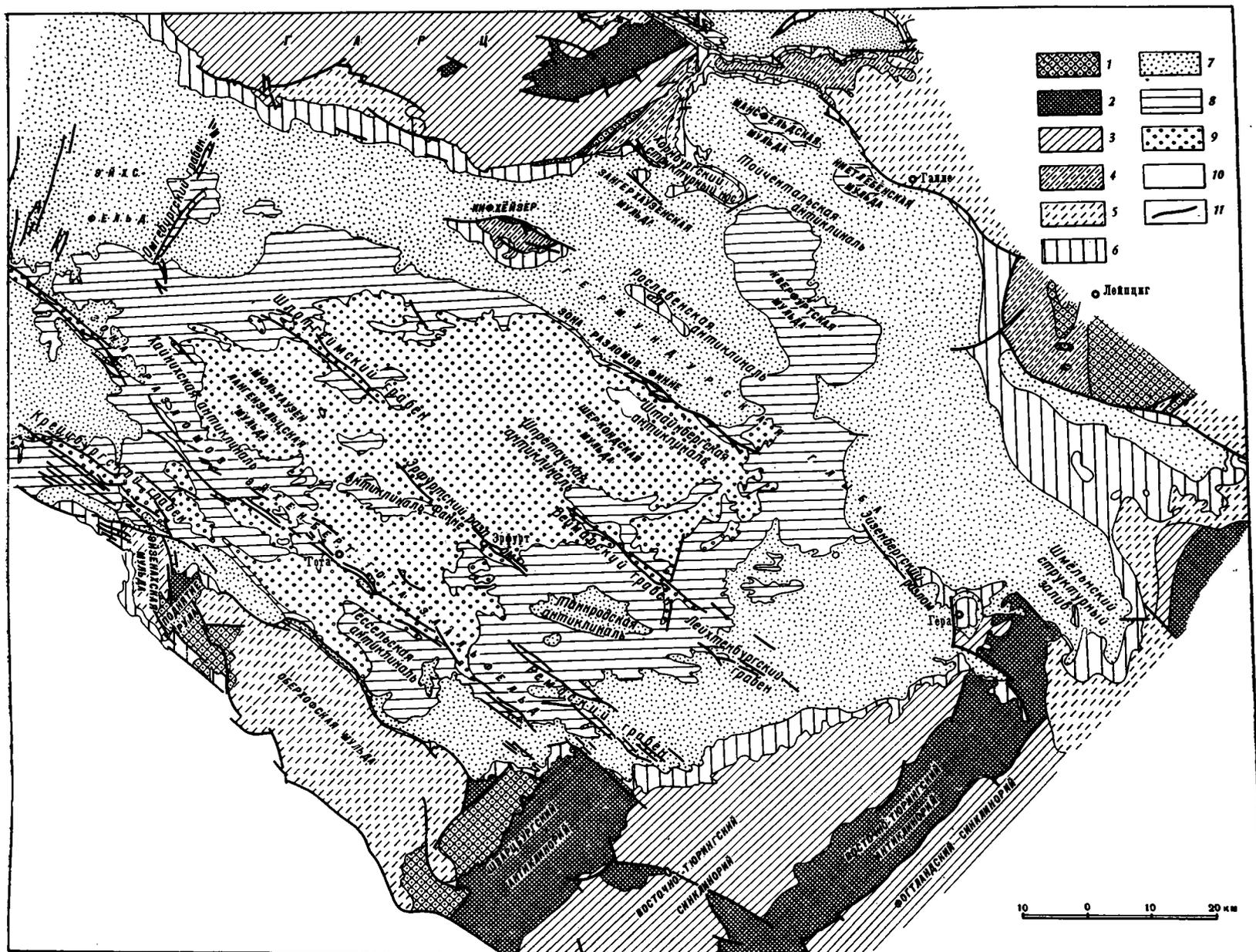


Рис. 16. Геологическая карта и основные структурные элементы Тюрингской впадины  
 1 — верхний протерозой; 2 — ордовик и силур; 3 — девон — нижний карбон; 4 — средний и верхний карбон; 5 — красный лежень ( $P_1$ ); 6 — чехштейн ( $P_2$ ); 7 — пестрый песчаник ( $T_1$ ); 8 — раковинный известняк ( $T_2$ ); 9 — кейпер; 10 — нижняя юра и мел; 11 — разломы

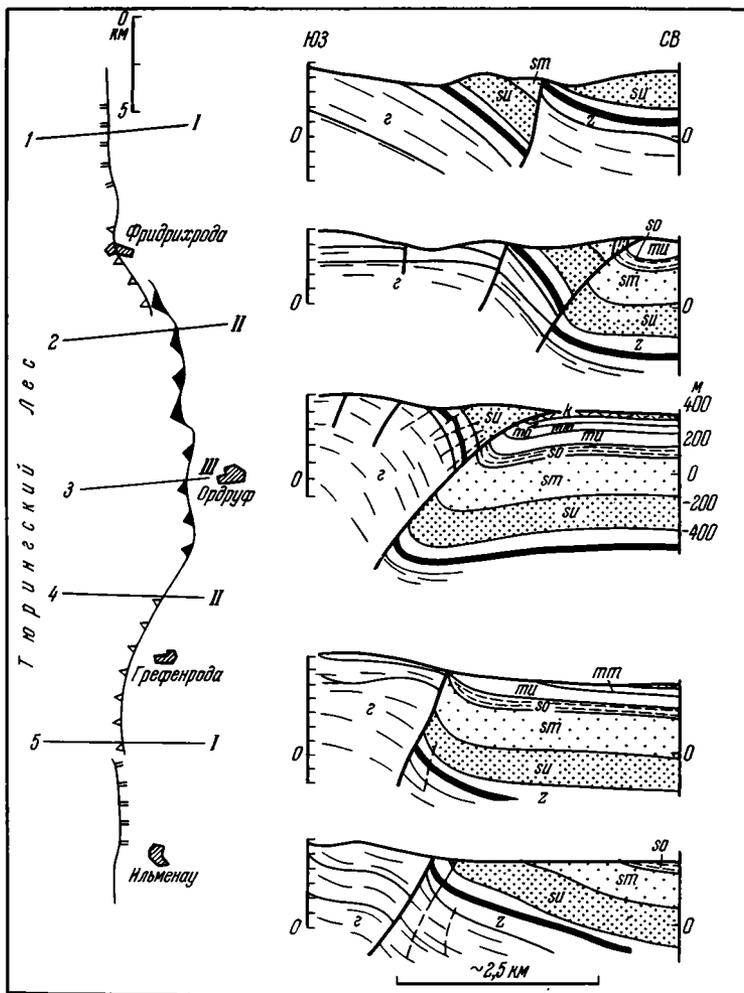


Рис. 17. Тектоническое строение северо-восточного краевого разлома Тюрингского Леса (Grumbt, 1960, из работы Г. Мобуса, 1966)

I — взбросовая зона; II — взбросо-надвиговая зона; III — зона преобладающих флексур и нормальных сбросов

докембрия, мощной толщей сланцев и кварцитов ордовика, а также мало-мощными сланцами и известняками силура. К юго-востоку от Шварцбургского антиклинория расположен Восточно-Тюрингский (Цигенрюкский) синклиний, выполненный мало-мощными сланцами, известняками и диа-базами девона и мощной (до 3000 м) толщей граувакк и глинистых сланцев кульмской фации нижнего карбона. Расположенный юго-восточнее Восточно-Тюрингский Главный антиклинорий (или антиклинорий Берга) сложен также породами ордовика и силура. Все перечисленные выше-крупные структурные элементы Тюрингского Леса и Тюрингских Сланцевых гор прослеживаются под платформенным чехлом Тюрингской впадины.

Значительное число скважин в центральной части впадины вскрыло метаморфические породы кристаллического фундамента (рис. 19). Здесь отчетливо выделяется центральная кристаллическая зона, имеющая северо-восточное простирание. Она в основном состоит из гнейсов и мигматитов с синкинематическими магматитами от гранодиоритового до кварц-ди-

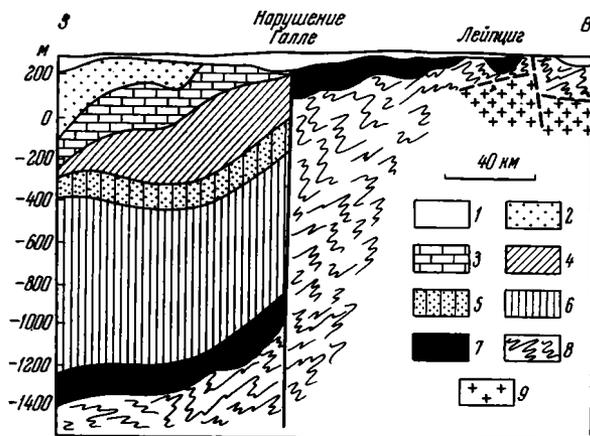


Рис. 18. Нарушение Галле (Engert, 1956—1957; из работы Г. Мобуса, 1966)

1 — четвертичные и третичные отложения; 2 — нижний пестрый песчаник ( $T_1$ ); 2 — цехштейн ( $P_2$ ); 4 — нижний красный лежень ( $P_1$ ); 5 — сланцы Веттинер, верхний карбон (верхи стефанского яруса); 6 — мансфельдские сланцы, верхний карбон (низы стефанского яруса); 7 — трилленбергские сланцы (вестфальский ярус D); 8 — лейпцигские граувакки (верхний протерозой); 9 — лейпцигский гранодиорит (ассинтский или варисидский?)

оритового состава. Гнейсы подобного типа известны в районе поднятия Рула и далее в выступе Шпессарт, а магматиты обнажены под г. Дессау, в районе горы Кифхэйзер, близ поднятия Рула и в Шпессарте (Behr, 1966).

На северо-западе кристаллическое ядро окаймлено северной метаморфической краевой зоной, в которой постепенно к ядру увеличивается степень метаморфизма и деформации. На крайнем северо-западе это область Зоонвальд — Восточный Гарц, которая в виде полосы шириной 20—30 км проходит через всю впадину. Она обнажена в Гарце, где носит название «метаморфическая зона Виппра». Ограничивающая ее на северо-западе линия не отражает какого-либо резкого изменения метаморфической фации, а лишь примерно намечает начало филлитизации, которая все более увеличивается на юго-восток, к кристаллическому ядру. Здесь можно наблюдать все переходы от филлитов к серицитовым филлитам и последних к слюдяным сланцам. Краевая метаморфическая зона в основном состоит из филлитов, серицит-гранат-филлитов, альбит-серицит-гнейсов, а к юго-востоку от г. Эйзенаха — из гранатосодержащих слюдяных сланцев.

К северо-западу от метаморфической зоны скважинами вскрыты слабо метаморфизованные отложения палеозоя (главным образом девона) юго-западного погружения Гарца, относящиеся уже к Реногерцинской зоне среднеевропейских варисцид.

С юго-востока кристаллическое ядро ограничено полосой раннепалеозойских сланцев продолжения Шварцбургского антиклинория. Метаморфизм здесь не вышел за стадию образования филлитов.

Центральная кристаллическая зона Тюрингской впадины соединяет между собой выходы кристаллических пород докембрия (скорее всего, рифея) поднятия Рула — Бротгероде (Neumann, 1964) и выступа Кифхэйзер (Schüller, 1952) и продолжается дальше к северо-востоку, к аналогичным древним породам Дессау, а на юго-восток — к выступам Шпессарта и Оденвальда. Это древнее поднятие выделяется немецкими геологами как Среднегерманский кристаллический порог (Brinkmann, 1948), который в течение палеозоя разделял реногерцинский и саксотюрингский типы палеозойского разреза Средней Европы.

Среднегерманское кристаллическое поднятие (порог) выделяется крупными положительными магнитными аномалиями северо-восточного

простирается. Центрально-Тюрингская зона магнитных аномалий, выявленных еще Р. Цвергером (Zweger, 1934), отражает как в целом это поднятие, так и некоторые его детали, например смещение кристаллического ядра к юго-востоку от Мюльхаузен-Бадлангензальцского блока (см. рис. 19).

Описанный кристаллический фундамент разбит разломами на ряд блоков, причем преобладающее значение имеют разрывные нарушения северо-западного (герцинского) направления. Движения по этим разломам произошли по крайней мере в допозднекаменноугольное время, так как отложения верхнего карбона без нарушений перекрывают многие более древние разрывы, в частности разлом между кристаллической и сланцевой зонами (Behr, 1966). Следовательно, герцинские направления, которые стали ведущими во время саксонской тектоники — в мезозое и кайнозое, отчетливо проявлялись еще в древней доварисциской структуре. По-видимому, возраст структур этого направления отвечает докембрию (Тешке<sup>1</sup>, 1965 г.), хотя для структур в современных выходах докембрия на поверхность преобладающим простираем считается широтное (Мобус, 1966).

Главное складкообразование фундамента Тюрингской впадины претерпел в досреднекаменноугольное время (судетская фаза вариссийского орогенеза), и все более древние породы были сильно смяты в складки рудногорского простираем. В результате орогенеза возникли крупные поднятия и разделявшие их межгорные впадины и прогибы, которые заполнялись главным образом молассаами карбона и красного лежня.

На продолжении Оберхофской мульды Тюрингского Леса к северо-востоку под платформенным чехлом Тюрингской впадины выше метаморфических пород обнаружены мощные толщи отложений среднего — верхнего карбона и красного лежня. Площадь распространения этих пород в виде полосы шириной 40—50 км вытянута от Оберхофской мульды к северо-востоку через центральную часть Тюрингской впадины и Мансфельдскую мульду к Галльской мульде. Этот позднепалеозойский прогиб, протягивающийся в рудногорском направлении от Северной Франконии до района Галле, выделяется под названием Заальского трога (Freu berg, 1935; и др.). Оберхофская и Галльская мульды являются лишь частями Заальского прогиба, в которых выполняющие их отложения верхнего палеозоя выходят на поверхность.

С юго-востока Заальский прогиб ограничен широким Восточно-Тюрингским поднятием, расположенным на продолжении палеозойских структур Восточной Тюрингии. В пределах этого поднятия на подцехштейновую поверхность платформенного чехла выходят породы нижнего — среднего палеозоя, и лишь в отдельных мелких мульдах (Орла к северу от г. Заальфельд и Герской у г. Гера) сохранились маломощные отложения красного лежня (Seidel, 1965). Только на крайнем востоке имеется более широкая площадь распространения пород красного лежня.

Обычно вслед за Р. Фрейбергом (Freu berg, 1935) считается, что с северо-запада Заальский прогиб ограничен Шпессарт-Нижнегарцским (или Рула-Кифхейзерским) поднятием, которое в позднем палеозое являлось реликтом более древней Среднегерманской кристаллической оси; далее к северо-западу за ним расположен Саар-Зельский трог. Однако, как справедливо заметил Э. Хойнингген-Хюне (Houninggen-Huene, 1966), выступ Кифхейзер, в пределах которого развиты мощные толщи моласс карбона, в позднем палеозое целиком входил в Заальский прогиб, поднятие Шпессарт — Рула не составляло единой зоны с поднятием Нижнего Гарца,

<sup>1</sup> Цикл лекций о геологии Тюрингии, прочитанный в 1965 г. Г.-Ю. Тешке в Московском государственном университете.

а Саар-Зельский трог не представлял собой непрерывного единого прогиба и разделялся различными поднятиями на отдельные мулды.

В действительности Заальский прогиб на северо-западе был ограничен Рула-Лангензальцским поднятием (небольшим узким реликтом Среднегерманского кристаллического порога), которое замыкалось не доходя ширины выступа Кифхейзер. Здесь же отложения Заальского прогиба, по-видимому, перекрывали это поднятие и в виде узкого перешейка соединялись с нижнепермскими отложениями Мюльхаузенской мулды (рис. 20). На северо-северо-западе Заальский прогиб был ограничен Нижнегарцским поднятием, которое, в свою очередь, разделяло Мюльхаузенскую и Ильфельдскую мулды. Последняя через выступ Гарца в красном лежне соединялась с Мейсдорфской мулды, расположенной на его северном краю. Эта узкая полоса прогибов сменялась на северо-западе Верхнегарцским поднятием — часть Среднегерманского главного поднятия Р. Фрейберга (Freu berg, 1935). На юге оно переходило в Эйхсфельдское поднятие, в районе которого замыкается Ильфельдская мулда и которое с северо-запада ограничивает Мюльхаузенскую мулды, а с севера — Эйзенахскую.

Таким образом, в позднем палеозое досудетский фундамент Тюрингской впадины распался на ряд высоко приподнятых поднятий и глубоких прогибов, имеющих рудногорское простирание, согласное с направлением более древних варисцийских структур.

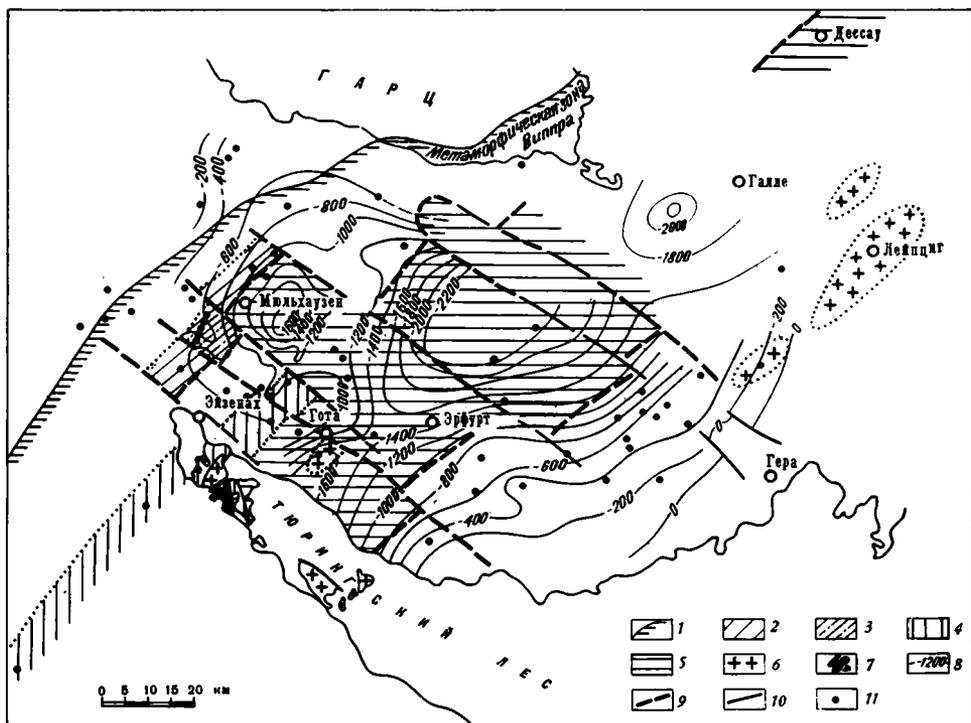


Рис. 19. Карта метаморфического фундамента Тюрингской впадины (Behr, 1966)

1 — северо-западная граница метаморфической зоны Зоонвальд — Восточный Гарц; 2 — зона серицит — гранит — филлит; 3 — зона альбит — серицит — гранат — филлит и альбит — серицит — гнейс; 4 — зона гранатсодержащих слюдяных сланцев; 5 — зона мигматитов, гнейсов и синкинематических магматитов; 6 — граниты, адамеллиты и гранодиориты; 7 — древние кристаллические породы поднятия Рула; 8 — стратовозгипсы поверхности фундамента (в м); 9 — предполагаемые линии разломов в фундаменте; 10 — выходы докембрийских пород на поверхность; 11 — скважины, достигшие фундамента

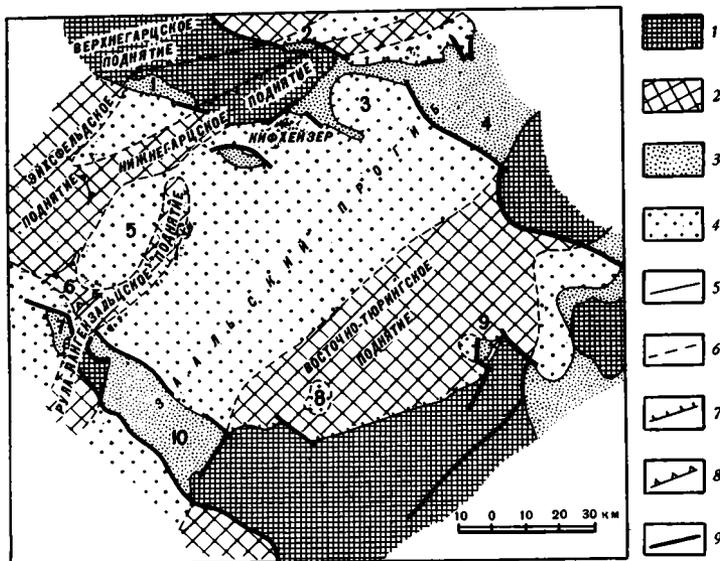


Рис. 20. Схема поздневарисцийских структур территории Тюрингской впадины (составлена по данным G. Seidel, 1965; E. Houningen-Huene, 1966)

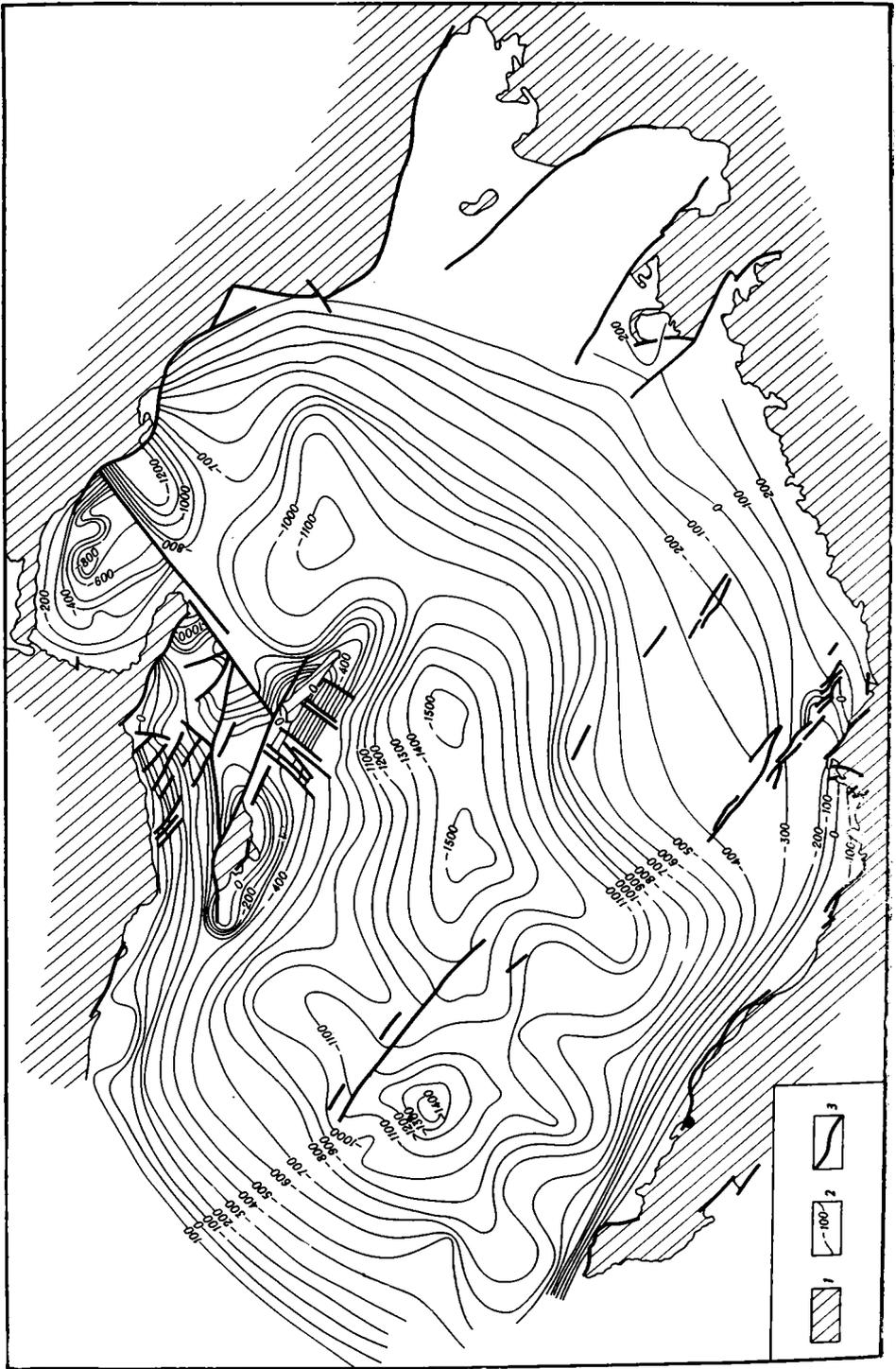
1 — породы досудетского фундамента на поверхности; 2 — то же под платформенным чехлом; 3 — отложения среднего — верхнего карбона и красного лежня на поверхности; 4 — то же под платформенным чехлом; 5 — граница распространения отложений среднего — верхнего карбона и красного лежня на поверхности; 6 — то же под платформенным чехлом; 7 — граница выхода доцехштейновых пород на поверхность; 8 — контуры некоторых элементов структур; 9 — разломы.

Цифры на схеме. Мульды: 1 — Ильфельдская, 2 — Мейсдорфская, 3 — Мансфельдская, 4 — Галле, 5 — Мюльхаузенская, 6 — седловина Бухенау, 7 — Эйзенахская, 8 — Орла, 9 — Гера, 10 — Оберхофская

Позднепалеозойские прогибы в орогенный этап развития в результате интенсивного размыва окружающих поднятий были заполнены мощными толщами моласс. Наиболее древние из них представлены в основном отложениями среднего и верхнего карбона (вестфалья и стефана) — сероцветными конгломератами, песчаниками и сланцеватыми глинами с пропластками угля, мощностью 1000—1500 м. Они содержат прослой порфиоров, мелапорфиоров и порфиритов. Отложения среднего — верхнего карбона обнажены в выступе Кифхейзер, на восточной окраине Гарца и в пределах Галле-Хетштетдской перемычки, а также вскрыты многими скважинами (Бубнов, 1935; Houningen-Huene, 1960 а, б, в; Schwab, 1963; и др.).

Обычно на отложениях карбона, а в местах их отсутствия резко несогласно на более древних породах залегают отложения красного лежня. Они обнажены по окраинам Мансфельдской мульды, развиты в Ильфельдской и Галльской мульдах, широко распространены в гряде Тюрингского Леса (Kruckow, 1952; Weber, 1955, 1962; Gallwitz, 1957, 1959; Houningen-Huene, 1958, 1960а, 1963; Deubel, 1959—1960; Grumbt, 1960; Andreas u. a., 1966; и др.). Отложения красного лежня выполняют не только Заальский прогиб, но и более мелкие мульды как на западе, так и на востоке Тюрингской впадины (Dietrich, 1959; Seidel, 1965; и др.).

Отложения красного лежня в Тюрингской впадине, как и всюду в Средней Европе, обычно подразделяются на нижний и верхний подотделы. Они, в свою очередь, делятся на слои, в разных районах носящие свои названия: в Ильфельдской мульде — элльрихские слои верхнего красного лежня и ильфельдские слои нижнего красного лежня, в гряде Тюрингского Леса — тамбахские слои верхнего красного лежня и оберхофские, гольд-



лаутернские, манебахские, геренские слои нижнего красного лежня и т. д. Отложения красного лежня характеризуются весьма быстрым изменением литологического состава и мощностей, но тем не менее имеют ритмичное строение. В них обычно выделяют три (в некоторых районах четыре) цикла, которые позволяют довольно хорошо увязать между собой разрезы различных участков (Houningen-Huene, 1960a; Steiner, 1966; и др.).

Нижний красный лежень представлен красными и серыми конгломератами, песчаниками, сланцами, в нижней части с пропластками угля. В низах и верхах толщи гряды Тюрингского Леса, в средней ее части на севере впадины обычно включены разные по мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров) эффузивы (риолиты, мелафиры, порфириты, кварцевые порфиры) и их туфы. Встречаются интрузивные тела и жилы. В гряде Тюрингского Леса в низах преобладают продукты основного магматизма, а в верхах — кислого, причем мощности покровов лавпорфиров достигают 200 м, а площади распространения 100 км<sup>2</sup>. Они являются типичными образованиями субсеквентного магматизма (Штилле, 1964). Мощность пород нижнего красного лежня — 2000—2500 м.

Выше с угловым или эрозионным несогласием расположены красноцветные конгломераты, песчаники и аргиллиты верхнего красного лежня мощностью до 100—200 м, иногда до 440 м. В верхнем красном лежне изредка наблюдаются внедрения порфиров, мелафиров и их туфов.

Несогласие между нижним и верхним красным лежнем обычно связывают с так называемой заальской фазой складчатости Г. Штилле, причем предполагают, что она в кратчайший промежуток времени охватила крупный регион земной коры. Однако, как показали исследования Э. Хойнинген-Хюне (Houningen-Huene, 1960a), Г. Лютцнера (Lütznner, 1961, 1964) и других, эти несогласия имеют различный стратиграфический уровень. Они находятся в основании различных циклов осадконакопления, на которые разделяются отложения красного лежня. Поэтому не случайно уже Г. Гальвитц (Gallwitz, 1965) выделил две заальские подфазы. В действительности же заальские тектонические движения, носившие характер эпейрогенических, происходили достаточно длительно в течение всего раннего красного лежня до его рубежа с поздним красным лежнем, причем граница между нижним и верхним красным лежнем, которая часто выделяется на основании указанного несогласия, стратиграфически является скользящей.

Описанную выше сероцветную молассу среднего — верхнего карбона следует отнести к образованиям межгорных прогибов и впадин орогенного этапа развития варисцид, а красноцветную терригенно-вулканогенную формацию красного лежня — к метагеосинклинальному комплексу, который по формации и условиям залегания близок к толщам, выполняющим средне-верхнепалеозойские впадины и прогибы каледонид.

Подосва доорогенных пород фундамента в основном залегает в соответствии с позднепалеозойским планом тектоники (см. рис. 18—20). Наиболее глубоко (до отметок —2200 м и ниже) эта поверхность погружена в осевой части Заальского прогиба. Она воздымается до —200 м и выше к Восточно-Тюрингскому поднятию. В пределах погребенной части Рула-Лангензальдского поднятия поверхность кристаллических пород лежит на

Рис. 21. Структурная карта основания цехштейна (отражающий горизонт Z) Тюрингской впадины (по Г. Г. Рейнгардту, из Tektonische Karte, 1965)

1 — выход пород фундамента на поверхность; 2 — стратонизогипсы основания цехштейна — отражающего горизонта Z (в м); 3 — разломы



Рис. 22. Угловое несогласие между почти вертикально стоящими сланцами кульма нижнего карбона и почти горизонтальными известняками цехштейна верхней перми (близ г. Гера). Фото П. Кукук (из работы R. Brinkmann, 1960)

Трансгрессивно, со значительным эрозионным, а нередко и угловым несогласием<sup>1</sup> на различные описанные выше породы фундамента (в мульдах и прогибах относящиеся к среднему — верхнему карбону и красному лежню, а на поднятиях — к более древнему палеозою и даже рифею) налегают верхнепермские отложения цехштейна (рис. 22), составляющие наиболее нижнюю часть платформенного чехла. Как и всюду в Средней Европе, цехштейн Тюрингской впадины четко подразделяется на четыре цикла осадконакопления (снизу вверх): Верра, Штасфурт, Лейне и Аллер. Каждый из них начинается обломочными породами, затем идут известняки, доломиты и ангидриты, а после них в полных циклах следуют каменные и калийные соли. Цехштейн 1 начинается конгломератами, выше которых лежат медистые сланцы. Те и другие отсутствуют только в пределах Эйхсфельдского и Восточно-Тюрингского поднятий (Seidel, 1965; Тешке, 1965 г.). Только цехштейновый известняк и Верра-доломит перекрывают и эти поднятия. Медистые песчаники обогащены сульфидами меди, имеющими в Мансфельдской мульде промышленное значение. Мощность соли цикла Верра достигает 200 м, а мощность всей серии в целом — 400 м. Наибольшие мощности соли (до 400—500 м) приурочены к цехштейну 2 (штасфуртской серии), причем если в первом цикле максимальное их накопление происходило на юго-западе впадины —

отметках минус 1000 — минус 1200 м и выше. Она вновь погружается в Мюльхаузенской мульде до — 1600 м, причем по ряду стратоизогипис эта структура четко вырисовывается (см. рис. 18). К поднятиям Эйхсфельда и Нижнего Гарца происходит постепенный подъем досудетского фундамента (от — 600 м и выше).

Поведение размытой поверхности палеозойских пород фундамента, т. е. подошвы платформенного чехла, в общих чертах видно на структурной карте опорного отражающего горизонта Z, приуроченного к основанию цехштейна (рис. 21). Здесь, с одной стороны, отчетливо выступает серия параллельных друг другу разломов северо-западного простирания, вызванных саксонской тектоникой, а с другой — еще достаточно хорошо отмечается связь глубины залегания этой поверхности с поздневарисийскими структурами. Так, наибольшие ее глубины (до — 1500 м и ниже) приурочены к осевой части Зальского прогиба. Достаточно отчетливо намечаются Мюльхаузенская мульда (отметка горизонта Z — 1300 м) и отделяющее ее от предыдущего прогиба Рула-Лангензальцское поднятие.

<sup>1</sup> Г. Вебер (Weber, 1938) это несогласие связывает с выделенной им тюрингской фазой тектонических движений, а Г. Рихтер (Richter, 1942) — с мосбахской фазой, которую он выделил на северо-западном окончании Тюрингского Леса.

Готском прогибе<sup>1</sup>, вытянутом вдоль гряды Тюрингского Леса, а также в Мюльхаузенской мульде, то во втором цикле зона максимальных мощностей сместилась на северо-восток впадины. Мощности последующих серий как в целом, так и их соляных комплексов значительно меньше. Так, мощность соли цехштейна 3 составляет обычно немногим больше 60 м и только в Мансфельдской мульде увеличивается до 80—100 м, а цехштейна 4—до 20—35 м (Schulze, 1959; Seidel, 1965).

По изменениям литологического состава и мощностей отложений цехштейна (особенно его нижних серий) еще улавливаются рудногорские направления (т. е. отмечается влияние поздневарисидийских структур фундамента), но весьма существенное значение приобретают герцинские простирания, причем в верхних сериях цехштейна они становятся резко преобладающими. Следовательно, на границе красного лежня и цехштейна в Тюрингской впадине структурный план резко сменился с рудногорского на герцинский и к концу цехштейна последний стал основным (Seidel, 1965; Münzberger u. a., 1966; Тешке, 1965 г.).

Цехштейн сменяется пестроцветными терригенными нижнетриасовыми отложениями пестрого песчаника (бунтзандштейна) общей мощностью 400—740 м.

Отложения пестрого песчаника подразделяются на три яруса: нижний, средний и верхний (рёт). Они, в свою очередь, делятся на циклы разных порядков (Норре, 1965, 1966; Jung, Lorenz, 1964; Seidel, 1965; и др.). Нижний и средний ярусы представлены терригенной пестроцветной формацией, а рёт — пестроцветной соленосной терригенно-карбонатной формацией. Мощность соли в отложениях рёта на севере впадины достигает 50—65 м. Линии равных мощностей различных частей пестрого песчаника показывают, что структурный план в Тюрингской впадине в раннем триасе вновь изменял свое направление, по мнению одних исследователей (Seidel, 1965; Тешке, 1965 г., и др.), на рудногорское, других (Норре, 1966; Rusitzka, 1967; и др.) — на рейнское. Рассмотрение карт равных мощностей разных стратиграфических отрезков пестрого песчаника говорит о том, что для большей части Тюрингской впадины действительно характерны рудногорские простирания, и лишь для ее западных участков отмечаются отчетливые рейнские направления.

Средний триас представлен доломито-известняковой формацией раковинного известняка (мушелькалька) мощностью до 250—280 м. В среднем раковинном известняке имеется горизонт каменной соли мощностью обычно 5—10 м и лишь близ г. Эрфурта до 30 м. Средний триас был временем значительного тектонического выравнивания, хотя намеченный в раннем триасе структурный план в целом остался неизменным.

Верхний триас (кейпер) сложен терригенно-карбонатной формацией мощностью до 550 м, причем на долю среднего кейпера приходится 300—420 м. Близ г. Эрфурта в среднем кейпере обнаружен пласт каменной соли мощностью до 22 м.

Изменение литологического состава и мощности триасовых отложений показывает, что в течение большей части триаса (рис. 23—25) ощущались позднепалеозойские структуры (на месте Заальского прогиба возник Тюрингский прогиб, ограниченный Эйхсфельдским и Восточно-Тюрингским поднятиями).

---

<sup>1</sup> Обычно этот прогиб именуют «передовым прогибом Тюрингского Леса» (Seidel, 1965), но такое название неправильно, так как передовые (или краевые) прогибы являются компенсационными структурами, возникающими перед фронтом воздымающихся складчатых гор. Здесь же развился платформенный прогиб, который вытянут в герцинском направлении параллельно образовавшейся в последующем горстообразной структуры гряды Тюрингского Леса. Этот прогиб по г. Гота, расположенному в его центральной части, можно назвать Готским. То же относится и к названию «Южно-Гарцский передовой прогиб».

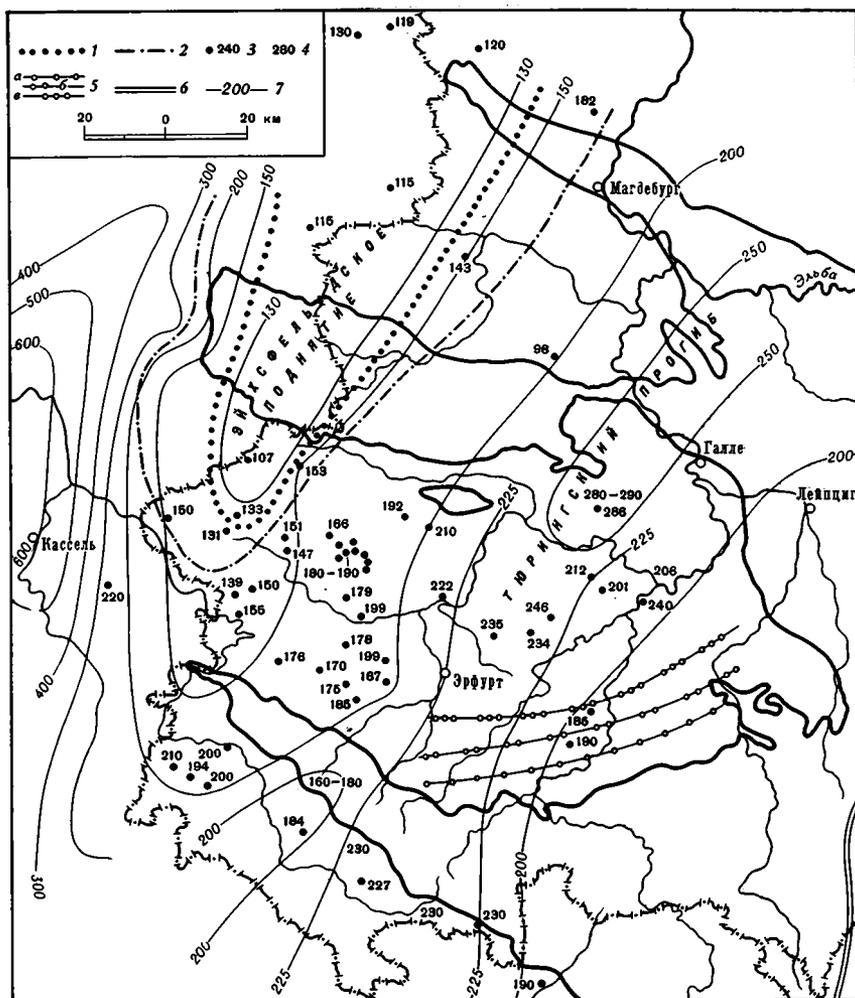


Рис. 23. Мощности отложений среднего пестрого песчаника, включая серию Золлинг верхнего пестрого песчаника Тюрингии (Норре, 1966)

1 — контур отсутствия серий Хардегзен и Детфурт или очень незначительной их мощности; 2 — контур отсутствия серии Хардегзен или очень незначительной ее мощности; 3 — скважины; 4 — обнажения; 5 — северная граница распространения окатанных обломков: а — в первом цикле (фольприхаузенском); б — во втором (детфуртском), в — в третьем (хардегзенском); 6 — край области осадконакопления (по Schnitzer, 1957), западная часть Эйхфельдского поднятия (по Негтманн); 7 — изопахиты среднего пестрого песчаника (в м)

Отложения цехштейна и триаса, выполняющие всю Тюрингскую впадину, образуют один структурный ярус, который распадается на два подъяруса — цехштейновый и триасовый. Породы более высоких структурных ярусов занимали отдельные части впадины и в настоящее время сохранились лишь в ряде мест в виде мелких пятен. Так, отложения лейаса занимали относительно небольшой Готский прогиб, вытянутый в герцинском направлении вдоль гряды Тюрингского Леса и расположенный только в западной части впадины (Wagenbreth, 1961). Трансгрессия юрского моря проникла сюда из Гессовского прогиба (Kölbel, 1967) и далее из Англии. Породы лейаса, представленные в основном глинами, сохранились лишь в пределах Крейцбургских грабенов недалеко от г. Эйзенаха и близ г. Гота. Их мощность достигает 75 м.

Из меловых трансгрессий до Тюрингской впадины дошла только сеноманская, которая распространялась лишь на ее крайнем западе, до района современной Омской возвышенности. В одноименном грабене здесь сохранились зеленые пески, песчаники, известняки и мергели сеномана мощностью до 50 м, несогласно залегающие на породах нижнего раковинного известняка.

Уже при беглом рассмотрении геологической карты (см. рис. 16) видны крупные структурные элементы, из которых состоит Тюрингская впадина. На северо-востоке в виде округлого залива пород пестрого песчаника и небольших пятен раковинного известняка выделяется Мансфельдская мульда. Выходами отложений пестрого песчаника на юго-востоке впадины намечается Восточно-Тюрингское поднятие, имеющее характер моноклинали, а на северо-востоке — Эйхсфельдское поднятие, ограниченное Геттинген-Лейнётальским и Омгебиргским грабенами рейнского простирания. На продолжении выступа Кифхэйзер к северо-западу и

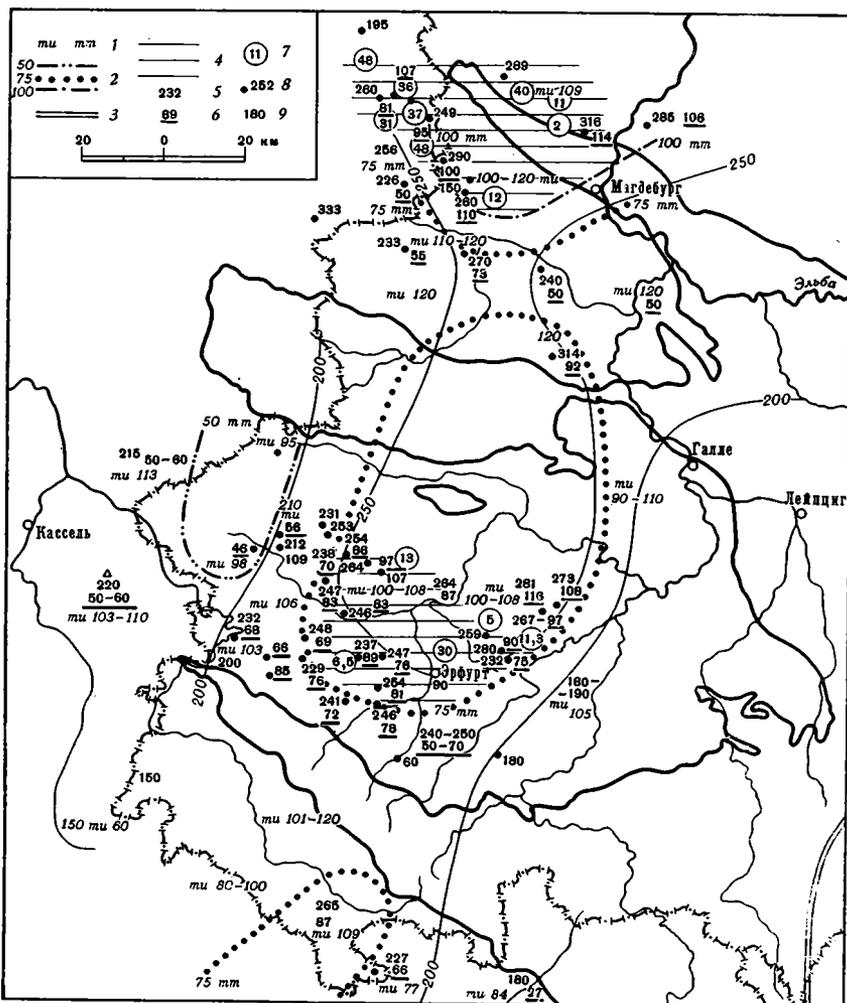


Рис. 24. Мощности отложений раковинного известняка Тюрингии (Норре, 1966)  
 1 — нижний и средний раковинный известняк (м, мм); 2 — изопакеты среднего раковинного известняка (в м); 3 — край области осадконакопления; 4 — каменная соль в среднем раковинном известняке; 5 — мощность раковинного известняка; 6 — мощность среднего раковинного известняка; 7 — мощность пласта каменной соли; 8 — скважины; 9 — обнажения

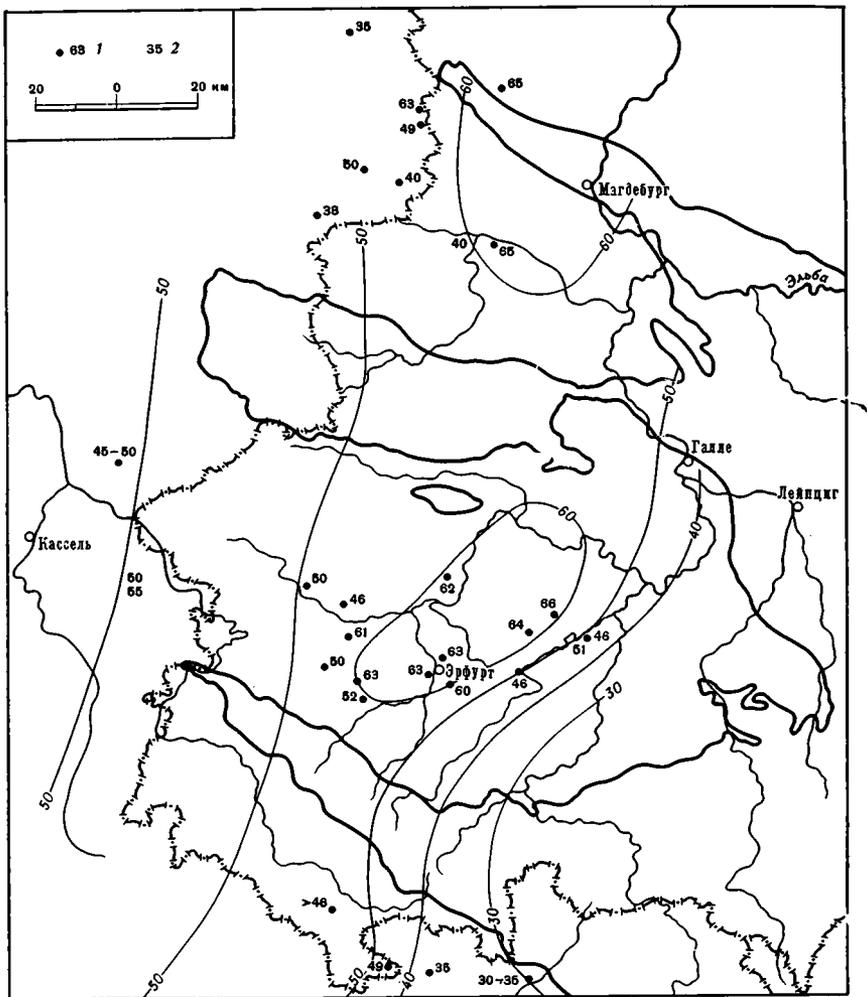


Рис. 25. Схема мощностей отложений нижнего кейпера (по Норре, 1966), составленная с использованием карт Г. Рихтера (Richter, 1936) и В. Патцельта (Patzelt, 1964)  
1 — скважины; 2 — обнажения

юго-востоку отчетливо выделяется Гермундурская глыба, частью которой является и сам выступ. Она также отмечается широким развитием пород пестрого песчаника и имеет герцинское простирание. На юго-западе эта глыба ограничена протяженной зоной разломов Финне. Вся остальная часть впадины отсюда до гряды Тюрингского Леса выполнена отложениями среднего и верхнего триаса и представляет собой собственно Тюрингскую мульду. Эту структуру также в герцинском направлении пересекают две основные зоны разломов: Шлотгейм — Веймар — Лейхтенбург и и Эйхенберг — Гота — Заальфельд. Упомянутые зоны разломов вместе с краевыми разрывами гряды Тюрингского Леса разбивают всю Тюрингскую впадину на ряд пластинообразных глыб, вытянутых параллельно друг другу в герцинском направлении (Бубнов, 1935; Vubnoff, 1955; Weber, 1955; Seidel, 1965; Тешке, 1965 г.; и др.). Глыбы имеют ширину в среднем 15—30 км и вытянуты на 120—130 км. Отмеченные зоны разломов, а также другие разрывы и связанные с ними различные тектонические формы (грабены, антиклинали, синклинали и др.) северо-западного простирания — наиболее характерная черта тектоники Тюрингской впадины.

Детальное изучение зон разломов, проведенное рядом исследователей (Martini, 1940; Bubnoff, 1955; Dolezelek, 1955; Bisewski, 1955; Fahlbusch, 1955; Wegener, 1955; Teschke, 1957; Grumbt, 1960; 1964; Jungwirth, Puff, 1963; и др.), выявило некоторые особенности этих типичных форм саксонской тектоники.

При прослеживании упомянутых зон разломов по простиранию намечается изменение интенсивности и характера деформаций, а следовательно, и интенсивности вызвавших их напряжений, причем они увеличиваются от краев зон к их центральным частям. О переходе флексур и нормальных сбросов на концах краевой зоны разломов Тюрингского Леса во взбросы, а затем и во взбросо-надвиги в центральной ее части уже упоминалось (см. рис. 17). Не менее яркие изменения такого же характера наблюдаются в зоне разломов Финне. На северо-западном ее конце соседние глыбы разделены флексурами. Ближе к центру появляются сбросы, а затем и взбросы. В центральной же части зоны, в районе г. Растенберга, разлом выражен уже надвигом (рис. 26), по которому Гермундурская глыба надвинута на 600 м на соседнюю с юго-запада глыбу (Тешке, 1965 г.). Дальше к юго-востоку отмечается уменьшение интенсивности сжатия, и разлом вновь приобретает тип взброса, а затем к востоку от р. Заале переходит в сброс. Аналогичные изменения, хотя и менее редкие, наблюдаются в других зонах разломов. В частности, в центральной части разломной зоны Эйхенберг — Гота — Заальфельд, которая также состоит из цепочки нередко эшелонированных разрывов, встречаются соляные диапировые структуры, отсутствующие на ее краях.

Другой особенностью рассматриваемых тектонических форм является то, что для большинства из них характерно последующее интенсивное сжатие первоначальных структур растяжения. Такое разновременное двойное напряжение доказано для многих структур, например для зон разломов Финне, Ремдар, Магдала, Эйхенберг — Гота — Арнштадт, грабен Левихтенбург, Шлотгейм и др. В результате регионального расширения, направленного перпендикулярно к герцинскому простиранию, образовались герцинские нормальные сбросы, грабены и другие структуры растяжения. Последующее тангенциальное сжатие, происшедшее также в антигерцинском направлении, вызвало образование узких вытянутых антиклиналей (в ряде случаев с участием соли), надвигов и других структур сжатия (рис. 27).

С. Бубнов (Bubnoff, 1955) для герцинских форм растяжения Тюрингской впадины принимал киммерийский (позднеюрский) возраст, а для форм сжатия — субгерцинский (середина мела). Действительно, достоверно известно, что отложения лейаса, еще дислоцированы. Как и в соседних районах, эти дислокации могут быть результатом скорее всего раннекиммерийских и субгерцинских тектонических движений.

Характерно, что наиболее крупные зоны разломов расположены друг от друга примерно на одинаковом расстоянии — около 60 км. Эта закономерность прослежена не только для Тюрингской и Субгерцинской впадин, но и для всей Саксонско-Тюрингской и Богемской больших глыб (Jung, 1965). Как увидим ниже, то же самое наблюдается и в Южно-Германской впадине.

Поскольку в разрезе платформенного чехла имеются различные по пластичности толщи, на отмеченные выше напряжения они реагировали по-разному, образуя дисгармоничные дислокации. Наиболее интенсивные складки возникли в соляных толщах цехштейна, которые образуют складки самых разнообразных форм и в ряде случаев дают диапировые структуры (Lotze, 1938; Löffler, 1962; и др.). Так же легко сминались карбонатные и глинистые части разреза триаса, содержащие к тому же в его верхней половине соленосные пласты.

Значительно более жесткими являются терригенные породы пестрого песчаника.

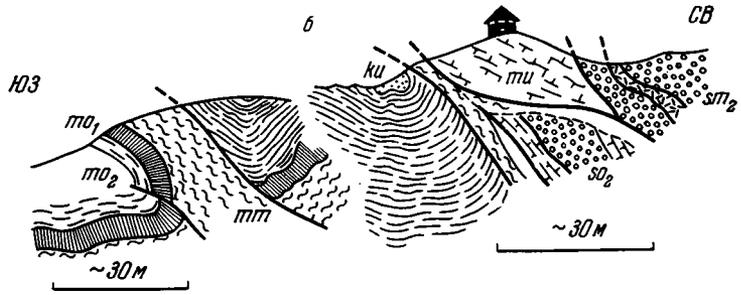
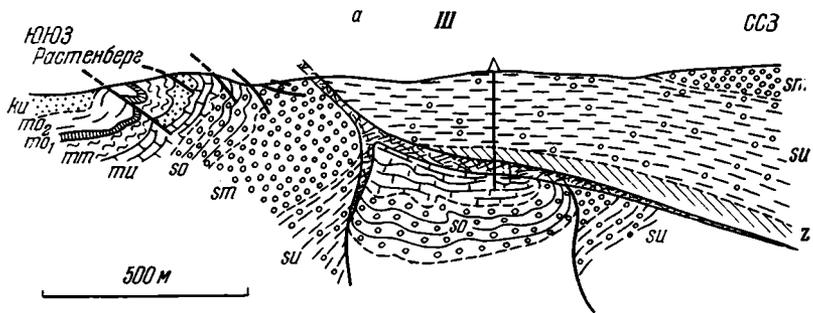
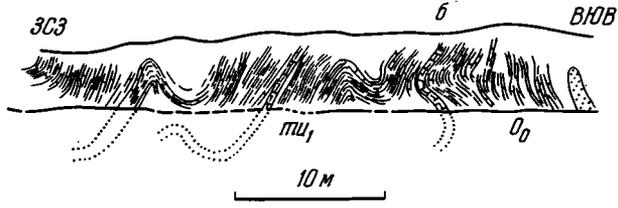
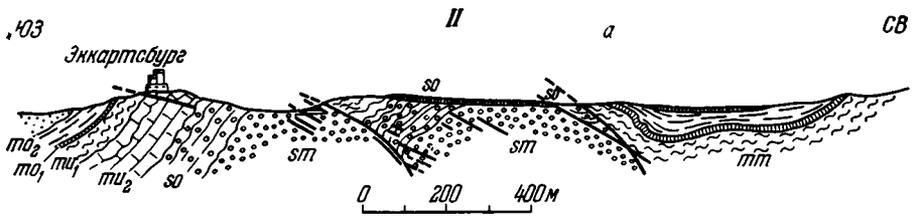
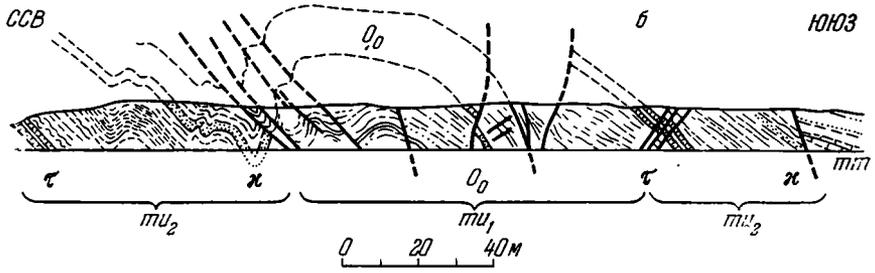
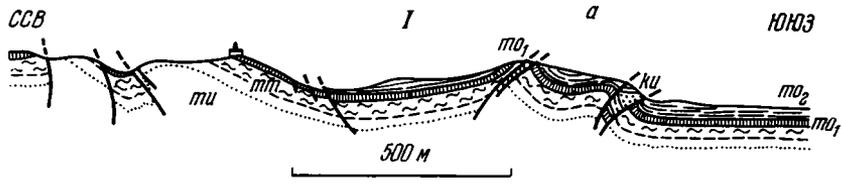


Рис. 26. Геологические разрезы зоны разломов Финне (Dolezalek, 1955)

I — в районе Бад-Зульца: а — разрез зоны разлома, б — восточная стена железнодорожной выемки у Бад-Зульца; II — в районе Эккартсбурга: а — разрез зоны разлома, б — волнистый известняк в карьере близ Эккартсбурга; III — в районе Растенберга: а — разрез зоны разломов; б — детальный разрез юго-восточной стороны горы с замком близ Растенберга. *ku* — нижний кейпер; *mo* — цераитовые слои верхнего раковинного известняка; *mo* — трохитовый известняк верхнего раковинного известняка; *mp* — средний раковинный известняк; *mi*, и *mi* — нижний и верхний волнистый известняк нижнего раковинного известняка; *Oo* — оолитовые породы; *t* — теребратуловая зона; *χ* — зона рыхлого известняка; *so* — верхний пестрый песчаник; *sm* — средний пестрый песчаник; *su* — нижний пестрый песчаник; *z* — цехштейн

Кроме структур с господствующим герцинским направлением, в Тюрингской впадине имеются структуры и рудногорского простирания. Они почти полностью отсутствуют в центральной части впадины, появляются на северо-западе (Kauter, 1963) и в особенности обильны на юго-востоке. Происхождение этих структур одни исследователи (Seidel, 1965; и др.) связывают с самостоятельным этапом сжатия, при котором силы напряжения действовали в антирудногорском направлении. Эти тектонические формы сжатия моложе, чем герцинские структуры растяжения, но древнее герцинских форм сжатия (Jungwirth, Puff, 1963; Seidel, 1965). Другие исследователи (Тешке, 1965 г.) считают, что структуры рудногорского простирания возникли одновременно с прочими герцинскими структурами, но получили свою ориентировку под влиянием направлений варисцийских складок фундамента, который на северо-западе и юго-востоге впадины залегает неглубоко и поэтому оказывает значительное воздействие на платформенный чехол. Я склонен присоединиться ко второй точке зрения. Наконец, возможно, что такое отклонение простираний структур на концах основных зон разломов может быть связано с некоторыми сдвиговыми подвижками по ним. Однако существующих фактических материалов еще недостаточно для окончательного принятия той или иной точки зрения.

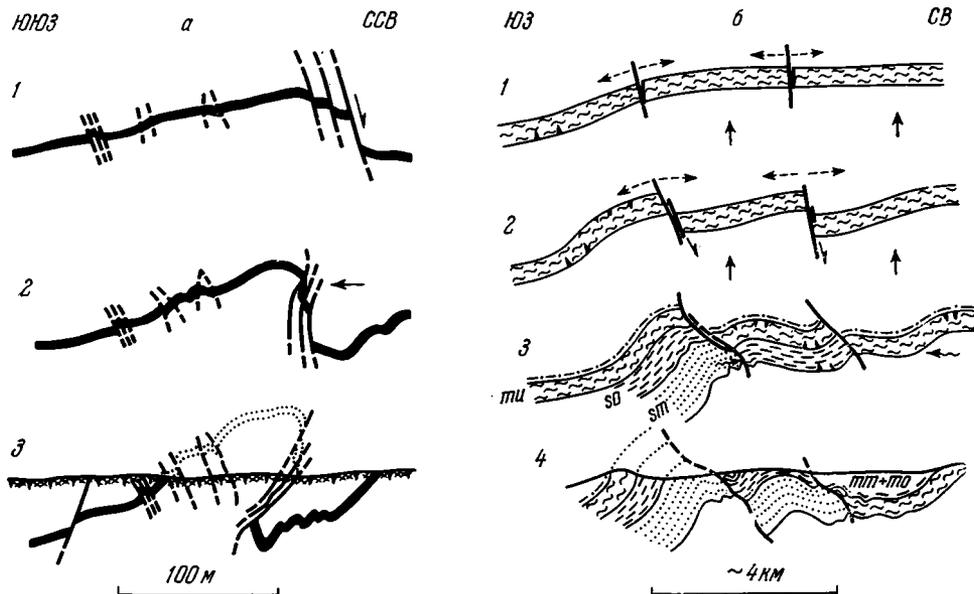


Рис. 27. Схема тектонического развития зоны разлома Финне (Dolezalek, 1955)  
а — в районе Бад-Зульца, б — в районе Эккартсбурга

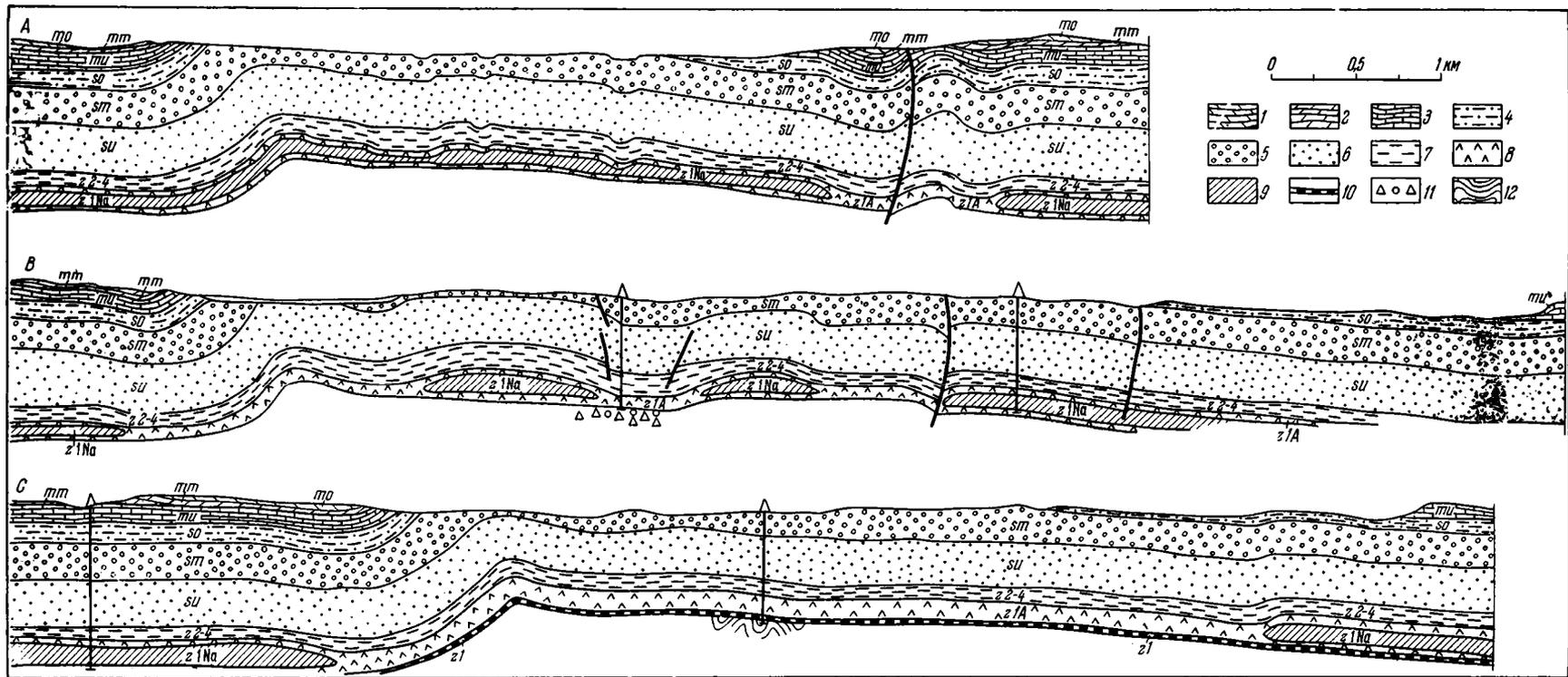


Рис. 28. Геологические разрезы Танродской антиклинали (Seibed u. a., 1964)

1 — верхний раковинный известняк; 2 — средний раковинный известняк; 3 — нижний раковинный известняк; 4 — верхний пестрый песчаник; 5 — средний пестрый песчаник; 6 — нижний пестрый песчаник; 7 — цехштейн 2—4 (циклы Аллер, Лейне и Штасфурт); 8 — верхний Верра-ангидрит; 9 — соль цикла Верра; 10 — Верра-известняк и медистые сланцы; 11 — верхний красный лежень; 12 — складчатый палеозой

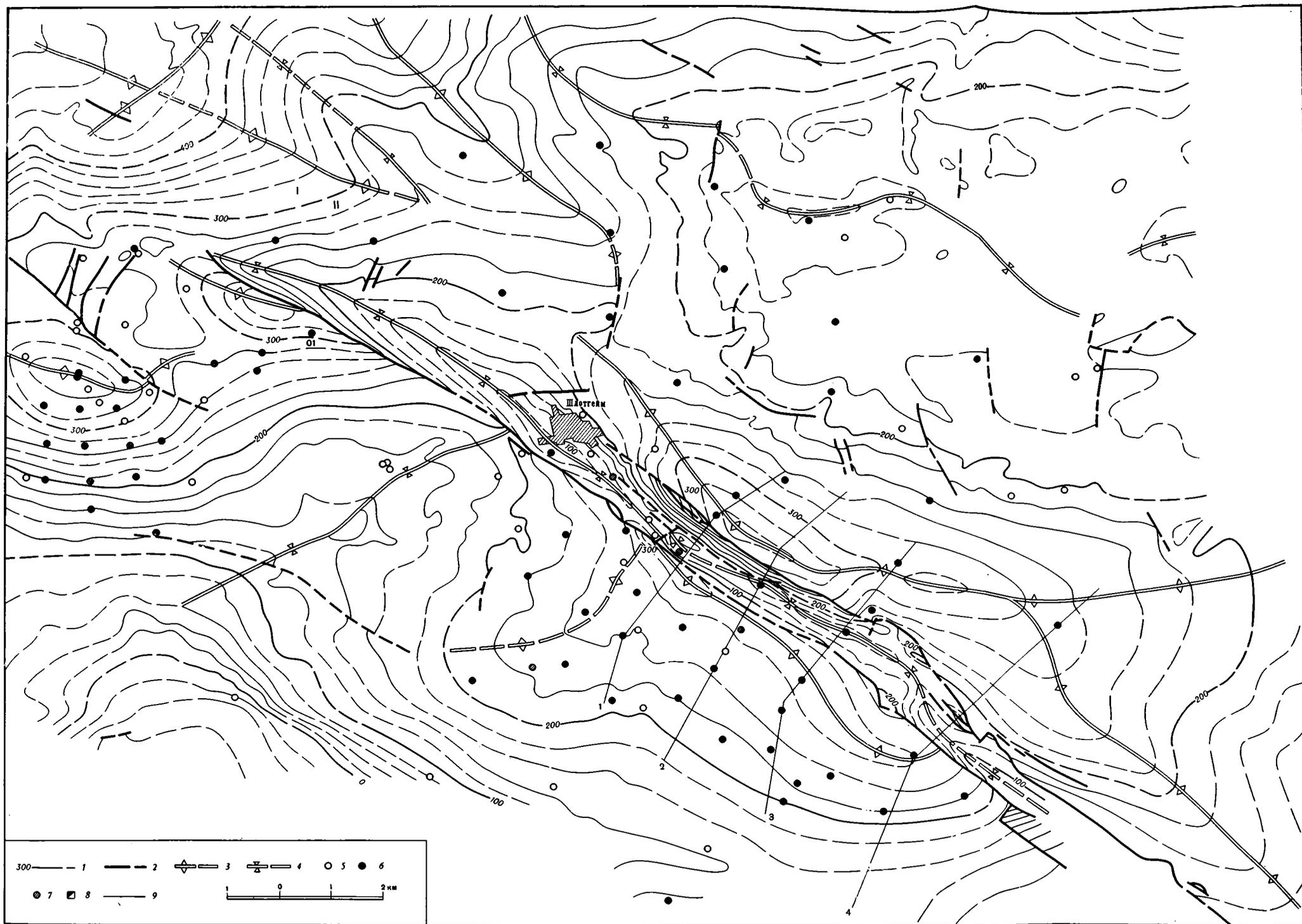


Рис. 29. Структурная карта кровли среднего раковинного известняка района Шлотгейм-Теннштедтской антиклинали (Grumbt, 1964)

1 — стратиграфические (в м); 2 — разломы; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей; 5 — скважины, не вышедшие из надсолевых отложений; 6 — глубокие скважины, дошедшие до

соли; 7 — глубокие скважины, вскрывшие подсолевые отложения; 8 — шахты; 9 — линии геологических разрезов

Наиболее сложные тектонические формы Тюрингской впадины развиты в зонах разломов. Здесь имеются грабены, грабен-синклинали, асимметричные узкие антиклинали и синклинали, обычно оборванные разрывами, иногда осложненные соляной тектоникой. Во многих случаях складки наклоненные и даже опрокинутые (см. рис. 27, 28), причем в западной части Тюрингского прогиба преобладает северо-восточная, а в восточной — юго-западная вергентность (Seidel, 1965).

Между зонами разломов, в пределах пластинообразных блоков, развиты пологие мульды и широкие антиклинали, но также имеющие в основном герцинское простираие. Структуры обычно асимметричны, на крыльях нередко осложнены соляными подушками (рис. 28).

Различие тектонических форм в зоне разломов и вдали от них хорошо видно на приводимой структурной карте и разрезах (рис. 29, 30). Асимметричные узкие вытянутые Альменхаузенская и Кирхгейлингенская антиклинали, Шлотгеймская грабен-синклиналь сменяются широкими Эбелебенской и Мюльхаузен-Лангензальцской мульдами.

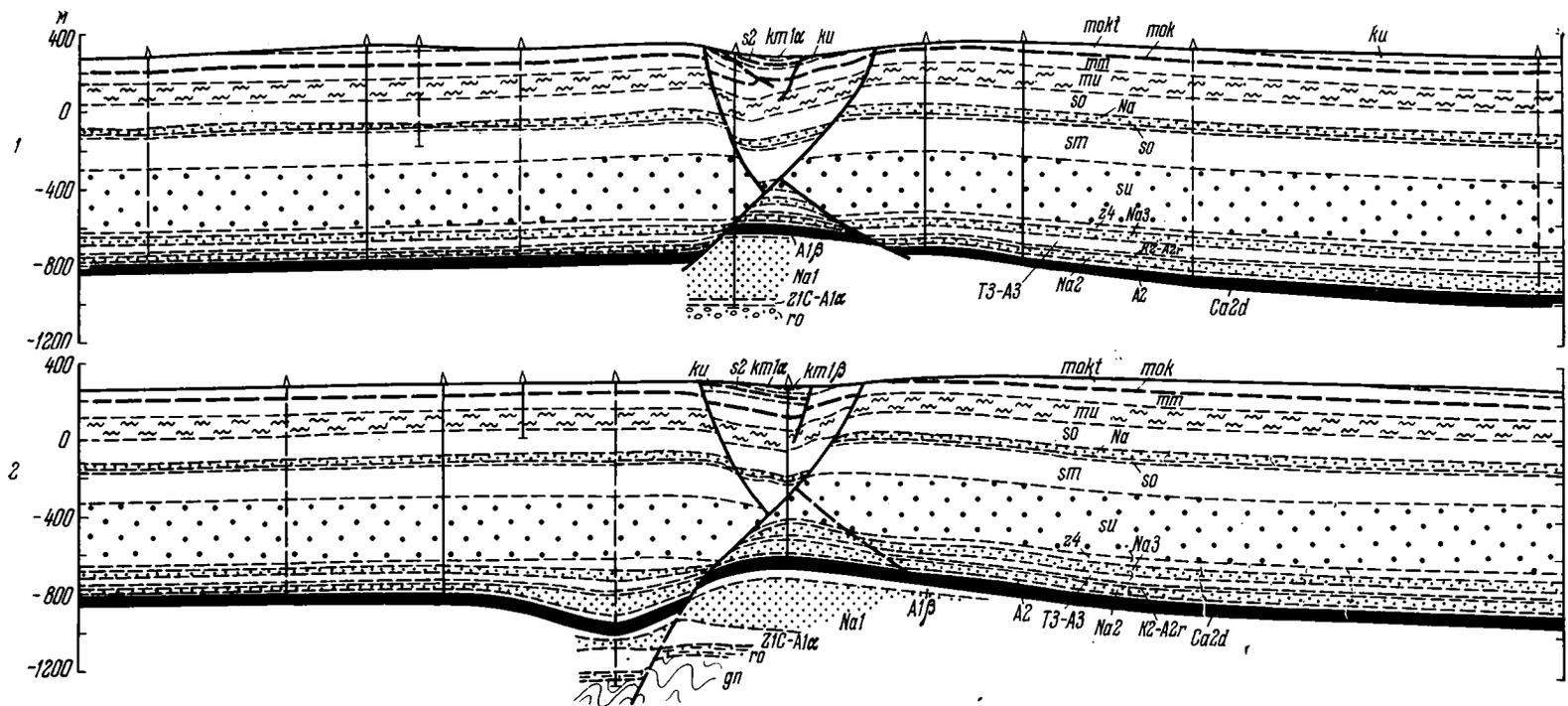
Современные структуры платформенного чехла, особенностью которых является преобладание разломной тектоники и герцинских простираций, носят в основном наложенный характер по отношению к структурам позднепалеозойского фундамента, имеющим рудногорское простираие. Вместе с тем строение платформенного чехла имеет ряд особенностей, связанных с тектоникой варисцийского фундамента. Развитие основных позднепалеозойских структур (Эйхсфельдского и Восточно-Тюрингского поднятий и Заальского прогиба) сказалось на характере разреза и тектоники платформенного чехла.

На территории Эйхсфельдского и Восточно-Тюрингского поднятий почти полностью отсутствуют отложения среднего — верхнего карбона и красного лежня; сильно редуцированы в пределах первого или почти полностью отсутствуют на втором поднятии соленосные толщи цехштейна и пластичные глинистые породы в пестром песчанике. Мощности отложений цехштейна и триаса в пределах поднятий невелики. Наоборот, в Заальском и возникшем примерно на его площади Тюрингском прогибах перечисленные выше отложения имеют широкое развитие и наибольшие мощности.

Как уже отмечалось выше, наиболее интенсивные и наиболее сильно сжатые тектонические формы возникли в центральных частях зон разломов, т. е. как раз в пределах Тюрингского прогиба. Здесь расположены крупные Танпродская, Штайнбергская, Фаннерская антиклинали, надвиги Финне и края Тюрингского Леса, диапиры в зоне разломов Эйхенберг — Гота — Заафельд, прослеживающиеся от Гайниха до Арнштадта, структуры Мансфельдской мульды и т. д. К краям, с переходом к соседним поднятиям, интенсивность структур резко убывает. Если в центральной части впадины, т. е. в районе Тюрингского прогиба развиты почти исключительно герцинские структуры, то на соседних поднятиях появляются структуры рудногорского, пиротного, а на Эйхсфельдском поднятии — и рейнского простираций. У большинства антиклиналей и синклиналей, расположенных на территории Эйхсфельдского и Восточно-Тюрингского поднятий, не установлено вергентности, в то время как в Тюрингском прогибе они почти все вергентны (Seidel, 1965).

Таким образом, структуры платформенного чехла Тюрингской впадины герцинского направления, по-видимому, наследуют северо-западное простираие древних структур байкальского фундамента, а некоторыми чертами своего современного облика отражают основные поздневарисцииские структуры.

Говоря об истории развития Тюрингской впадины, нужно напомнить, что на ее территории на байкалидах, структуры которых имели северо-западное простираие, заложилсь варисциды со структурами



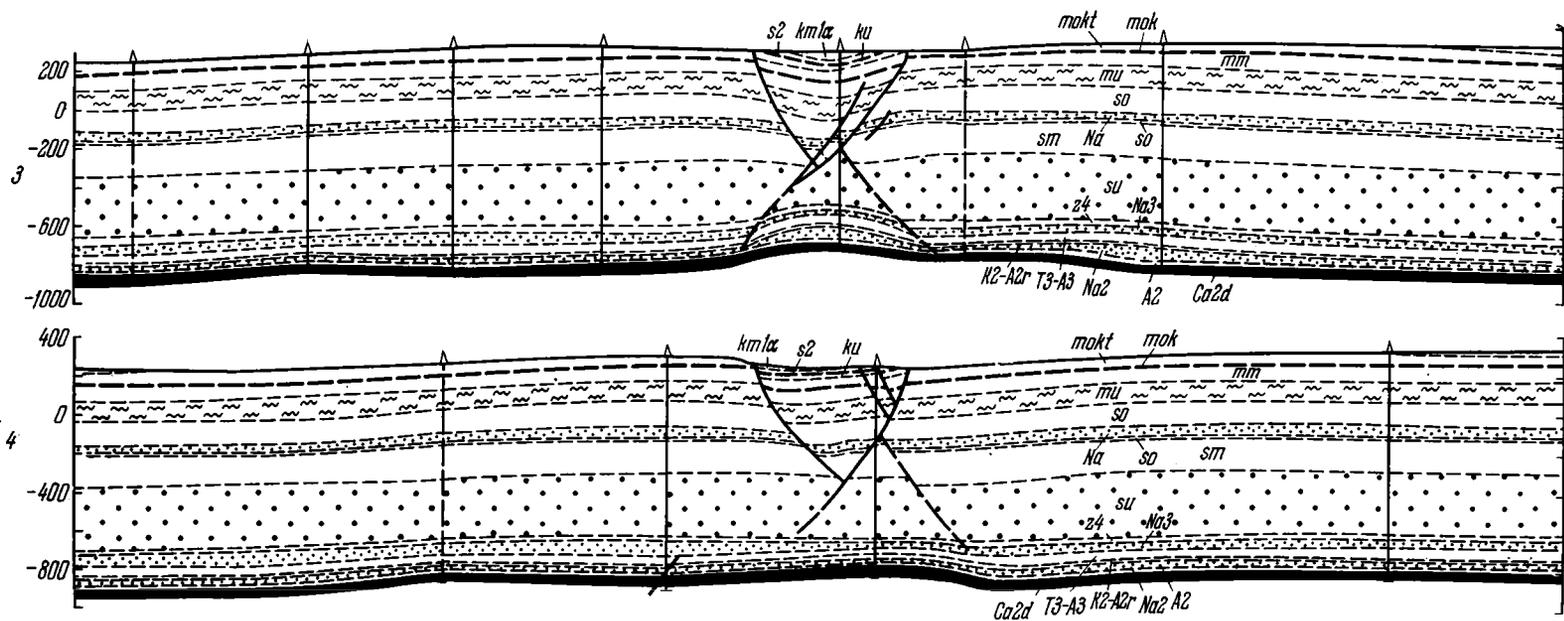


Рис. 30. Геологические разрезы Шлотгеймского грабена (Grumbt, 1964)

Расположение линий разрезов см. на рис. 29

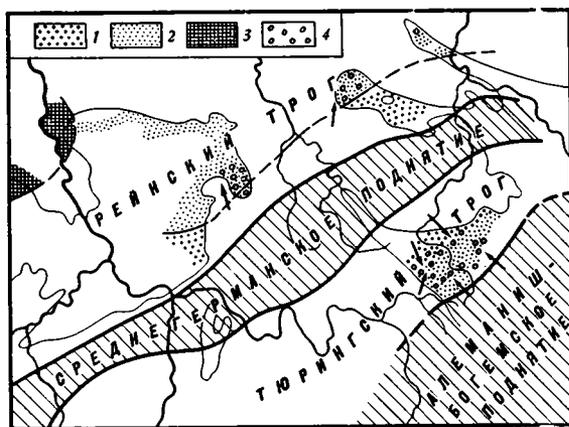


Рис. 31. Тюрингия в раннем карбоне (по Бринкманну, из работы Weber, 1955)

1 — граувакки кульма и глинистые сланцы без морских ископаемых; 2 — то же с морскими ископаемыми; 3 — углистый известняк; 4 — галька кристаллических пород в отложениях кульма. Стрелками указано направление сноса

северо-восточного простирания. Большую часть площади впадины занимала Среднегерманская кристаллическая ось, к северо-западу от которой расположен Рейнский трог (Реногерцинская зона варисцид), а к юго-востоку — Тюрингский трог (Саксотюрингская зона варисцид; рис. 31, 32). В результате судетских тектонических движений в конце раннего карбона возникла складчатость и произошло горообразование. В заложившихся межгорных впадинах и прогибах накопились сероцветные молассы среднего — верхнего карбона, а затем более широко распространились красноцветные молассы красного лежня с обильными проявлениями субсквентного магматизма. В позднем палеозое на Среднегерманском кристаллическом пороге (поднятии) оформились Заальский прогиб, Мюльхаузенская мульда и, как реликт этого порога, сохранилось Рула-Лангензальцское поднятие. На продолжении к северо-востоку среднепалеозойских структур Восточной Тюрингии (Шварцбургского антиклинория, Восточно-Тюрингского синклинория и др.), ранее расположенных на крыле Среднегерманского кристаллического поднятия, возникло Восточно-Тюрингское поднятие. На северо-западе образовалось Эйхсфельдское и Верхнегарцское поднятия (Среднегерманское главное поднятие), от которых Ильфельд-Мейсдорфским прогибом отделялось Нижнегарцское поднятие (см. рис. 20). Все поздневарисцидские структуры имели здесь рудногорское простирание. В позднем палеозое произошли довольно значительные заальские и тюрингские (мосбахские) тектонические движения, носящие главным образом характер эпейрогенических и вызвавших ряд угловых несогласий.

Трансгрессия цехштейна, с которой начался платформенный этап развития, проникла на территорию Тюрингской впадины со стороны обширного бассейна, занимавшего большую часть Польско-Германской впадины. От этого бассейна в сторону Тюрингии вдавался залив, вытянутый в юго-юго-западном направлении. Конгломераты и медистые сланцы низов цехштейна отложились только в центральной части впадины, в Тюрингском прогибе, который занимал территорию несколько более широко, чем Заальский поздневарисцидский прогиб, а Эйхсфельдское и Восточно-Тюрингское поднятия оставались сушей. В Тюрингском прогибе отложились известняки цехштейна, которые сменились Верра-ангидритами. На поднятиях вместо нижних частей последних образовались нижние Верра-доломиты или рифы. Нижние Верра-доломиты отложились также по краю гряды Тюрингского Леса, что указывает на ее первое воздымание в герцинском направлении. Еще более четко это простирание ощущается по изменению мощностей нижнего и верхнего ангидритов, а также соли цикла Верра (рис. 33, 34). Особенно четко выделяется здесь Готский прогиб, вытянутый параллельно гряде

Тюрингского Леса. Следовательно, уже в нижнем цикле цехштейна отчетливо проявились герцинские простирания, хотя преобладали еще рудногорские направления.

Из карты изменения литологического состава и мощностей цехштейна 2—цикл Штасфурт (рис. 35) следует, что Эйхсфельдское и Восточно-Тюрингское поднятия, а также Тюрингской прогиб продолжают ощущаться. Вместе с тем еще более резко выделилась, как ограничивающая структура, гряда Тюрингского Леса и впервые сформировался, как северо-восточное обрамление Тюрингской впадины, выступ Герца. На северо-востоке Эйхсфельдского поднятия возник Южный Пригарцский прогиб<sup>1</sup> северо-западного простирания, который отчетливо проявился с накоплением в нем штасфуртской каменной соли мощностью более 80 м (рис. 35) и осажждением карналлита.

В цехштейне 3 (цикл Лейне) рудногорские простирания еще более оттесняются герцинскими. Максимальных мощностей (более 60 м) каменная соль достигает не в Тюрингском прогибе, а в Южном Пригарцском прогибе.

В цехштейне 4 (цикл Аллер) при осадконакоплении герцинские очертания уже господствуют над рудногорскими. Наибольшие мощности как красной соленосной глины, так и каменной соли Аллер образовались в Южном Пригарцском прогибе.

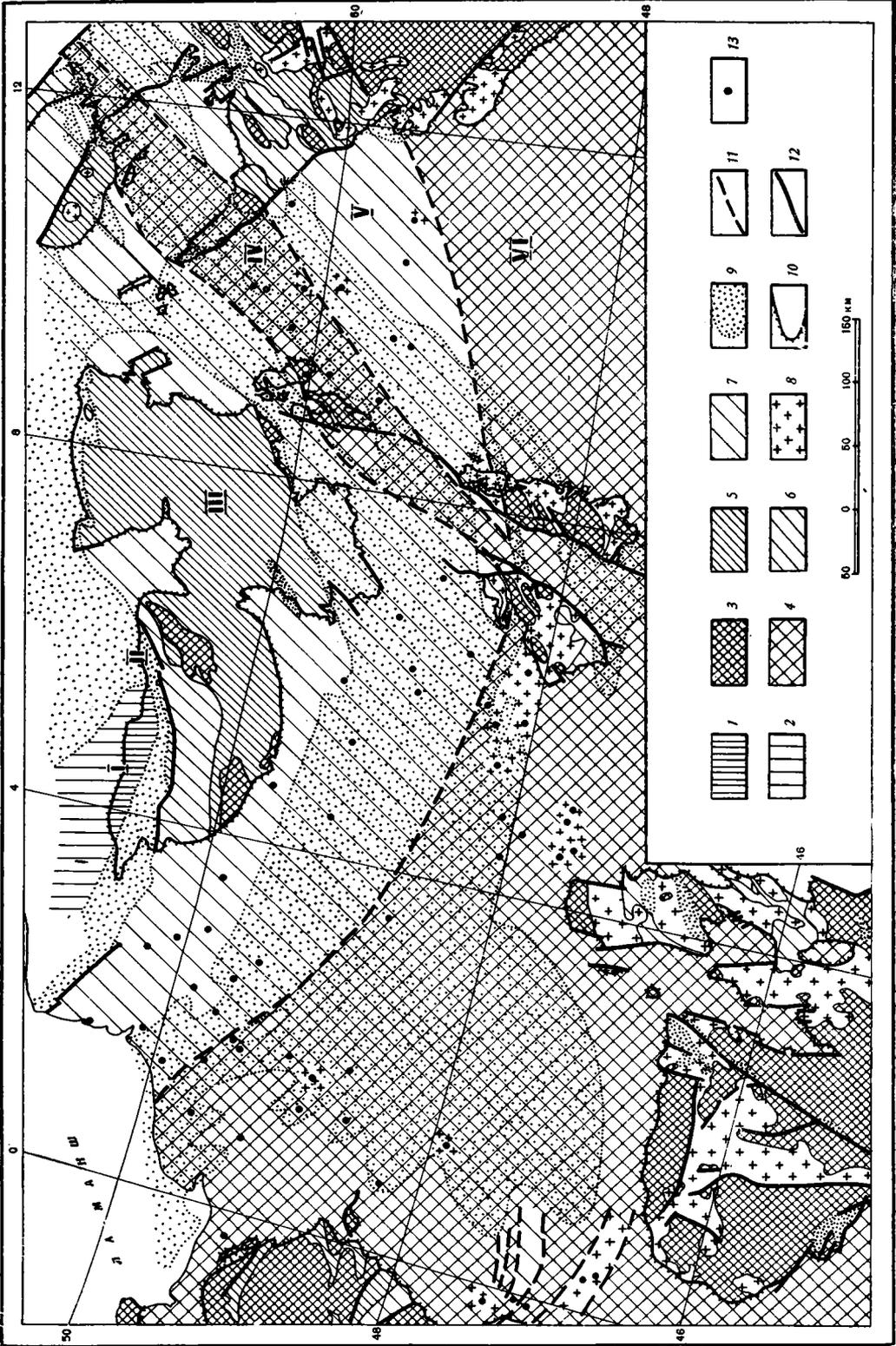
Из рассмотрения ряда карт изменения литологического состава и мощностей разных частей пестрого песчаника нижнего триаса (см. рис. 36) следует, что во время их накопления вновь стали активными рудногорские направления: проявились унаследованное прогибание Тюрингского прогиба и относительные воздымания Эйхсфельдского и Восточно-Тюрингского поднятий. Тюрингский Лес и Гарц, как структуры, ограничивавшие Тюрингский бассейн, не проявлялись. Интересно, что линии изотерм пестрого песчаника отчетливо очерчивают соответствующие структуры позднего палеозоя — Тюрингский прогиб, Мюльхаузенскую мульду и Рула-Лангензальцское поднятие (Meineke, 1966).

Нижний раковинный известняк среднего триаса представляет собой горизонт выравнивания, с небольшим изменением литологического состава и мощностей на широких площадях. В среднем раковинном известняке более отчетливо выступает влияние структур рудногорского простирания: мощность отложений в Тюрингском прогибе достигает 80—100 м, а на Эйхсфельдском и Восточно-Тюрингском поднятиях — около 50 м, каменная соль откладывалась только в прогибе — лишь в его пределах встречаются сульфаты. Та же обстановка сохранялась в позднем раковинном известняке и в раннем и среднем кейпере.

Трансгрессия позднего кейпера (рэта) двигалась из Гессенского прогиба в Готский прогиб герцинского простирания, который еще более четко оформился в лейасе (Wagenbreth, 1961).

Раннекейперские движения привели к значительной регрессии, и вплоть до севомана Тюрингия оставалась сухой. По-видимому, эти движения положили начало образованию саксонских тектонических форм, возникших в результате действия сил растяжения антигерцинского направления. В это время образовались пластинообразные глыбы и разделяющие их зоны разломов. В последующем, видимо, в конце мела (субгерцинские и ларамийские тектонические движения), произошло сжатие в антигерцинском направлении, которое окончательно сформировало современный структурный план Тюрингской впадины. В кайнозойе произошло интенсивное выщелачивание соленосных толщ, подчиненное саксонской

<sup>1</sup> Обычно этот прогиб называют Южно-Гарцским передовым прогибом. Более правильно его именовать Южным Пригарцским прогибом (см. примечание на стр. 113).



тектонике и в связи с этим происходили значительные проседания отдельных участков. В последних возникли небольшие водоемы, в которых накапливались маломощные третичные континентальные породы.

### Субгерцинская впадина

Субгерцинская впадина расположена между выступом Гарца на юго-западе и грядой Флехтинген на северо-востоке, сложенными породами палеозоя. От выступа Гарца она отделена северным краевым надвигом, от гряды Флехтинген — флексуобразным погружением палеозойских пород под верхнепермские и мезозойские отложения Субгерцинской впадины. На юго-востоке Субгерцинская впадина ограничена полем широкого распространения пород палеозоя северо-западного выступа Чешского парасписа и Галле-Хетштедтской перемычкой (седловиной), соединяющей этот выступ с выступом Гарца, а на северо-западе она открыта. Здесь ее ограничением могут служить структуры Средиземноморско-Мьезенской зоны Г. Штилле (Stille, 1925), имеющей рейнское (северо-северо-восточное) направление, в частности юрский трог Гифхорн. К юго-востоку от этой зоны Субгерцинская впадина отчетливо выделяется на геологической карте контуром распространения выполняющих ее отложений верхней перми (цехштейна), триаса и отчасти юры, мела и палеогена (см. рис. 37). В очерченных границах впадина вытянута с северо-запада на юго-восток примерно на 120 км при ширине 50—60 км. Она имеет форму неправильного пятиугольника площадью около 6 тыс. км<sup>2</sup>.

Фундамент впадины известен по выходам пород палеозоя в окружающих ее выступах и грядах, а также вскрыт рядом скважин в ее пределах. В целом он относится к Реногерцинской зоне средневропейских варисцид, для которой наиболее характерно мощное и разнообразное развитие девона. Выступ Гарца имеет форму эллипса, вытянутого с северо-запада на юго-восток (т. е. в герцинском направлении), а простираение его палеозойских структур перпендикулярно к этому направлению. Таким образом, Гарц имеет «варисцидскую» внутреннюю структуру и «герцинский» контур, выраженный в современной структуре. То же самое относится и к гряде Флехтинген (Beck, 1935; Reuter, 1964; и др.). Поэтому термин «герцинская складчатость» в том значении, какое ему придается во французской, английской и советской литературе, немецкие геологи считают неудачным и предпочитают употреблять термин «варисцидская складчатость» (Бубнов, 1935; Гертнер, Ватцнауер, 1964).

Выступ Гарца сложен различными геосинклиналиными толщами от силура до нижнего карбона, смятыми преимущественно в изоклинальные складки и прорванными молодыми (позднекаменноугольными, а может быть, даже раннепермскими) гранитами массивов Броккен и Рамберг. Во Флехтингене обнажены кульмские сланцы и граувакки с углами па-

Рис. 32. Схема строения фундамента центральной части Западно-Европейской платформы

1 — каледониды на поверхности; 2 — то же под платформенным чехлом; 3—8 — варисциды: 3 — нижний структурный ярус (P Ст — O) на поверхности, 4 — область преимущественного развития нижнего структурного яруса под чехлом, 5 — средний структурный ярус (O — D<sub>2</sub>) на поверхности, 6 — верхний структурный ярус (D<sub>3</sub> — C<sub>1</sub>) на поверхности, 7 — область преимущественного развития среднего и верхнего структурного яруса под чехлом, 8 — гранитоиды; 9 — область распространения нижней угленосной молассы (C<sub>2-3</sub>) и метагеосинклиналиного красноцветного комплекса (P<sub>1</sub>); 10 — контуры выходов палеозоя на поверхность; 11 — границы различных зон варисцид; 12 — разломы; 13 — некоторые скважины, вскрывшие породы фундамента. Зоны палеозойд: I — каледониды Брабанта; II — Субварисцидский краевой прогиб; III — Реногерцинская; IV — Среднегерманское кристаллическое поднятие; V — Саксотюрингская; VI — Молданубская.

дения слоев 10—90°, а также гоммерские кварциты (углы падения слоев до 30—40°), причем те и другие относятся к нижнему карбону. Главное складкообразование в Гарце и Флехтингене произошло в судетскую фазу (Bederke, 1962; Möbus, 1966; и др.).

В восточном предгорье Гарца широко развиты отложения среднего и верхнего карбона, выполняющие позднепалеозойский Заальский трог северо-восточного (рудногорского) простирания (Freuberg, 1935). Они резко несогласно залегают на более древних породах палеозоя и представляют собой сероцветную угленосную молассу мощностью более 1000 м. На отложениях верхнего карбона постепенно, а в местах их отсутствия резко несогласно на различных более древних породах палеозоя залегают отложения красного лежня нижней перми. Они широко распространены по окраинам Гарца, выполняют Мейсдорфскую мульду по его северному краю и подстилают значительную часть Субгердинской впадины.

Красный лежень сложен красноцветной молассой (главным образом конгломераты и песчаники) и подразделяется на две части. Для нижнего

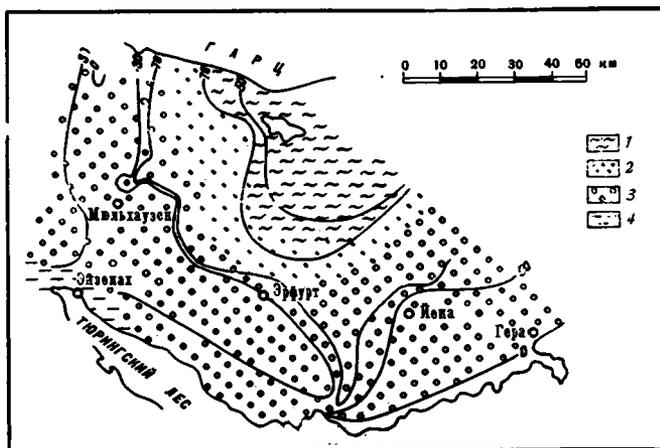


Рис. 33. Карта фаций и мощностей нижнего Верра-ангидрита Тюрингской впадины (Seidel, 1965)

1—3 — ангидриты: 1 — тонкослоистые и волнистослоистые, 2 — преимущественно волнистослоистые, иногда тонкозернистые, 3 — волнистослоистые; 4 — фация ангидритовых желваков (типа прослеживающихся во впадине Верра)

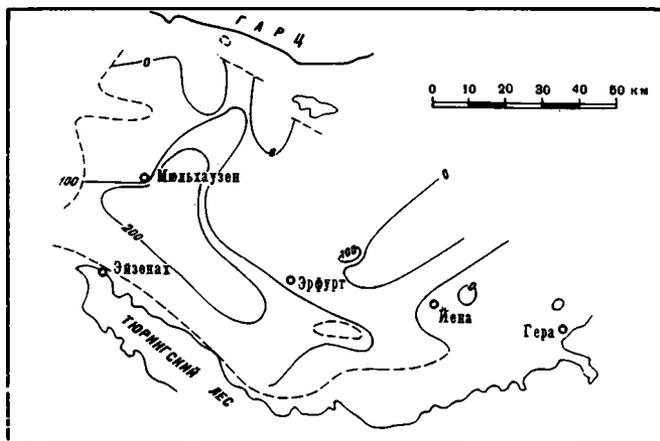


Рис. 34. Мощности Верра-каменных солей (NaCl) Тюрингской впадины (Seidel, 1965)

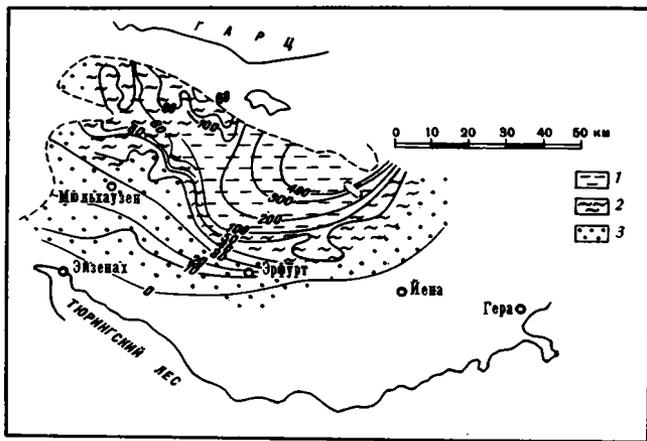


Рис. 35. Фации и мощности штасфуртской каменной соли ( $\text{Na}_2$ ) Тюрингской впадины (Seidel, 1965)

1 — район ангидритов и южногарцской каменной соли; 2 — неполосчатая и полосчатая южногарцская каменная соль; 3 — полосчатая южногарцская каменная соль

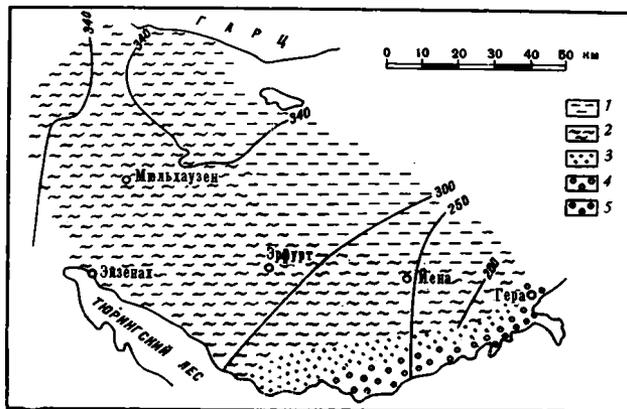


Рис. 36. Фации и мощности нижнего пестрого песчаника и сланцевой глины верхнего цехштейна Тюрингской впадины (Seidel, 1965)

1 — с оолитами; 2 — без оолитов и галек; 3 — гальки в верхней части нижнего пестрого песчаника; 4 — гальки в верхней и средней частях нижнего пестрого песчаника; 5 — гальки в верхней, средней и нижней частях нижнего пестрого песчаника

красного лежня характерны продукты субсеквентного вулканизма, представленные мелафирами, порфиритами, кварцевыми порфирами и их туфами, мощностью до 1000—1200 м (Schreiber, 1960). Между нижним и верхним красным лежнем проходит несогласие, фиксирующее заальскую фазу, по Г. Штилле. Породы среднего-верхнего карбона и красного лежня генетически связаны с развитием варисцид (значительный вулканизм, молассы), но по типу деформаций (германотипная тектоника) они ближе к более молодым отложениям платформенного чехла. Г. Штилле (Stille, 1951) по последней причине причислял их уже к чехлу. Однако позднепалеозойские молассы и сопутствовавшие им магматические породы, которые развивались в связи с варисцийской складчатостью, следует отнести к орогенному и метагеосинклинальному структурным комплексам. Только отложения цехштейна (верхней перми) представляют собой настоящий платформенный чехол. Именно четко фиксируемый грубообло-

мочный базальный слой основания цехштейна наиболее резко выражен между альпийнотипно складчатым геосинклинальным комплексом вместе с его молассовыми образованиями и их магматитами, с одной стороны, и осадочными платформенными отложениями верхней перми, мезозоя и кайнозоя, с другой (Мобус, 1966).

В пределах Гарца выделяется ряд зон, имеющих четкое северо-восточное (рудногорское) простирание (Dahlgrun u. a., 1925; Schriel, 1954; Möbus, 1966). Сравнение соответствующих пород Гарца и Флехтингена, а главным образом материалы геофизики и отчасти бурения позволили проследить простирание структур варисцийского фундамента под платформенным чехлом Субгерцинской впадины и протянуть зоны, развитые в Гарце, в район гряды Флехтинген (Reuter, 1964). В фундаменте Субгерцинской впадины с юго-востока на северо-запад выделяются следующие зоны: кристаллических пород Дессау, метаморфических пород, силурийских отложений, мощных толщ красного лежня над нижним карбоном, граувакк Танна, Бланкенбургская складчатая зона, кварцитов Хёрре-Гоммерн (рис. 38).

Намеченные зоны варисцид от Гарца прослеживаются в северо-восточном направлении вплоть до Флехтингена, по мере приближения к которому они отклоняются и приобретают более субширотное простирание. Распределение фаций и мощностей показывает, что в красном лежне Субгерцинской впадины строго выдерживаются те же северо-восточные простирания структур (Freuherg, 1935; Jubitz u. a., 1964).

С региональным несогласием на различных горизонтах красного лежня, а местами, за пределами их распространения, на более древних по-

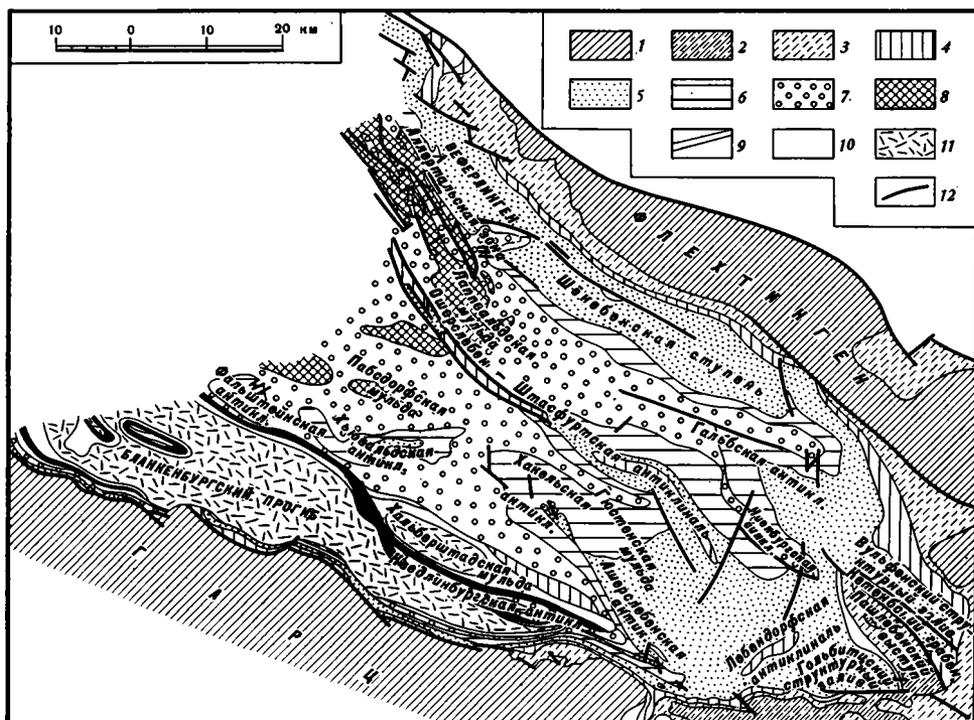


Рис. 37. Геологическая карта Субгерцинской впадины

1 — девон — нижний карбон; 2 — верхний карбон; 3 — красный лежень (P<sub>1</sub>); 4 — цехштейн (P<sub>2</sub>); 5 — пестрый песчаник (T<sub>1</sub>); 6 — раковинный известняк (T<sub>2</sub>); 7 — верхний триас; 8 — нижняя юра; 9 — нижний мел; 10 — сеноман — турон; 11 — сантон — маастрихт; 12 — разломы



Рис. 38. Строение фундамента Субгерцинской впадины и соседних районов (Reuter, 1964, упрощено)

1 — пермо-карбон и вулканиты; 2 — кульм; 3 — граувакки Танна и кварциты Хёрре-Гоммерн; 4 — девон; 5 — преимущественно силур; 6 — метаморфические силур и девон; 7 — гранит

родах палеозоя залегают отложения цехштейна, которые вместе с триасовыми и юрскими отложениями образуют первый (нижний) структурный ярус платформенного чехла. Цехштейн начинается базальным слоем конгломератов, которые сменяются вверх медистыми сланцами, а еще выше — мощной (400—2000 м) соленосной толщей (Schulze, 1959; Löffler, 1962). Над ней согласно залегают пестроцветная терригенная формация пестрого песчаника (нижний триас) мощностью до 600—650 м, которая переходит в карбонатную формацию раковинного известняка (средний триас) мощностью до 300 м и пестроцветную терригенно-карбонатную формацию кейпера мощностью до 500 м. Нижний структурный ярус чехла завершается сероцветной терригенной формацией лейаса мощностью до 100 м.

Вышележащий средний структурный ярус платформенного чехла включает отложения мела, которые довольно отчетливо (субгерцинская фаза) делятся на два подъяруса — нижний и верхний. Отложения этого яруса распространены на юге Субгерцинской впадины, в Бланкенбургском меловом прогибе. Нижний подъярус сложен песчаниковой формацией неокома мощностью 200—300 м, а верхний — карбонатно-терригенной формацией сеномана — сенона<sup>1</sup> мощностью 700—2000 м (Roll, 1953; Wunderlich, 1953; Budnoff, Jubitz, 1957; Jubitz u. a., 1964; и др.).

Верхний структурный ярус чехла сложен угленосными отложениями нижнего и среднего палеогена и морскими терригенными отложениями олигоцена. Они распространены спорадически и несогласно залегают на различных более древних породах.

Поверхность фундамента довольно хорошо отбивается по данным сейсмозаведки. К ней приурочен опорный отражающий горизонт Z (подосва соленосных отложений цехштейна). По горизонту Z Субгерцинская впадина в целом вырисовывается как резко асимметричная структура с максимальным погружением поверхности фундамента (до отметок —3200 м) на юго-западе впадины, близ Гарца (рис. 39, 40), с постепенным ее воздыманием к северо-востоку, к Флехтингену (Jubitz u. a., 1964; Putziger u. a., 1966). Эта общая картина нарушается разломами, идущими

<sup>1</sup> В отдельных местах встречаются терригенные отложения альба, которые входят в верхний подъярус.

в северо-западном направлении, в результате чего подъем поверхности фундамента происходит ступенеобразно. Следовательно, общий размах тектонических движений по поверхности фундамента (т. е. за платформенный период развития) достигает 4 км.

Субгерцинская впадина в целом хорошо выделяется относительным минимумом силы тяжести, расположенным между крупными гравитационными максимумами, соответствующими Флехтингену и Гарцу (Jubitz u. a., 1964; Lauterbach, 1964). Общее простирание аномалий силы тяжести, отражающее в основном современную структуру впадины, герцинское (северо-западное). Вычислив гравитационное влияние осадочной толщи чехла, Е. Бейн (Bein, 1966) по остаточной кривой силы тяжести определил положение кровли «базальтового» слоя (границы Конрада) вдоль профиля Гарц — Пригниц. Оказалось, что поверхность Конрада также вырисовывает Субгерцинскую впадину: под Гарцем она залегает на глубине 12 км, в районе Флехтингена воздымается до 10 км, а во впадине опущена на 18 км.

В Субгерцинской впадине развита серия почти параллельных, нередко кулисообразно расположенных, обычно узких, линейных соляных антиклиналей и разделяющих их плоских мульд (Woldstedt, 1924; Richter, 1934, 1935; Born, 1937; Lotze, 1938; Heimlich, 1956; Löffler, 1962; Jubitz u. a., 1964; и др.). Все структуры имеют герцинское простирание (с северо-запада на юго-восток).

К юго-западу от гряды Флехтинген параллельно ей вытянута структурная ступень, которая с поверхности сложена отложениями пестрого

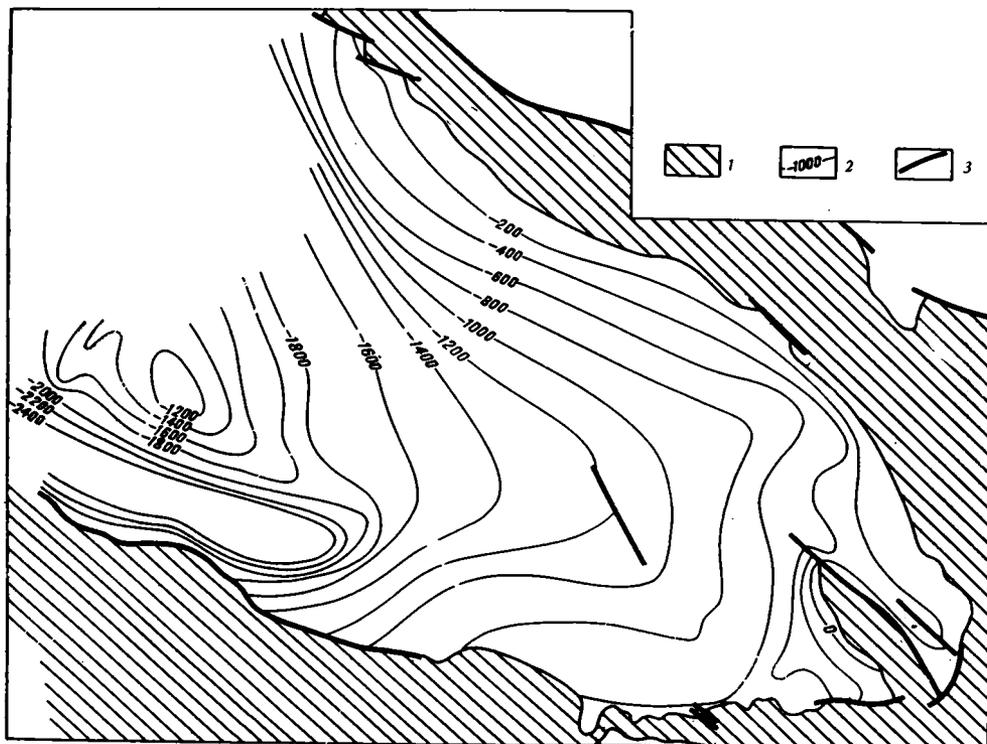


Рис. 39. Структурная карта основания цехштейна (отражающий горизонт Z) Субгерцинской впадины (по Г. Г. Рейнгардту, из Tektonische Karte..., 1965)

1 — выход пород фундамента на поверхность; 2 — стратозогипсы основания цехштейна — отражающего горизонта Z (в м); 3 — разломы

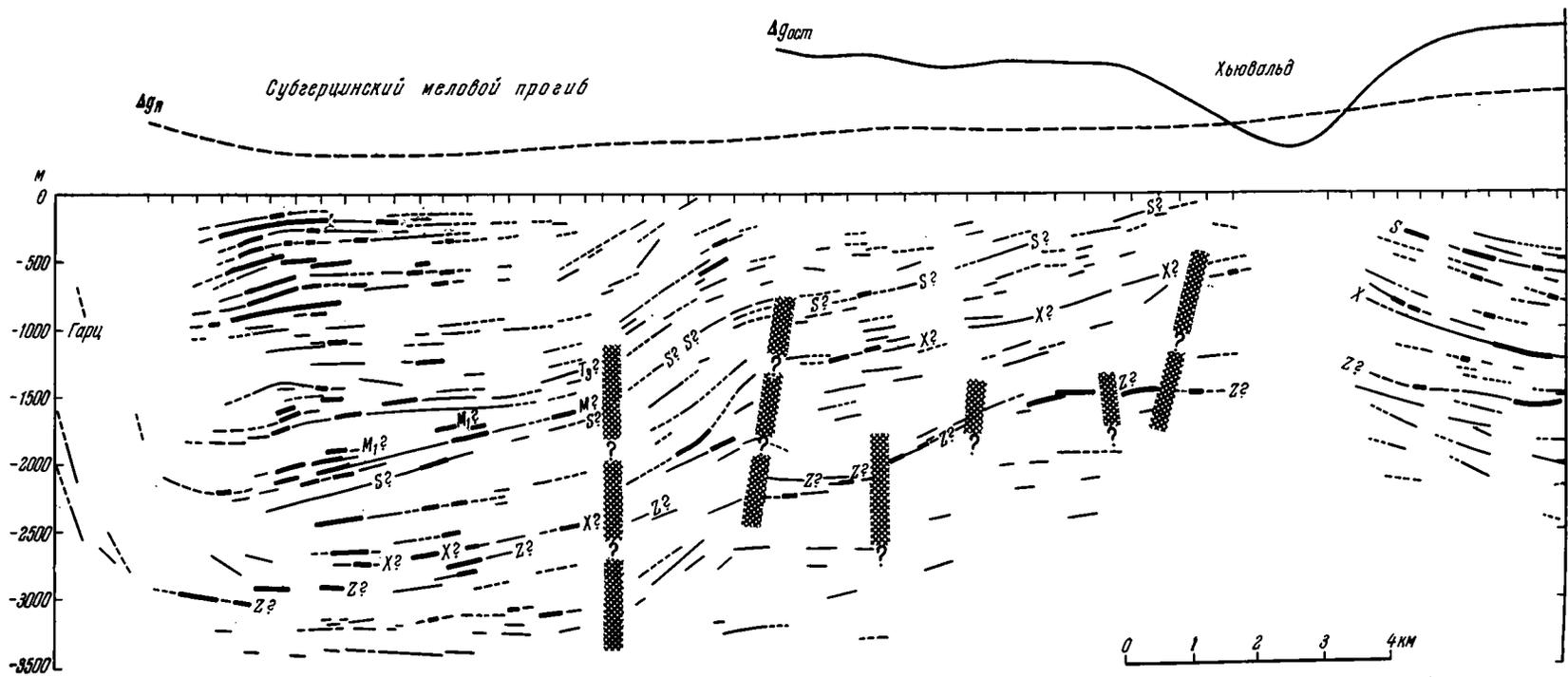


Рис. 40. Сейсмический профиль через Бланкенбургский (Субгерцинский меловой) прогиб между краевой зоной Гарца и Хьяувальдской структурой (Jubitz, Bein u. a., 1964)

Опорные отражающие горизонты приурочены к следующим стратиграфическим границам: T<sub>3</sub> — кровле триаса; K — внутри верхнего кейпера; M<sub>1</sub> — внутри верхнего раковинного известняка; M<sub>2</sub> — внутри нижнего раковинного известняка; S — подошве верхнего пестрого песчаника; X — подошве нижнего пестрого песчаника; Z — вблизи основания цехштейна

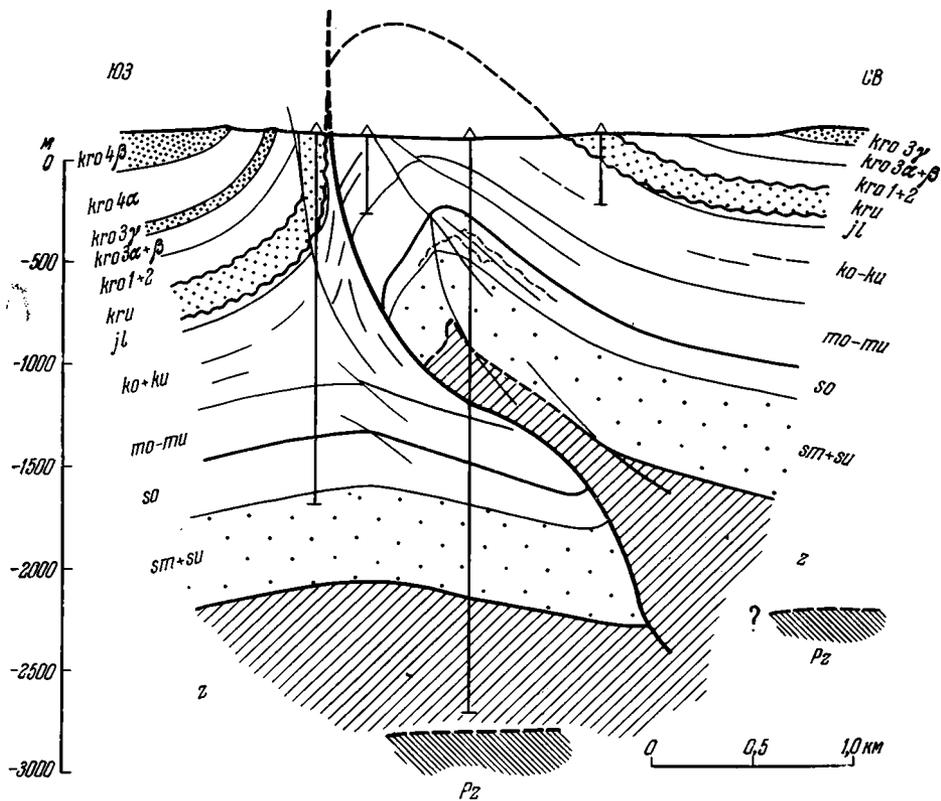


Рис. 41. Поперечный геологический разрез Кведлинбургской соляной антиклинали (Jubitz, Bein u. a., 1964)

Буквы на схеме. Pz — палеозой; Z — пехштейн; sm + su — нижний и средний пестрый песчаник; so — верхний пестрый песчаник; mo — mu — нижний и верхний раковинный известняк; ko + ku — нижний и верхний кейпер; jl — юра; kru — нижний мел; ko — верхний мел

песчаника, окаймленными выходами пород раковинного известняка. Она носит название Веферлинген-Шёнебекской триасовой плиты и протягивается на 80 км, ширина ее 8—12 км. Далее к юго-востоку расположены следующие структуры: Аллертальская зона и Кальберская антиклиналь, Лапвальдская мульда, Ошерслебен-Штасфуртская антиклиналь, Пабсдорфская мульда, Фальштейн-Хьювальд-Хакельская зона, состоящая из четырех кулисообразно расположенных антиклиналей, Хальберштадская мульда, Кведлинбургская антиклиналь и Бланкенбургский (Субгерцинский) меловой прогиб (см. рис. 37).

Большинство антиклиналей имеет длину 10—30 км и только Ошерслебен-Штасфуртская вытянута немного более чем на 60 км. Все антиклинали в ядрах содержат значительно дислоцированную соль пехштейна (Lotze, 1938; Löffler, 1962; и др.). Обычно они узкие, со сжатыми соляными ядрами, часто сопровождаются разломами и имеют круто наклоненные (до 40—60° и больше) крылья. Своды антиклиналей осложнены частными куполами и вздутиями. Реже встречаются антиклинали с более плоским и широким сводом (Фальштейнская, Хакельская и др.). У этих антиклиналей углы падения слоев на крыльях обычно равны 5—10°. Крупные разломы в их пределах не отмечены, однако в сводах также имеются раздувы мощностей соли. Для всех антиклиналей характерно залегание соли, в общем согласное с вышележащими надсолевыми толщами, хотя иногда сво-

ды антиклиналей осложнены грабенами. На поверхности свода антиклиналей сложены породами цехштейна, пестрого песчаника или более высокими слоями триаса. По мере приближения к выступу Гарца заметно возрастает амплитуда антиклиналей, и они становятся более резко выраженными. Намечается вергентность складок к юго-западу (рис. 41), в то время как надвиг Гарца направлен к северо-востоку. Ряд соляных антиклиналей на крыльях сопровождается вторичными компенсационными синклиналями, выполненными угленосными отложениями палеоцена, эоцена и морскими породами олигоцена (рис. 42). Нередко эти синклинали развиваются на обоих крыльях соляной антиклинали, причем одновременно с ростом соляной структуры намечается смещение оси вторичной синклинали к соляному ядру.

Таким образом, в Субгерцинской впадине могут быть намечены следующие морфологические типы соляных антиклиналей:

- 1) пологие, почти симметричные, с широкими сводами (Хакельская);
- 2) полно развитые, почти симметричные, с выходом соли на поверхность и образованием на крыльях вторичных компенсационных синклиналей (Ошерслебен-Штасфуртская);
- 3) обычно асимметричные, в сводовой части нарушенные разломами, нередко с образованием грабенов (Хьювальдская);
- 4) узкие, сильно сжатые, иногда даже слегка опрокинутые, асимметричные, осложненные на крыльях разломами значительной амплитуды (Кведлинбургская).

Сейсморазведочные, а отчасти и буровые материалы показывают, что соляные антиклинали, как правило, связаны с разломами подсолевого ложа (см. рис. 41) и тем самым подтверждают предположения, ранее высказанные Ф. Лотце (Lotze, 1938). Возможно, что некоторым из них в подсолевом ложе соответствует или флексурообразный изгиб, или небольшая антиклиналь (Хакельская и др.).

Мульды, разделяющие соляные антиклинали, более плоские и широкие. Они вытянуты параллельно антиклиналям, причем их ядра выполнены породами наиболее высоких горизонтов триаса или мезозойскими отложениями. На крайнем юге расположена самая крупная отрицательная структура — Бланкенбургский прогиб, вытянутый более чем на 80 км вдоль выступа Гарца, шириной 8—15 км. Он заполнен мощной толщей меловых отложений и представляет собой наиболее глубокую часть Субгерцинской впадины (см. рис. 39, 40). Породы, выполняющие Бланкенбургский прогиб (от цехштейна и до сантона включительно), на его юго-западном крыле поставлены на голову, а в непосредственной близости от надвига Гарца даже слегка опрокинуты (Jubitz, 1957). На различных более древних отложениях (до среднего триаса) с большим несогласием, трансгрессивно (рис. 43) залегают более слабо наклоненные (до 30°) породы кампана с базальными конгломератами в основании. Это несогласие намечает так называемую верхнегеродскую фазу Г. Штилле. К центру прогиба оно быстро уменьшается и вскоре становится совсем незначительным. С этой фазой связано первое существенное воздымание выступа Гарца.

На карте локальных аномалий силы тяжести в виде узких вытянутых минимумов выделяются соляные антиклинали. Локальные аномалии силы тяжести имеют четко выраженное герцинское простирание (Wein, 1966).

Как видно из сделанного выше описания, структуры фундамента Субгерцинской впадины имеют северо-восточное (рудногорское) простирание, в то время как структуры платформенного чехла четко ориентированы в почти перпендикулярном северо-западном (герцинском) направлении, т. е. здесь палицо яркое проявление наложенного характера тектоники чехла. Основные тектонические формы чехла связаны с разломами герцинского простирания, которые начали ощущаться в цехштейне и особенно

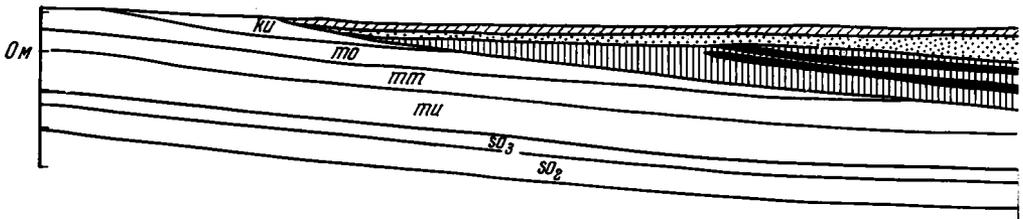


Рис. 42. Поперечный геологический разрез Южно-Эгельнской вторичной синклинали на юго-западном крыле Ошерслебен-Штасфуртской антиклинали (Jubitz, Bein u. a., 1964)

Объяснение цифр: 1 — содержащие бурый уголь отложения палеоцена — эоцена; 2 — морские третичные отложения; 3 — плейстоцен;  $A_3$  — главный ангидрит;  $K_2$  — пласт штасфуртской калийной соли;  $Na_2$  — древняя каменная соль  
Объяснение остальных букв см. на рис. 41

проявились в различные отрезки мезозоя и кайнозоя. Такое строение платформенного чехла, при котором первичной и господствующей является разломная тектоника его основания, разбитого на отдельные блоки и глыбы, при несовпадении структурных планов фундамента и чехла, весьма характерно для саксонской тектоники (Stille, 1910).

Говоря об истории геологического развития Субгерцинской впадины, нужно отметить, что Реногерцинская зона варисцид, в пределах которой возникла впадина, в конце раннего карбона претерпела главное складкообразование, после чего в межгорных впадинах накопились молассовые породы среднего — верхнего карбона и нижней перми. Как в геосинклинальном, так и в орогенном и метагеосинклинальном комплексах преобладают структуры северо-восточного простирания. На границе красного лежня и цехштейна произошел существенный тектонический перелом. Окончательно прекратился варисцидский вулканизм, закончились мощные тектонические складкообразовательные движения, значительно пенепленизировались возникшие при варисцидском орогенезе горы, и в условиях тектонического выравнивания возник крупный солеродный бассейн цехштейна. В его распространении ощущаются не только рудногорские, но и другие направления, причем главная его ось перпендикулярна к направлению варисцид (Lotze, 1938). В распределении фаций и мощностей триасовых отложений еще проявляются рудногорские (унаследованные от фундамента) простирания, но все более отчетливо появляются и северо-западные (герцинские). В виде небольшого несогласия внутри юрских отложений запечатлелись древнекиммерийские движения. Более отчетливые движения (а соответственно и несогласие) отмечаются в основании мела. В это время более резко проявились разломы герцинского простирания и усилился рост соляных антиклиналей. В течение мела интенсивно развивался Бланкенбургский (Субгерцинский меловой) прогиб. Сущест-

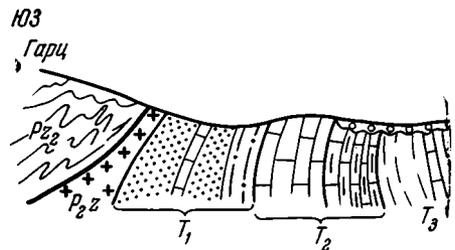
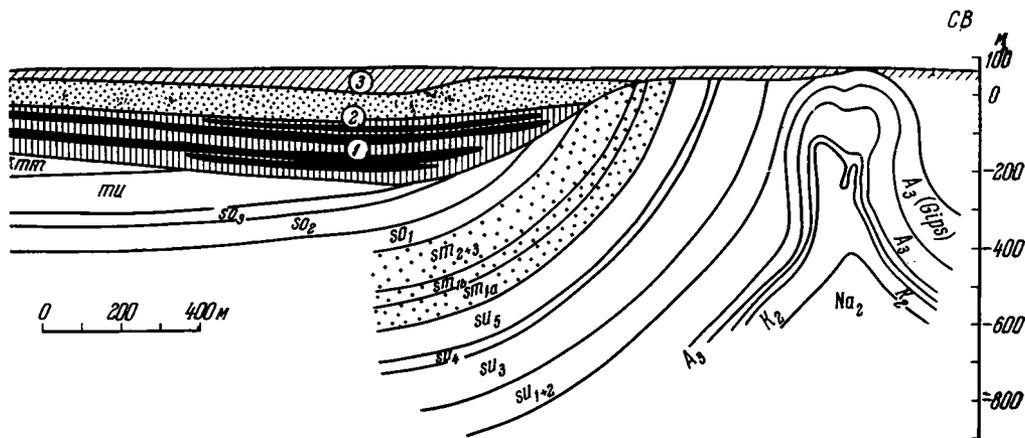


Рис. 43. Схематический поперечный геологический разрез Бланкенбургского прогиба на меридиане восточнее г. Вернигероде



венную роль в дальнейшем росте структур сыграла субгерцинская (предальбская) тектоническая фаза. В конце сантона — начале кампана произошло резкое и значительное воздымание выступа Гарца по разлому его северного края — с этого момента наметилось более четкое ограничение Субгерцинской впадины. В палеогене шел дальнейший рост соляных антиклиналей, в результате чего на их крыльях возникли вторичные компенсационные синклинали. Окончательно разлом северного края Гарца морфологически оформился лишь в позднем кайнозое (Lutting, 1955). Это доказывается тем, что в плейстоцене материковый лед перекрыл только наиболее погруженные участки Нижнего Гарца (Schriel, 1954; Mobus, 1966).

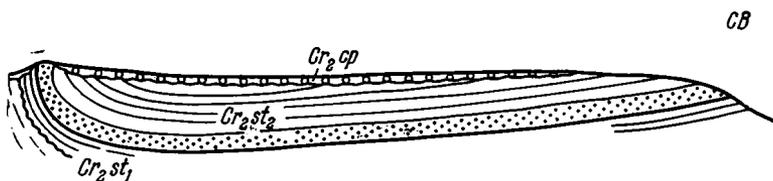
Таким образом, для Субгерцинской впадины характерна саксонская тектоника платформенного чехла, осложненная соляным тектогенезом и имеющая длительное развитие.

### Южно-Германский параплакос

Южно-Германский параплакос имеет форму равнобедренного треугольника со сторонами, протяженность каждой из которых равна 450 км, и с основанием, вытянутым вдоль фронта Альп примерно на 500 км. Его площадь достигает 95 тыс. км<sup>2</sup>. Он совпадает с Большой глыбой, выделенной В. Карле (Carlé, 1952, 1955).

На западе параплакос ограничен массивом Шварцвальда, выступами Оденвальда и Шпессарта, а также разломами Верхнерейнского грабена, имеющими северо-северо-восточное простирание.

На востоке Южно-Германский параплакос ограничен Франконской линией разломов, проходящей вдоль юго-западного края гряды Тюрингского Леса, а также серией кулисообразно расположенных разломов



украины Чешского парасписа (разлом Баварского Пфяля, Дунайский краевой разлом и др.). Все эти разломы имеют герцинское простираание и амплитуду вертикального смещения до 1000 м (Wurm, 1961). Морфологически разломы оформились в позднегерцинское время. Так, разрывы Франконской линии смещают отложения миоцена (Hofmann, 1955; Schröder, 1958). В олигоцене и раннем миоцене отмечаются также смещения Дунайского краевого разлома и разлома Баварского Пфяля (Tillmann, и. а., 1951). Обе системы разломов, ограничивающие парапласос, — рейнская на западе и герцинская на востоке — сходятся к югу от г. Касселя в вершине названного выше треугольника. Здесь расположены выступы пород фундамента (Рихельсдорф и Верра), находящиеся на продолжении гряды Тюрингского Леса и являющиеся северным ограничением парапласоса.

Южная часть Южно-Германского парапласоса вовлечена в опускание Предальпийского краевого прогиба. Как мезозойские отложения парапласоса, так и альпийские молассы прогиба в целом образуют пологую моноклиналию, наклоненную к югу, в сторону Альп. Только в узкой полосе близ гор породы прогиба сильно смяты, образуя южную (субальпийскую) складчатую зону краевого прогиба — зону складчатой молассы (Elberskirch, Lemcke, 1953; Carlé, 1955; Ganss, 1955; Heeremann, 1956; и др.). Сочленение этих двух зон краевого прогиба — моноклиналией северной и сильно дислоцированной южной — представляет собой структурный уступ, выраженный разломами обычно типа надвигов или флексурой. Эта граница между складчатыми субальпийскими и нескладчатыми внешнеальпийскими молассами и должна быть принята за южную границу Южно-Германского парапласоса.

Фундамент Южно-Германского парапласоса включает три зоны средневропейских варисцид рудногорского простираания: на крайнем севере небольшую часть Реногерцинской, в центре Саксотюрингскую и на юге Молданубскую (см. рис. 32). Следует отметить, что продолжение на запад последней зоны, к которой относится большая часть Чешского парасписа западнее Эльбы, в значительной степени спорно. Предположительно к ней относят Средний Шварцвальд (Kossmat, 1927, Бубнов, 1935; Stille, 1951; Carlé, 1955; и др.), который под платформенным чехлом впадины соединяют с Молданубской зоной Чешского парасписа, хотя между разрезами обоих районов имеются существенные различия — мощный флишевый разрез девона и низов нижнего карбона в первом районе и его полное отсутствие во втором (Гертнер, Ватцнауер, 1964).

Допермские породы под платформенным чехлом парапласоса вскрыты немногими скважинами (рис. 44). Их возраст варьирует от докембрия до раннего карбона (Trusheim, 1964).

Данные бурения подтверждают существование поднятия Шпессарт, вытянутого от одноименного выступа к северо-востоку. Здесь скважинами вскрыты докембрийские ортогнейсы и граниты. На северо-западном и юго-восточном склонах поднятия обнаружены различные сланцы, по-видимому, нижнего палеозоя.

Далее к юго-востоку, в районе от Крайхгау до Франкенвальда, бурением вскрыты мало измененные осадочные породы ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Это известковые сланцы и кварциты верхнего девона и глинистые сланцы нижнего карбона (скважина Миттельберг), глинистые сланцы с прослоями диабазов верхнего девона (скважина Поппенрет близ Нюрнберга), углистые сланцы силура (скважина Боксдорф, там же), глинистые сланцы и известняки девона или нижнего карбона (скважина Ингельфинген), кварцитовые сланцы ордовика (скважина Боксберг) и др. (Wurm, 1961; Trusheim, 1964). Все эти породы дислоцированы (углы наклона слоев 10 — 90°), более или менее сланцеваты

и очень незначительно метаморфизованы. В скважине Вейкерсгоф, близ Нюрнберга, был обнаружен поздний гранит, который одни исследователи (Wurm, 1929; Trusheim, 1964) считают послесудетским, а другие (Dogn, 1960) относят к красному лежню. Далее к югу, в швабской части впадины, а также в Восточной Баварии, в пределах Винделизийского поднятия, под триасовыми отложениями вскрыты в основном молданубские граниты и гранито-гнейсы.

Немногочисленные и разбросанные по площади точки вскрытия допермских пород во многих случаях не позволяют с достаточной достоверностью определить региональное положение обнаруженных скважинами пород. Так, неясно структурное положение гранита в скважине Киссинген-Верхауз, сиенита в скважине Вольках 1 и др. (Trusheim, 1964).

Как и на территории Тюрингской впадины, в пределах Южно-Германского парапласа в позднем карбоне залежились, а в ранней перми оформились те основные поднятия и прогибы северо-восточного простирания, которые наиболее определенно наметил еще Б. Фрейберг (Freiberg, 1935). Контуры этих поднятий и прогибов в дальнейшем были уточнены В. Карле (Carlé, 1952, 1955), а в последнее время Ф. Трусгеймом (Trusheim, 1964).

На непосредственном продолжении к юго-западу Заальского прогиба Тюрингии и Оберхофской мульды Тюрингского Леса, являющейся частью этого прогиба, бурением прослежен Оос-Заальский, или Крайхгау-Заальский, прогиб, выполненный красным лежнем. Последний представлен, как и в Тюрингии, главным образом красноцветными конгломератами, песчаниками и аргиллитами общей мощностью до 1000 м и более. Магматические породы встречаются редко. На юго-западе Оос-Заальского прогиба Северо-Шварцвальдским поднятием обособлялся узкий Оффенбургский прогиб, который, в свою очередь, Верхнерейнским поднятием отделялся от Шрамбергского прогиба (рис. 45).

На юго-западе Оос-Заальский прогиб ограничен Южно-Германским Главным поднятием Б. Фрейберга, или поднятием Фихтельгебирге А. Вурма, причем последние данные бурения показывают, что край этого поднятия проходил несколько дальше к северо-западу, чем предполагалось ранее (ср. рис. 44 и 45). Скорее всего это поднятие отделялось от расположенного к северо-востоку Шварцбургского поднятия седловиной района г. Кобурга, в которой развиты маломощные отложения красного лежня.

К юго-востоку от Шварцбургского поднятия расположена небольшая, но глубокая Штокгеймская мульда, в которой мощность красного лежня достигает 900 и даже 1050 м (Herrmann, 1958a, б; Stephan, 1956, 1959).

На юге впадины располагалось крупное Винделизийское поднятие, почти непрерывно соединявшее Шварцвальд и Алеманиш-Богемское поднятие. Лишь в районе западной оконечности Боденского озера в узком прогибе накапливались породы красного лежня мощностью 500 м и верхнего карбона мощностью около 150 м. Аналогичный небольшой прогиб находился в Восточной Баварии, в районе юго-восточного склона возвышенности Ландсхут-Кеуеттинхай (Порт, 1964).

С северо-запада Оос-Заальский прогиб ограничен поднятием Шпесарт-Рула (рис. 45), которое, как показало бурение, не является единым, а распадается на отдельные поднятия, разделенные седловинами (см. рис. 44). Крупное Шпесартское поднятие разделено плоской неглубокой Шлюхтернской седловиной от более мелкого Рёнского поднятия. Последнее также отделено поперечной седловиной от поднятия Рула. Поднятия лишены отложений красного лежня, а через разделяющие их седловины эти породы с Оос-Заальского прогиба переходят в крупный Саар-Зелькский прогиб, который почти без перерыва протягивается от Саара до Эйзенахской мульды. Мощность красноцветной молассы красного лежня, представ-

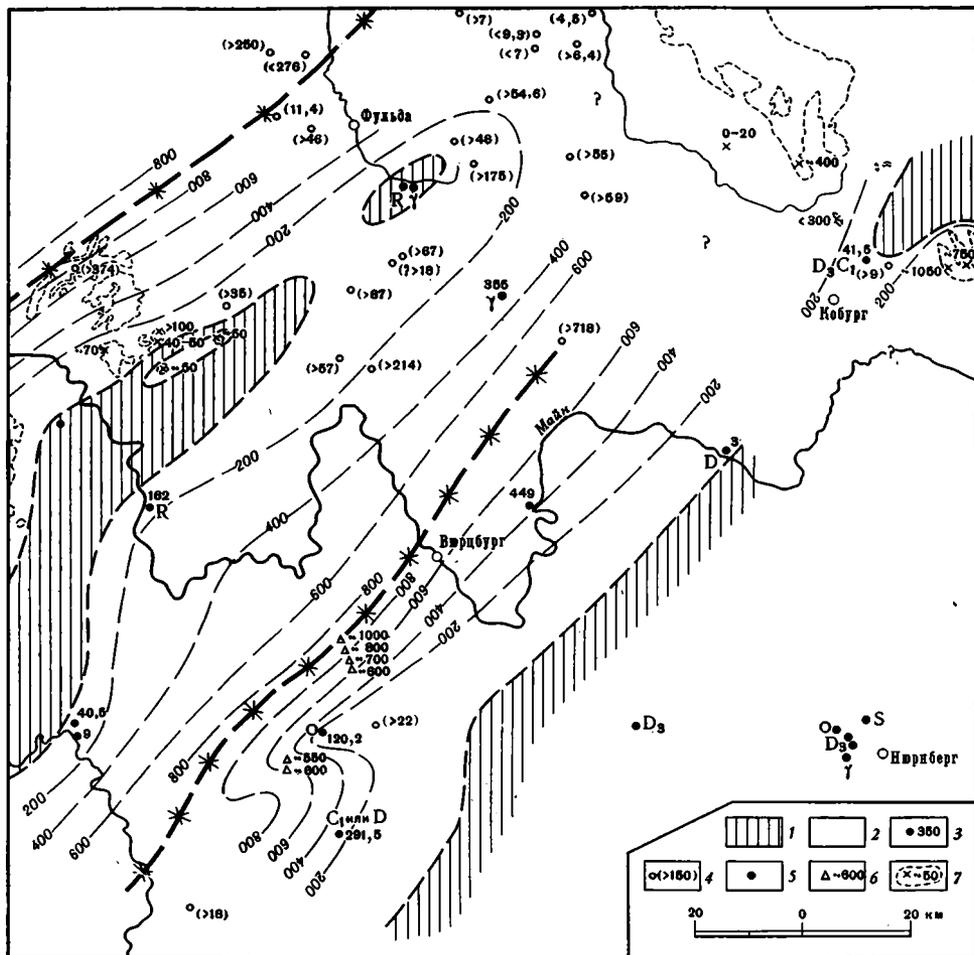


Рис. 44. Мощности отложений красного лежня Южно-Германского параплекоса (Trusheim, 1964)

1 — область отсутствия отложения красного лежня; 2 — область распространения отложений красного лежня; 3 — скважины, прошедшие отложения красного лежня, и их мощности; индекс — возраст подстилающих пород; 4 — скважины, вскрывшие отложения красного лежня, и вскрытая мощность последних; 5 — скважины, в которых отложения красного лежня отсутствуют; 6 — мощность красного лежня по данным сейсмозвездки; 7 — обнажения красного лежня и его мощность

ленной терригенными породами с отдельными прослоями эффузивов, только на склоне поднятия Шпессарт-Рула в этом прогибе достигает 1050 м. Скорее всего в осевой части Оос-Заальского и Саар-Зельского прогибов на территории Южно-Германского параплекоса в отдельных наиболее глубоких мульдах в виде небольших пятен развиты отложения и верхнего карбона, однако они не вскрыты бурением. Северо-западнее Саар-Зельского прогиба расположено крупное Среднегерманское Главное поднятие.

Все перечисленные выше варисийские структуры имеют четко выраженное северо-восточное (рудногорское) простирание.

Поведение поверхности пород собственно геосинклинального комплекса фундамента хорошо видно на структурных картах, составленных Ф. Трусгеймом (Trusheim, 1964) для северной части Южно-Германского параплекоса (рис. 46) и К. Фуксом и др. (Crustal..., 1964) для территории всего

параплакоса (рис. 47). Карта большей, северной, части Южно-Германского параплакоса очень близка к структурной карте, опубликованной ранее Ф. Брейером (Breuer, 1956). Первая из приведенных карт основана главным образом на данных глубокого бурения с учетом материалов сейсмо-разведки, а вторая, наоборот, в основном базируется на сейсмических данных и расчетах гравиметрических и магнитометрических аномалий. В основных чертах они сходны между собой. Скорости продольных волн горизонта, приуроченного к допермской поверхности, колеблются от 4,5 до 6,2 км/сек. В некоторых районах (особенно в Предальпийском краевом прогибе) возможен перескок с указанного горизонта на поверхность раковинного известняка, характеризующегося также высокими значениями продольных волн.

В структуре рассматриваемой поверхности господствуют рудногорские поднятия. Хорошо выделяются поднятия Шпессарта и Рёна, которые оконтуриваются стратоизогипсами +100 — +300 м. К северо-западу от них поверхность доорогевных пород погружается до отметок ниже —900 м в Саар-Зельском прогибе, а к юго-востоку понижается еще глубже, до —1400 м, в осевой части Оос-Заальского прогиба (рис. 48). Следовательно, размах колебаний этой поверхности здесь превышает 1500—1700 м. Южно-Германское (или Фихтельгебиргское) поднятие вновь выделяется положительными отметками залегания поверхности фундамента. От него в северо-западном (герцинском) направлении отходит поперечное поднятие (седловина) Рис — Таубер. По стратоизогипсам —800 и —600 м выделяется Шрамбергский прогиб. К югу от названных выше структур, за флексурой северного борта Предальпийского краевого

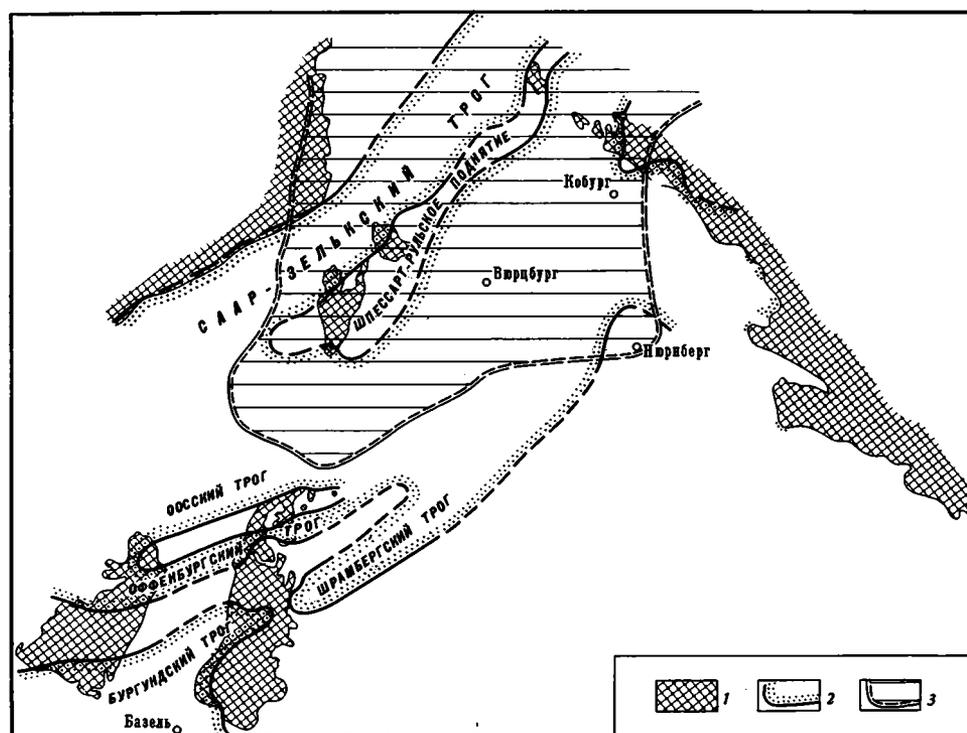


Рис. 45. Распределение областей поднятий и прогибаний во время отложения красного лежня и распространение цехштейна (Carlé, 1955)

1 — породы палеозоя на поверхности; 2—3 — контур распространения отложений: 2 — красного лежня, 3 — цехштейна

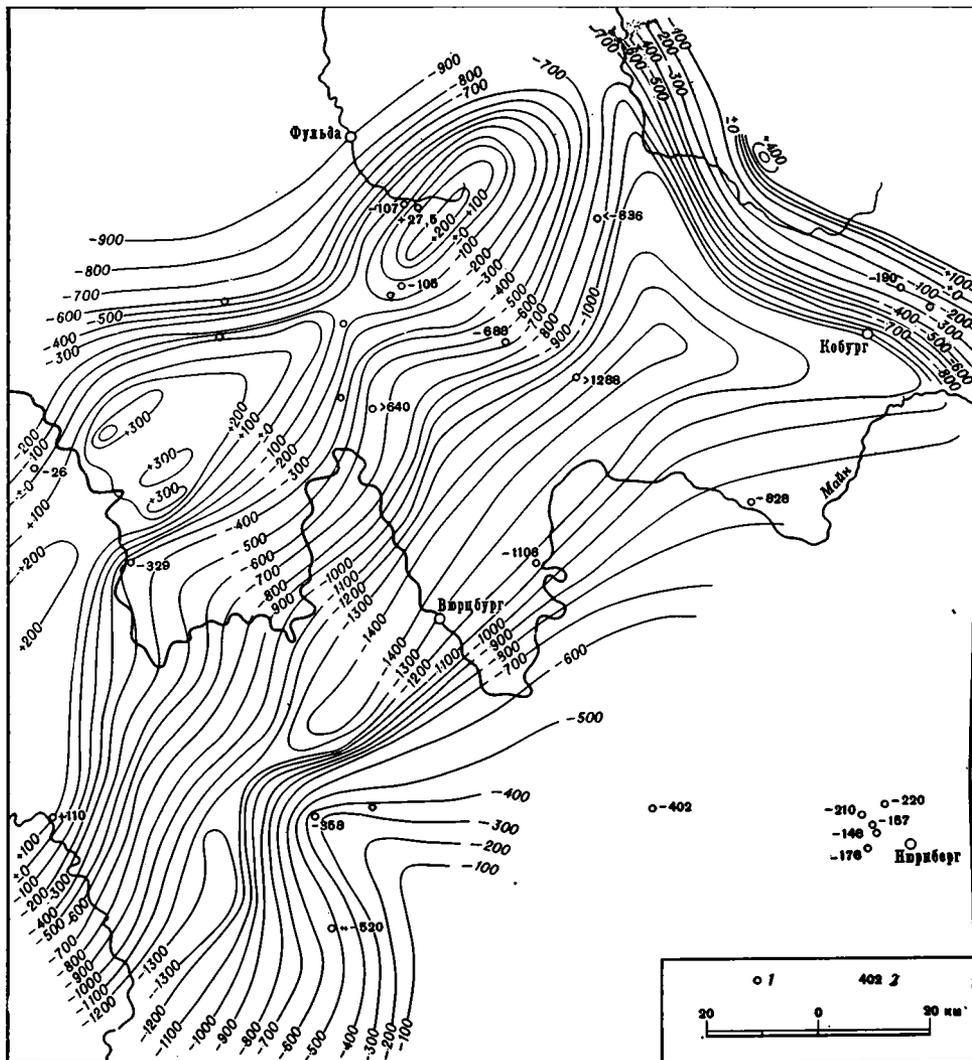


Рис. 46. Структурная карта подошвы пермских отложений Южно-Германского параплакса (Trusheim, 1964)

1 — свавжина; 2 — абсолютная отметка подошвы пермских отложений (в м)

прогиба, происходит значительное погружение поверхности пород геосинклинального комплекса до отметок минус 4 — минус 5 км и ниже. Герцинское простирание стратонизогипс четко намечается близ гряды Тюрингского Леса, в сторону которого доорогенный фундамент быстро подымается.

Платформенный чехол Южно-Германского параплакса начинается отложениями соленосной формации цехштейна (верхняя пермь). С этого времени намечается значительный тектонический перелом. В основании цехштейна почти всюду прослеживается цехштейновый конгломерат (или белый лежень), который трансгрессивно, нередко несогласно залегает на породах вариссийского фундамента. Наибольшие мощности (35—46 м) этих конгломератов приурочены к юго-восточному склону поднятия Шпесарт и Рён, а наименьшие (до 10 м) — к районам осевых частей прогибов красного лежня.

Вышележащие породы морского цехштейна, как и в Тюрингской впадине, подразделяются здесь на те же четыре цикла, причем отложения цехштейна 1 составляют главную часть всего их разреза (рис. 49). В цехштейне по прогибу в основном рейнского простирания море прорвалось далеко в глубь варисцид. В отличие от западного и большей части восточного краев цехштейнового бассейна, простирающихся почти меридионально, юго-восточный край его сохранил варисцидское направление, причем в течение всей этой эпохи береговые линии бассейна, носящего здесь название Франконского, были довольно постоянны. Как видно, Франконский бассейн цехштейна представлял собой непосредственное продолжение бассейна Верры. Последний к югу делился на два залива: узкий и круто поднимающийся к юго-западу залив Фульды и более широкий и ровный Франконский. Они были разделены поднятием Шпессарта. В виде острова выделялось и поднятие Рула (Dittrich, 1966). На юге Франконский бассейн, в свою очередь, делился еще на два: Кобургский, имеющий герцинское простирание, и Вюрцбургский, продолжающийся на юго-запад за реки Неккар и Рейн. На северо-востоке намечается интенсивное воздымание Франконского бассейна к гряде Тюрингского Леса, герцинское поднятие которой впервые четко ощущается с цехштейна. Все описанные взаимоотношения хорошо видны на карте мощностей отложений морского цехштейна (см. рис. 49). Их мощность достигает в Кобургском и Вюрцбургском прогибах 250 м, в прогибе Фульды — более 500 м, а мощность соли цехштейна 1 — до 100—150 м в двух первых прогибах и до 200—300 м в третьем.

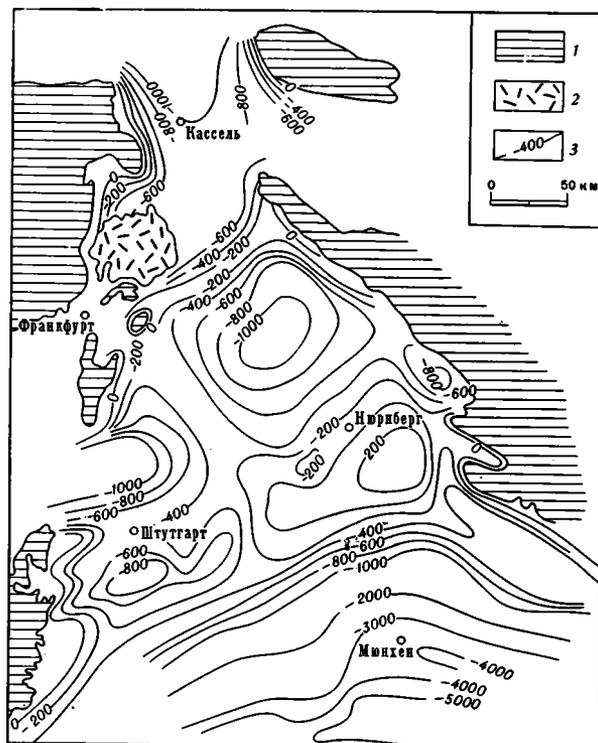


Рис. 47. Структурная карта поверхности пород геосинклинального комплекса фундамента Южно-Германского параплакса (Crustal., 1964)

1 — выходы пород фундамента на поверхность; 2 — базальты Фогельсберга; 3 — стратонизогипсы (в м)

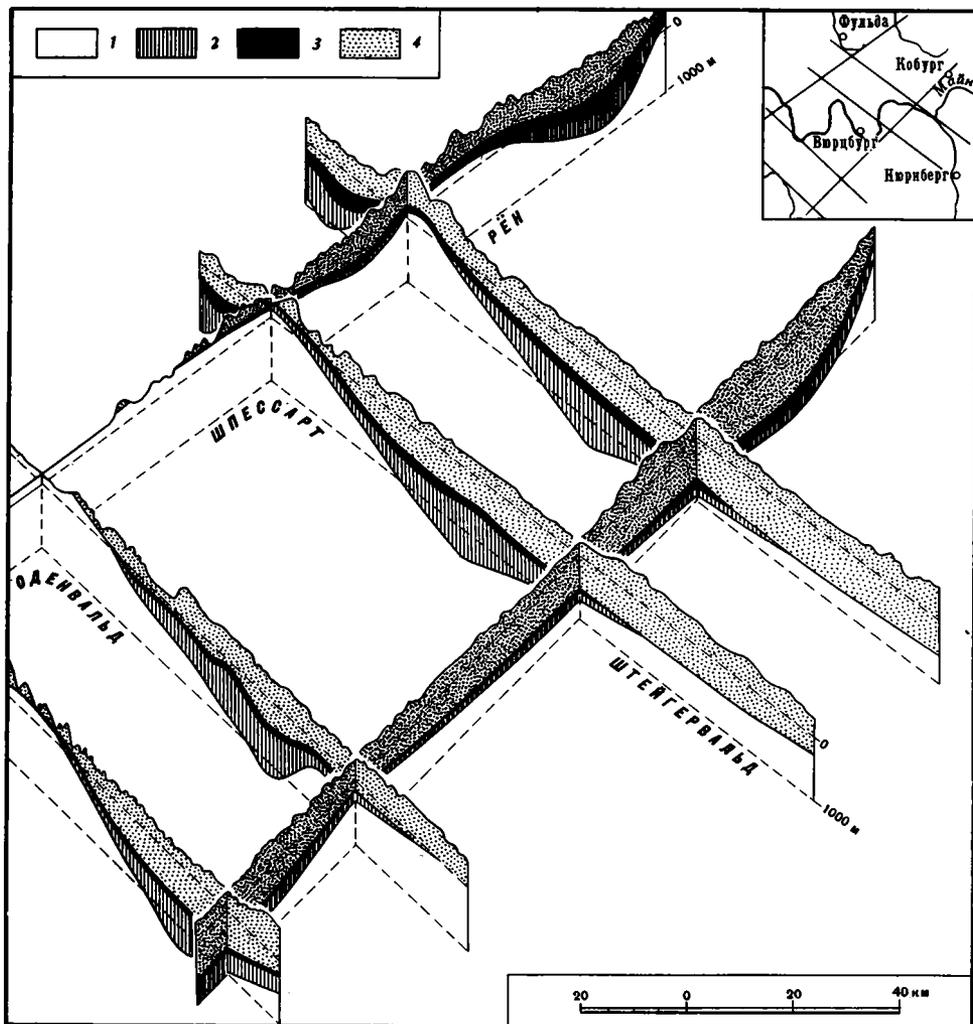


Рис. 48. Геологические разрезы северной части Южно-Германского параплекоса (Trusheim, 1964)

1 — допермские породы; 2 — красный лежень; 3 — цехштейн; 4 — триас

Триас Южно-Германского параплекоса в общих чертах аналогичен триасу Тюрингской впадины. Пестрый песчаник обнажен по окраинам параплекоса главным образом на его севере и западе, а также пройден многими скважинами в его центральной части. Отложения пестрого песчаника на основании литологических особенностей и электрокаротажных данных подразделяются на ряд свит и слоев. Они залегают согласно на отложениях цехштейна и трансгрессивно на различных более древних породах палеозоя. В пределах центральной части Винделизийского поднятия, погребенного под молассами краевого прогиба, отложения пестрого песчаника отсутствуют. Нижний и средний пестрый песчаник образует пестроцветную терригенно-карбонатную, а верхний (рёт) — пестроцветную соленосную терригенно-карбонатную. Мощность отложений пестрого песчаника достигает 500—700 м (рис. 50). Преобладающим направлением структур, как и в Тюрингской впадине, является рудногорское, хотя на западе и северо-востоке района отмечаются изопакиты герцинского простирания.

Отложения раковинного известняка среднего триаса, согласно залегающие на породах пестрого песчаника, представлены доломито-известняковой формацией мощностью до 200—270 м, а верхний триас (кейпер) — терригенно-карбонатной формацией мощностью до 450 м. В среднем раковинном известняке и среднем кейпере имеются пласты каменной соли мощностью до первых десятков метров. В пределах Винделизийского поднятия раковинный известняк или отсутствует или представлен преимущественно терригенными отложениями, а кейпер имеет мощность всего 110—150 м. В среднем и позднем триасе в общем сохранилась прежняя тенденция развития структур.

Отложения цехштейна и триаса составляют нижний структурный ярус платформенного чехла Южно-Германского парапласа, который может

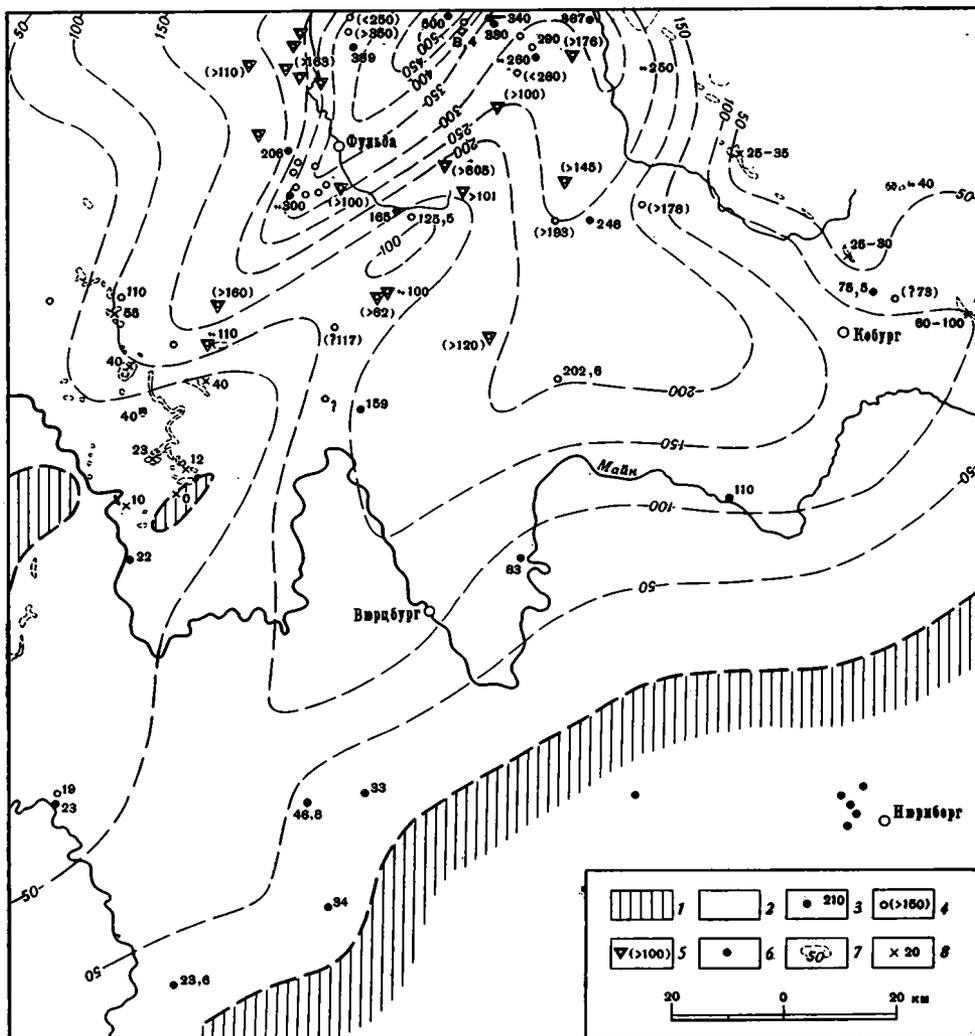


Рис. 49. Мощности отложений цехштейна Южно-Германского парапласа (Trusheim, 1964)

1 — области отсутствия отложений цехштейна; 2 — области распространения отложений цехштейна; 3 — скважины и мощность отложений цехштейна; 4 — скважины и вскрытая мощность отложений цехштейна; 5 — мощность соли; 6 — скважины, в которых цехштейн отсутствует; 7 — контуры выходов цехштейна на поверхность; 8 — мощность цехштейна в обнажениях

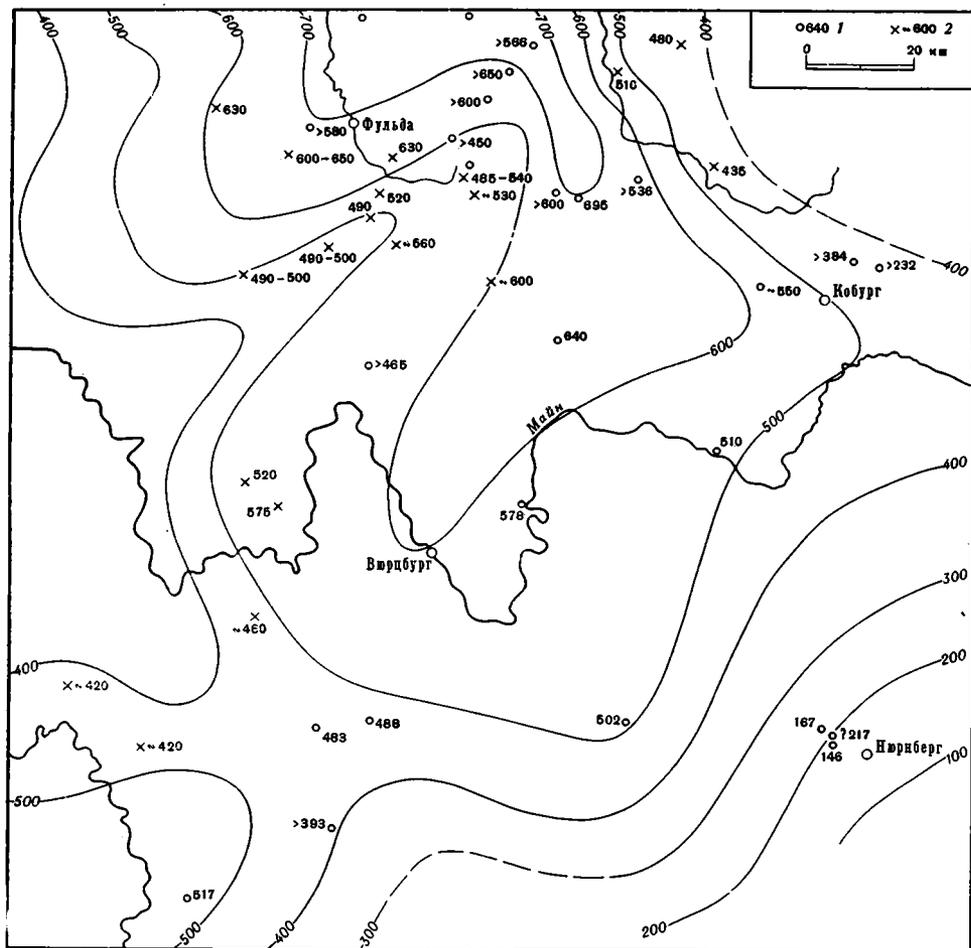


Рис. 50. Мощности отложений пестрого песчаника Южно-Германского параплакса (Trusheim, 1964)

1 — мощность отложений пестрого песчаника в скважинах; 2 — то же в обнажениях

быть разделен соответственно на два подъяруса: цехштейновый и триасовый. Юрские отложения слагают широкие кузсты Швабского Альба и Франконского Альба, разделенные округлой кратерообразной котловиной Рис. В классических обнажениях этих гор выделяются все стратиграфические подразделения юры. Они сложены терригенно-карбонатной формацией лейаса, средней и низов верхней юры мощностью до 250—300 м и карбонатной формацией кимеридж-титона мощностью до 400—500 м, образуя второй структурный ярус чехла Южно-Германского параплакса.

Нижне- и верхнемеловые терригенно-карбонатные отложения мощностью более 1000 м распространены только в юго-восточной части впадины, в основном в пределах Предальпийского краевого прогиба. Они отлагались во вдающихся с юга двух заливах: Браунауского, идущего вдоль Чешского парасписа до Гольфельда, и Вассербургского, доходящего до Зальнхофена и почти до котловины Рис (Trusheim, 1963; Bentz, 1949; Порт, 1964). Меловые отложения образуют третий структурный ярус чехла, подразделяющийся на два подъяруса: валанжин-готеривский и сеноман-кампанский.

Южная часть параплекоса перекрыта молассовыми толщами Предальпийского краевого прогиба, по возрасту относящимися к раннему олигоцену — плиоцену и имеющими мощность до 2—3 и даже 4 км.

В пределах Южно-Германского параплекоса в неогене были широко развиты базальтовые потоки, жилы и небольшие трубки взрыва. Все эти проявления вулканизма сосредоточены на севере и юго-западе параплекоса. Наиболее обширная площадь распространения базальтовых потоков расположена на севере, в районе Фогельсберг. Многочисленные базальтовые покровы возвышенности Рён, по-видимому, являются их останцами. На юге примечательна крупная (диаметром 25 км) кратерообразная структура Рис, которую обычно также связывают с неогеновым вулканизмом. Однако она может быть и метеоритным кратером (Гертнер, 1964).

Поведение подошвы платформенного чехла хорошо видно на структурной карте основания морского цехштейна (рис. 51) для северной части Южно-Германского параплекоса. Для ее южной части в районах отсутствия отложений цехштейна подошва платформенного чехла отражена на ранее приведенной нами структурной карте (см. рис. 47). По этой поверхности хорошо выделяется поднятие Шпессарта и отделенное от него сед-

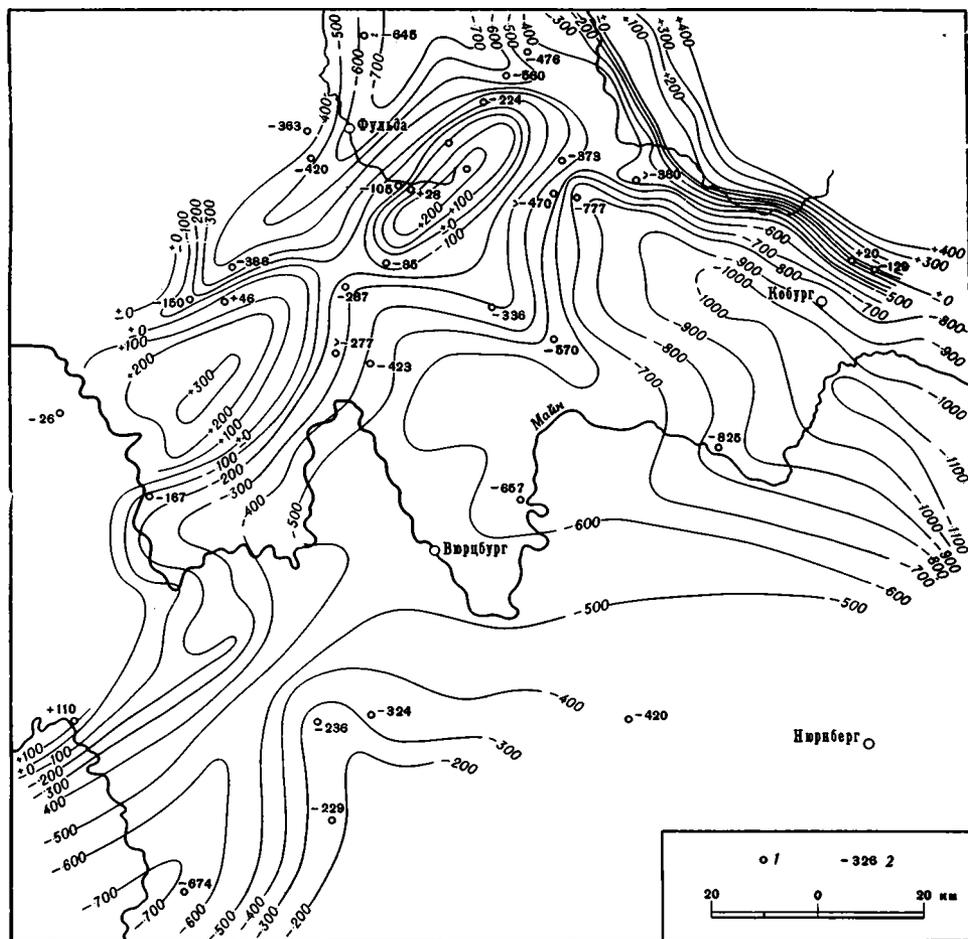


Рис. 51. Структурная карта подошвы морского цехштейна Южно-Германского параплекоса (Trusheim, 1964)

1 — скважина; 2 — абсолютные отметки подошвы отложений цехштейна (в м)

ловиной Рёнское поднятие. Оба они имеют четкое рудногорское прости-  
 рание, хотя от последнего в меридиональном направлении отходит струк-  
 турный нос. Амплитуда поднятия Шпессарта по отношению к прогибу  
 Крайхгау достигает 1000 м. Этот прогиб также имеет северо-восточную  
 ориентировку, хотя и менее резко выраженную, чем по подошве пермских  
 пород. На востоке четко вырисовывается стратоизогипсами —1000 и  
 —1100 м прогиб Франконского Альба, имеющий герцинское простира-  
 ние. К гряде Тюрингского Леса подошва платформенного чехла резко возды-  
 мается.

Те же основные структурные элементы намечаются на карте подошвы  
 отложений триаса (рис. 52). Только вместо седловины к северо-востоку  
 от прогиба Крайхгау вырисовывается Франкское поднятие (называемое  
 обычно «щитом»).

Наиболее отчетливо структурные элементы Южно-Германского пара-  
 плакса видны на структурной карте поверхности раковинного известняка  
 (рис. 53). Структурные формы здесь имеют три главных направления:  
 рудногорское, герцинское и рейнское, причем два последних преобладают.  
 Рейнское простираение структур наиболее отчетливо выступает в запад-

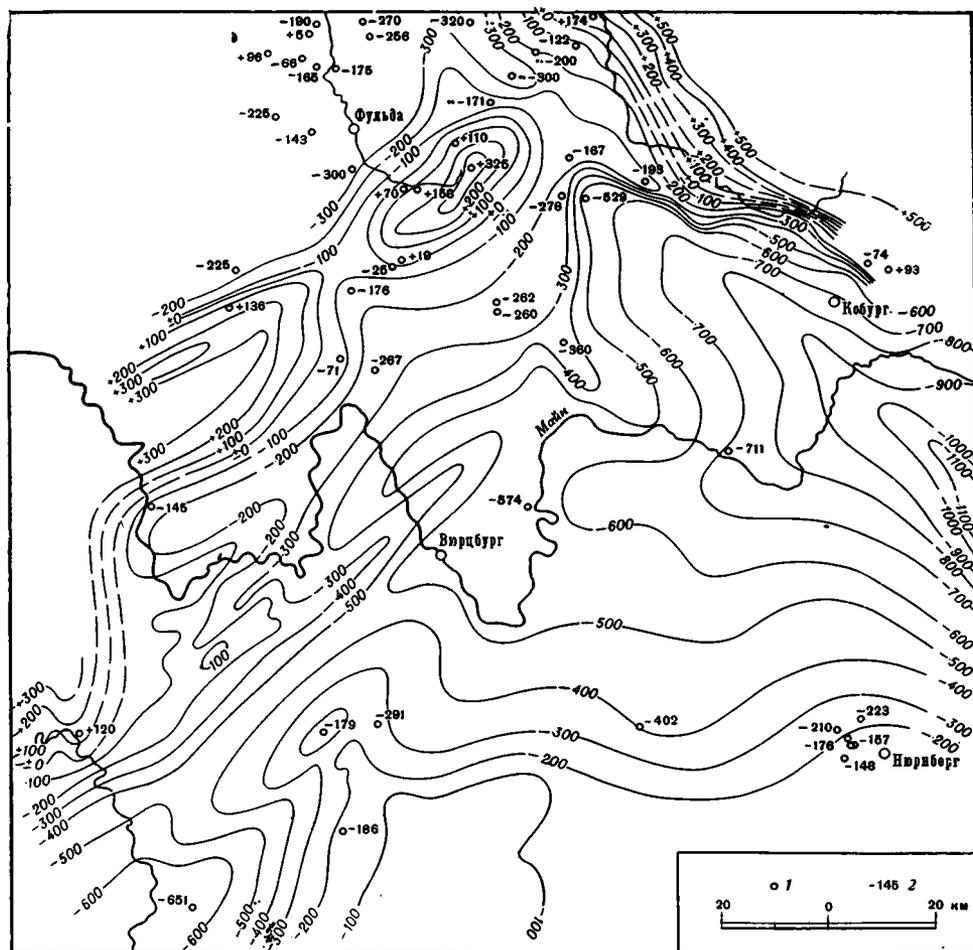


Рис. 52. Структурная карта подошвы отложений триаса Южно-Германского пара-  
 плакса (Trusheim, 1964)

1 — скважины; 2 — абсолютные отметки подошвы отложений триаса (в м)

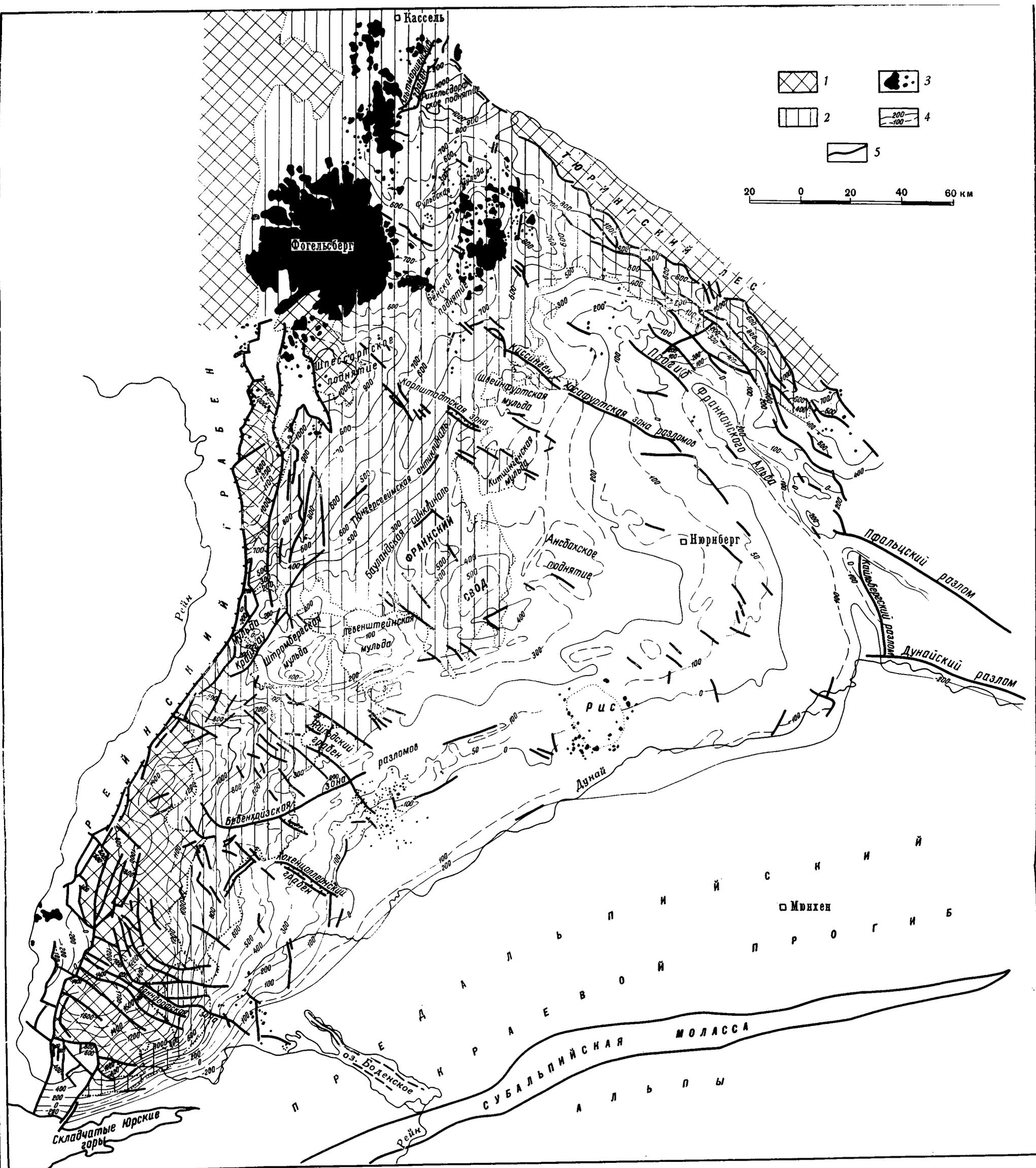


Рис. 53. Структурная карта поверхности раковинного известняка Южного Германского параплакса (Carlé, 1955)

1 — выходы на поверхность докембрийских пород; 2 — отложения раковинного известняка и более древние на поверхности; 3 — неогеновые базальты; 4 — стратиграфические поверхности раковинного известняка — основные и дополнительные (в м); 5 — разломы

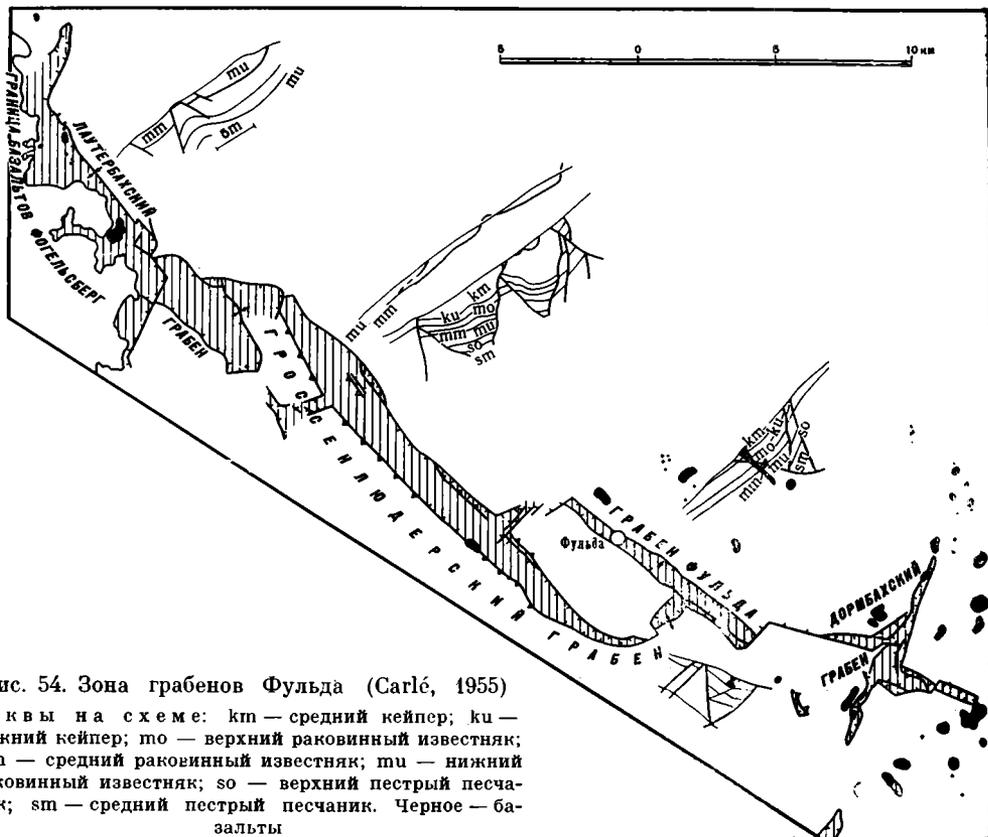


Рис. 54. Зона грабенов Фульда (Carlé, 1955)

Буквы на схеме: *kt* — средний кейпер; *ku* — нижний кейпер; *mo* — верхний раковинный известняк; *mt* — средний раковинный известняк; *so* — верхний пестрый песчаник; *sm* — средний пестрый песчаник. Черное — базальты

ной части впадины, вблизи Рейнского грабена. На большей, восточной, ее части преобладают герцинские направления. Наиболее древними из трех названных простираний являются рудногорские, унаследованные от поздневарисийских структур фундамента. Герцинские структуры, впервые зародившиеся в цехштейне, четко оформились только в юрское и более молодое время. Самыми молодыми являются современные рейнские структуры. С рейнскими разломами связан неогеновый магматизм.

На севере Южно-Германского параплато отчетливо выступает одна из наиболее древних структур — поднятие Шпессарт, сохранившее северо-восточное простирание. Отделяясь седловиной, к северо-востоку от него расположено поднятие Рён, которое, хотя и находится на месте более древнего, но его простирание с рудногорского изменилось на рейнское. Оно имеет характер вытянутого пологого свода длиной 50 и шириной 20 км, с крутыми крыльями, иногда нарушенными разломами. На юго-западе поднятие ограничено герцинским грабеном и разломом, а на востоке — грабеном рейнского простирания.

На севере поднятие Рён сменяется мульдой Фульда, также сохранившей рудногорское простирание. На юго-западе она ограничена одноименной зоной грабенов, имеющей сложное строение (рис. 54).

В вершине треугольника Южно-Германского параплато расположено высоко приподнятое Рихельсдорфское поднятие, на северо-востоке ограниченное герцинским Зонтраерским грабеном, а на западе — рейнским Альтморшенским грабеном и имеющее форму равностороннего треугольника с длинной стороны примерно 30 км.

Высоко приподнятая северо-западная часть параплато («Гессенский щит» немецких геологов), сложенная в основном отложениями пестрого

песчаника, с выходами цехштейна, красного лежня и более древних пород в выступах Оденвальда и Шварцвальда, на юго-востоке имеет ограничение, вытянутое в целом в рудногорском направлении. Такое же простираие имеет узкая (до 10 км) вытянутая на 50 км Тюнгерсгеймская антиклиналь, расположенная к юго-востоку от поднятия Шпессарт. На северо-востоке эта антиклиналь разрезана герцинским грабеном Карлштадтской разрывной зоны. Такое четкое рудногорское ограничение северо-западной

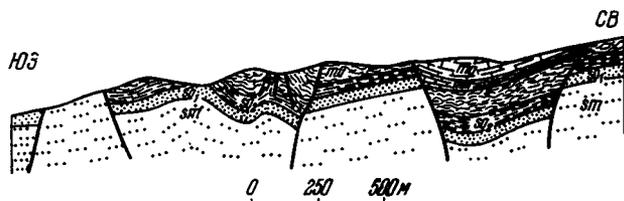


Рис. 55. Геологический разрез Киссингенской зоны разломов (Carlé, 1955)  
Объяснения букв см. на рис. 54

приподнятой глыбы Южно-Германского парапакоса нарушается Киссингенском структурным носом, отходящим от Рёнского сводообразного поднятия в юго-восточном направлении. Юго-западное крутое его крыло осложнено Киссинген-Хасфуртской разломной зоной, вытянутой в герцинском направлении более чем на 90 км и имеющей весьма сложное строение (рис. 55). Северо-восточное крыло Киссингенского структурного носа пологое.

Основной структурой центральной части парапакоса является Франкский свод, который имеет форму неправильного овала, вытянутого в северо-западном направлении на 70 км при ширине до 50 км. От северо-западной приподнятой части парапакоса он отделен узкой Бауландской синклиналию. Северо-восточный и юго-западный склоны свода осложнены разломами герцинского простираия. Двумя бороздообразными узкими прогибами свод разделяется на три части. К восток-юго-востоку от Франкского свода, отделяясь узким Бургбернгеймским прогибом, в герцинском направлении отходит Ансбахское поднятие, длиной 60 км и шириной 25—40 км. Оно осложнено более мелкими структурами: брахантиклиналями, куполами, мульдами, структурными заливами и носами, которые во многих случаях сопровождаются герцинскими разломами (Haunschild, 1964).

Оба названных выше крупных положительных структурных элемента делят центр Южно-Германского парапакоса на две опущенные части. В западной из них выделяется Франкский прогиб, поперечными седловинами разделенный на три мульды. Самая западная мульда Крайхгау нарушена на крыльях разломами рейнского простираия, а на западе ограничена разломом Рейнского грабена. Эта мульда разделяет выступы Оденвальда и Шварцвальда и является наиболее опущенной. Восточные мульды (Штромбергская и Левенштейнская) имеют неправильную округлую форму с поперечником 20—25 км и почти не нарушены разрывами (Wurster, 1963). Общая длина Франкского прогиба 80 км, а ширина — 40 км. На юге этот прогиб ограничен Швабско-Франкским поднятием, отходящим от северной части выступа Шварцвальда в восток-северо-восточном направлении. Как в пределах этого поднятия, так и на восточном склоне выступа Шварцвальда (Geuer, Gwinner, 1964) отчетливо прослеживается система зон разломов и грабенов герцинского простираия (рис. 56). К этой же системе на юге парапакоса принадлежит протяженная (около 150 км) зона, которая начинается у Рейнского грабена, рассе-

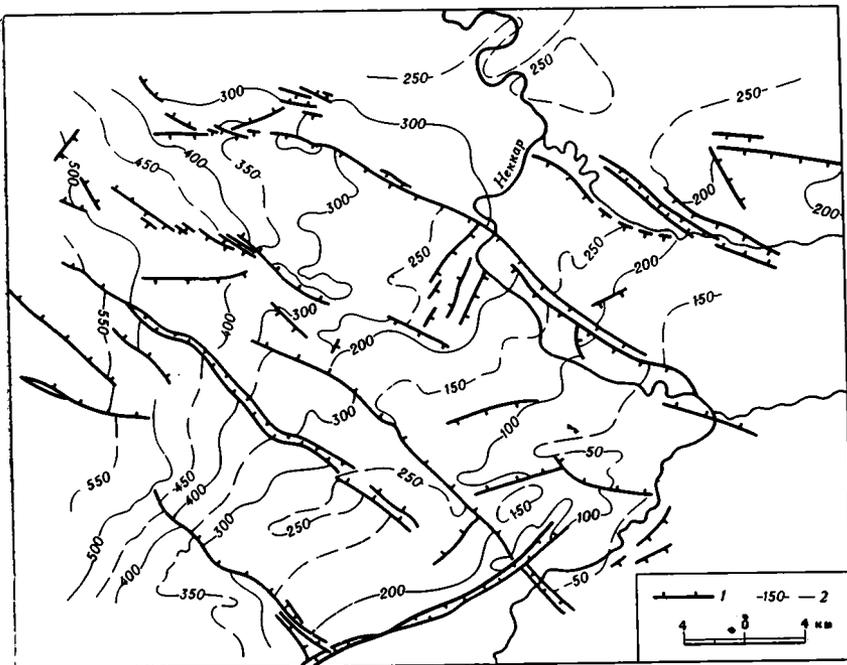


Рис. 56. Система разломов грабена Фильдер (Carlé, 1955)

1 — разломы; 2 — стратозиогипсы (в м)

кает Шварцвальд и направляется к Боденскому озеру. Последнее образовалось в грабене этой зоны.

В восточной части Южно-Германского параплакса выделяется глубокий прогиб Франконского Альба, вытянутый вдоль северо-восточного ограничения впадины в герцинском направлении почти на 200 км, шириной 40—50 км.

К югу от Франкского свода и Анбахского поднятия намечается моноклиальный наклон слоев в сторону Альп, осложненный рядом разломов и в некоторых случаях небольшими поднятиями и синклиналиями (рис. 57). Южная часть параплакса вовлечена в прогибание Предальпийского краевого прогиба, под молассовыми отложениями которого погребена большая часть Винделизийского поднятия.

Из сопоставления различных карт следует, что некоторые структуры платформенного чехла Южно-Германского параплакса имеют унаследованный характер, причем поднятие Шпессарт и прогиб Фульда наследуют от позднепалеозойского структурного плана не только простираение, но и знак движения. Положение ряда положительных структур (Франкский свод, Киссингенское поднятие и др.) было в значительной степени predeterminedо варисцийскими структурами. В общем же современный структурный план Южно-Германского параплакса является наложенным по отношению к варисцийскому фундаменту. Как и в тектонике Тюрингской и Субгерцинской впадин, ведущими здесь выступают зоны разломов герцинского простираения. Они также характеризуются более ранними структурами растяжения, сменившимися затем более поздними структурами сжатия. Интересно, что самые крупные зоны разломов отстоят друг от друга примерно на расстояние около 60 км (Carlé, 1952, 1955). В отличие от упомянутых впадин здесь преобладают разломы рейнского простираения, для которых характерны тектонические формы, возникающие под воздействием только сил растяжения. В районе распространения соляных

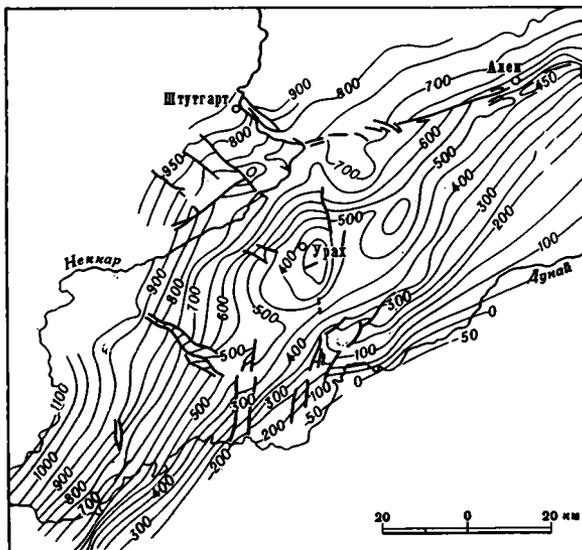


Рис. 57. Структурная карта подошвы верхнеюрских отложений (белой юры) Швабского Альба (Gwinner, 1962)  
Условные обозначения см. на рис. 56

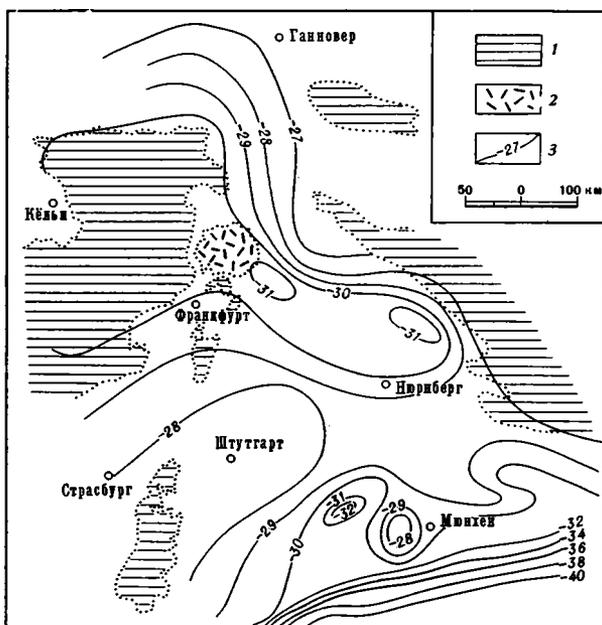


Рис. 58. Структурная схема поверхности Мохоровичича Южно-Германского параплакса (Crustal..., 1964)

1 — выходы пород фундамента на поверхность; 2 — базальты Фогельсберга; 3 — стратиграфические изогипсы поверхности Мохоровичича (в км)

толщ описанные тектонические формы осложнены соляной тектоникой (Lötze, 1938; Косыгин, 1950; и др.). В этих районах увеличивается интенсивность разрывных смещений, в ряде мест наблюдаются соляные штоки, купола, компенсационные мульды, структуры оседания и др. Наиболее широко соляная тектоника развита в прогибе Фульда. В целом Южно-Германский параплакос также представляет собой пример четко выраженной саксонской тектоники.

Глубинное строение земной коры Южно-Германского параплакоса во многих чертах увязывается со структурным планом по более высоким горизонтам. Изогипсы поверхности К хорошо вырисовывают треугольный контур современного Южно-Германского параплакоса. Особенно четкое его запад-северо-западное, рейнское, ограничение. Поверхность М (рис. 58), наоборот, более отчетливо отражает северо-восточный край параплакоса. Обе поверхности значительно погружаются в сторону Предальпийского краевого прогиба и Альп. Поднятию Шпессарт-Рён на поверхности К отвечает прогиб, оконтуренный стратоизогипсами — 20 и — 22 км. Выступ Шварцвальда отмечается воздыманием этой поверхности до — 16 км. Мощность земной коры в целом в пределах параплакоса изменяется незначительно — от 28 до 31 км (Crustal..., 1964; Closs, 1964).

Таким образом, в позднем палеозое на территории Южно-Германского параплакоса развился ряд структур, линейно вытянутых в рудногорном направлении. Прежде всего это поднятия Шпессарта, Рёна и Рула, являющиеся реликтами Среднегерманской кристаллической оси. Они разделяли два глубоких прогиба, а в южной части параплакоса было расположено крупное Южно-Германское поднятие. В цехштейне впервые отчетливо проявились секущие герцинские и рейнские простирания, резко наметился край поднятия Тюрингского Леса, который в триасе вновь был затушеван. В течение всего этого времени хорошо выделялся наиболее консервативный структурный элемент параплакоса — поднятие Шпессарта. На юге постепенно сократились размеры Винделизийского поднятия. Большинство структур герцинского простирания наиболее отчетливо оформилось в юре (киммерийские движения). Прежде всего это относится к прогибу Франконского Альба и его ограничению на краю Тюрингского Леса, к возникшему в районе седловины Рис-Таубер Франкскому своду, к Киссингенскому структурному носу и др. Возникли многие герцинские зоны разломов. В мелу продолжалось усложнение образованных ранее тектонических форм. В олигоцене возникли многие структуры рейнского простирания. В связи с горообразованием Альп с начала олигоцена произошло заложение краевого прогиба и вовлечение в его опускание южной части параплакоса. Значительная активизация тектонических движений и новые подвижки по зонам разломов наметились в конце олигоцена — начале миоцена. В миоцене имела место интенсивная вулканическая деятельность. Окончательное оформление структур Южно-Германского параплакоса закончилось лишь в конце плиоцена.

### Парижский параплакос

Парижский параплакос расположен между крупными парасписами и массивами Западно-Европейской молодой платформы: Армориканским на западе, Центральным на юге, Вогезским и Арденским на востоке и северо-востоке. Между ними развиты так называемые проливы: Пуату, Морвано-Вогезский и Лотарингский. Первый из них представляет собой седловину, отделяющую Парижский параплакос от расположенного южнее Аквитанского. Граница Парижского параплакоса в пределах второго пролива проходит по окраине неотектонического грабенообразного Ронского прогиба и по краевому разлому складчатой зоны Юрских гор. Между

Вогезскими Арденнами его граница идет по западному разлому Верхнерейнского грабена.

На севере граница Парижского параплакоса менее четка. Условно ею здесь является пролив Ла-Манш и Большой Южный разлом «оси Артуа», по которому девонские породы продолжения Арденн надвинуты на отложения карбона угольного бассейна Нор и Па-де-Кале. В пределах антиклинали Артуа они перекрыты сеноманскими и более молодыми отложениями, соединяющими Парижский параплакос с мезозойско-кайнозойскими структурами Северной Франции и Бельгии. Под водами Ла-Манша Парижский параплакос соединяется с впадинами Юго-Восточной Англии.

На геологической карте Парижский параплакос отчетливо вырисовывается концентрическими кругами выходов юрских и меловых отложений, а в центре — пород палеогена. Лишь на востоке широко распространены отложения триаса. В описанных выше границах параплакос имеет форму неправильного шестиугольника площадью около 200 тыс. км<sup>2</sup>.

О фундаменте Парижского параплакоса можно судить по строению парасписов и массивов, его окружающих, и по материалам бурения и геофизики, полученным непосредственно на территории параплакоса. История геосинклинального развития этих парасписов у нас в литературе описана Е. В. Павловским (1960). Породы фундамента вскрыты значительным количеством скважин на бортах Парижского параплакоса и лишь редкими скважинами в его центральной части (Lemoine, 1910; Bertrand, 1928; Abrard, 1948, 1950; Bouroz, 1959; Lienhardt, 1961; Weber, Lorne, 1966; и др.). Данные бурения в комплексе с геофизическими исследованиями позволили проследить распространение ряда структур Армориканского и Центрального Французского парасписов под покровом мезозоя юго-западной окраины параплакоса (Lorne, Weber, 1965; Weber, Lorne, 1966).

Многими скважинами вскрыты пермские породы, которые широко распространены в пределах Парижского параплакоса. Некоторые из них вошли в допермские породы. На окраинах бассейна, где отсутствуют отложения перми, скважины вскрыли различные более древние допермские образования. Во многих случаях трудно провести границу между допермскими и пермскими отложениями и определить их примерный возраст.

Допермские породы приурочены к трем зонам (рис. 59): северной, связанной с породами Арденн; центральной и юго-восточной, сложенной метаморфическими кристаллическими породами; западной и юго-западной, связанной с породами Армориканского парасписа (Lienhardt, 1961).

На севере Парижского параплакоса вскрыты слабо метаморфизованные черные перемятые сланцы с прожилками кварца и иногда с прослоями зеленоватых диабазов (скважины Донтриен, Вашпровиль и др.), которые имеют большое сходство со среднекембрийской толщей массива Рокруа в Арденнах. На востоке северной зоны (скважина Одён-ле-Роман и др.) обнаружены коричневатокрасные глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников и кварцитов, которые могут быть сопоставлены с нижнедевонскими отложениями Арденн и Хунсрюка. На западе этой зоны (скважины Берневаля, Мондидье) встречены хлоритовые и серицитовые сланцы, условно относимые к жединскому ярусу нижнего девона.

В скважине Сен-Мор вскрыты массивные мраморизованные известняки и известняковые брекчи, которые М. -Ж. Льекардт (Lienhardt, 1961) на основании сходства с верхнедевонскими рифовыми известняками Арденн условно отнесла к верхнему девону. Под ними встречены липаритовые туфы с углами наклона слоев до 50—60°, которые можно сравнить с липаритами и туфами, обнаруженными скважинами к югу от антиклинали Артуа (Bouroz, 1959). В последнем районе вулканогенные породы встречены в эйфельских и франских отложениях, а также вскрыты непосредственно под отложениями бата (в этом случае они считаются послевестфальскими, но дотриасовыми).

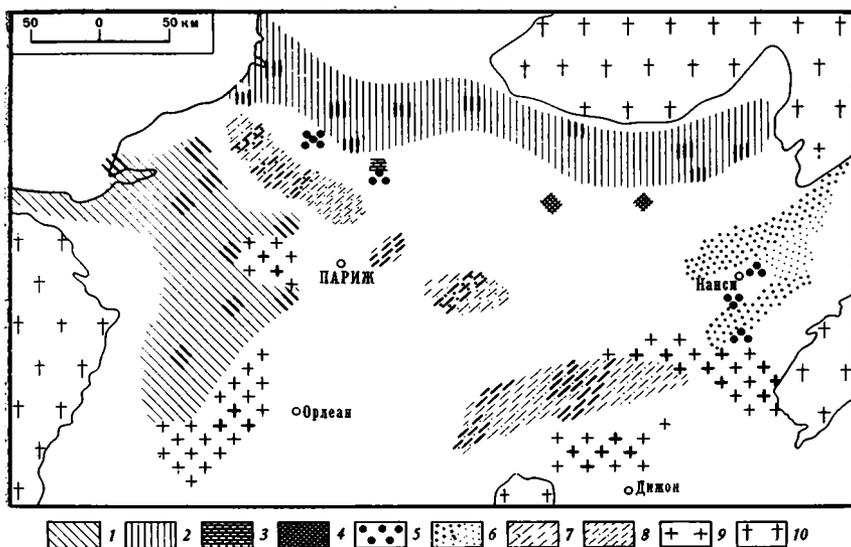


Рис. 59. Распространение допермских пород фундамента Парижского параплакса по данным бурения (Lienhardt, 1961)

1 — красноцветные сланцы и песчаники (слабо или совсем метаморфизованный палеозой — бриовер? — девон?); 2 — зеленые и фиолетовые сланцы (проблематичный девон?); 3 — брекчиевидный розовый известняк (проблематичный девон?); 4 — черные сланцы с пропластками диабазов (проблематичный кембрий?); 5 — липаритовые туфы; 6 — каменный уголь; 7 — гнейсы; 8 — слюдяные сланцы; 9 — граниты; 10 — выходы палеозойских пород на поверхность. Более темные знаки отвечают местоположению скважин, вскрывших породы фундамента

На северо-востоке Парижского параплакса под платформенным чехлом отмечается непосредственное продолжение угольных бассейнов Саара и Лотарингии (по крайней мере до Сен-Дизье). Развитые здесь отложения представлены саарбрюккенскими слоями вестфalia<sup>1</sup>, сложенными темноцветными песчаниками, конгломератами и сланцами с многочисленными пластами каменных углей (лимническая угленосная формация), общей мощностью до 4500—5000 м (причем обнаженная их часть составляет около 2000 м). Выше с небольшим стратиграфическим несогласием залегают отвейлерские слои стефана, состоящие из пестроцветных песчаников, конгломератов и сланцев с несколькими тонкими пластами углей (пестроцветная моласса), общей мощностью до 2200 м. В основании отвейлерских слоев прослеживается пачка крупногалечного хольдского конгломерата мощностью 3—200 м (Бубнов, 1935; Жинью, 1952). Позднепалеозойский прогиб Саара и Лотарингии в основном расположен в пределах Среднегерманского кристаллического поднятия, о чем, в частности, свидетельствует наличие вскрытых скважинами в районе Дюппенвейлера филлитов, кварцитов и доломитовых мраморов (Müller, 1965).

В центральной части прогиба Саара и Лотарингии отложения карбона образуют Саарскую антиклиналь, которая резко асимметрична, опрокинута к юго-востоку и местами переходит в надвиговую складку (Жинью, 1952). Здесь она нарушена крупным разломом — Большим Южным надвигом. На юге, в основном под триасовыми отложениями платформенного чехла, Саарская антиклиналь кулисообразно подставляется аналогично построенной Лотарингской антиклиналью.

<sup>1</sup> Судя по сейсморазведочным данным, возможно, что необнаженные, наиболее глубокие части разреза Саар-Лотарингского прогиба относятся уже к намюру.

В центре и на юге-востоке Парижского параплакоса вскрыты различные кристаллические породы. Так, в скважинах Пей-де-Бре вскрыты гнейсы и парагнейсы, в скважинах Куржан и Маршенуар — граниты. В самом центре параплакоса скважина Курживо достигла очковых гнейсов с биотитом, а скважина Нантуей — метаморфических сланцев. Далее на восток вскрыты гнейсы (скважины Кенн, Ле-Рисей и др.), слюдястые сланцы (скважины Жюгль, Сильварувр), граниты (скважины Утранкур, Тьелуз, Ле-Бурдон, Ламарш и др.). Последние представлены типичной фацией вогезского гранита (порфирированный, с крупными кристаллами розового ортоклаза в довольно темной массе биотита).

На западе параплакоса обнаружены различные пестроцветные песчаные сланцы и песчаники (скважины Руан, Рамбулье, Ульбек, Пре и др.), которые, по-видимому, можно сопоставить с кембрийскими или даже бриоверскими (позднедокембрийскими) породами Армориканского парасписа (Lienhardt, 1961).

В юго-западной части параплакоса значительным числом скважин вскрыты различные допермские породы, которые довольно хорошо увязываются с породами, обнаженными на юге Армориканского парасписа, в Вандее (Denizot, 1949; Lecointre, 1959; Lecointre, Mathieu, 1959; Lorne, Weber, 1965; Weber, Lorne, 1966; и др.). Здесь обнаружены различные граниты, разнообразнейшие сланцы и песчаники бриовера, пестроцветные (красные, зеленые, бежевые, черные) сланцы ордовика и силура, сланцы девона, конгломераты, песчаники и сланцы с прослоями лигнитов карбона (вестфалья и стефана). Все породы значительно дислоцированы (25—90°). На основании интерпретации данных геофизики (главным образом гравиметрии и магнитометрии), с учетом материалов бурения С. Вебер и Ж. Лорн (Weber, Lorne, 1966) составили геологическую карту фундамента юго-западной части Парижского параплакоса. Из анализа этой карты следует, что структуры Армориканского парасписа под чехлом мезозоя продолжают далеко к востоку. Так, кембро-силурийская синклиналь Мартины-Фершо протягивается вплоть до г. Тура, синклинорий Анже (с крупной интрузией гранитов) — намного дальше г. Лоша и т. д. Непрерывная полоса гранулитов подтверждает связь между Вандеей и Центрально-Французским парасписом.

В Саарском, а также в различных угольных бассейнах, расположенных в пределах палеозойских парасписов, обнажены отложения нижней перми. Они обычно согласны, с постепенным переходом, а в отдельных случаях несогласно залегают на отложениях стефана и подразделяются на две части: отен (нижний красный лежень) и саксоний (верхний красный лежень). Первые представлены главным образом красноцветными песчаниками, сланцами, конгломератами, с редкими прослоями известняков и незначительными угольными пластами, общей мощностью до 1000—3000 м. Вторые сложены красноцветными песчаниками, конгломератами и сланцеватыми глинами, мощностью до 600 м. В верхах отена и в низах саксония в средней части Саарского прогиба широко развиты интрузии и покровы порфиров, порфиритов, мелафиров и их туфов. Максимальная мощность красноцветной вулканогенно-терригенной формации красного лежня до 800 м. На границе между отенскими и саксонскими отложениями нередко отмечается несогласие, которое обычно связывают с заальской фазой герцинских движений. Следует отметить, что вблизи интрузий порфиров слои нижнего красного лежня нередко наклонены очень круто (местами до 90°), несогласно перебиваясь полого залегающими отложениями верхнего красного лежня. По мере удаления от интрузий несогласие быстро уменьшается и почти совсем исчезает. Слои красного лежня, слагающие далекие крылья Саарской антиклинали и соседние мульды, обычно залегают полого, под углами от первых градусов до первых десятков градусов.

Под мезозойско-кайнозойским чехлом Парижского параплакоса многи-

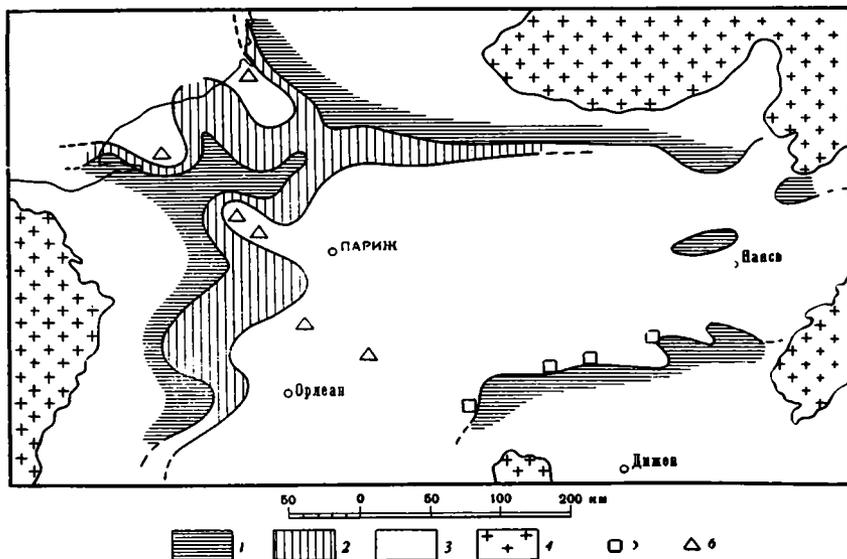


Рис. 60. Фации пермских отложений в скважинах Парижского параплакса (Lienhardt, 1961)

1 — пермские отложения отсутствуют; 2 — охристая фация с большим количеством известковистых конкреций; 3 — типичная пермская фация — пелиты с ходами червей; 4 — типичная пермская фация с аркозами в основании; 5 — типичная пермская фация с брекчиями в основании; 6 — выходы пород палеозоя на поверхность

ми скважинами вскрыты пермские отложения, которые здесь распространены весьма широко (рис. 60, 61). Они представлены красноцветными аргиллитами, песчаниками, конгломератами, брекчиями и, реже, мергелями. Эти отложения согласно залегают на породах карбона и несогласно на более древних образованиях. В большинстве случаев углы наклона слоев в керне пермских пород невелики (до  $10-15^\circ$ ), но местами увеличиваются (до  $20-50^\circ$ ). Наибольшие мощности (до  $500-1000$  м и более) отложения перми имеют в глубоких узких прогибах. На востоке впадины это прогибы Вашровиль и Жермизей, имеющие вариссийское (северо-восточное) простирание и разделенные поднятием Курживо — Понт-а-Муссон<sup>1</sup>. Расположенные юго-западнее прогибы Шато-Ландон и Контре, по-видимому, не составляют одно целое с прогибом Жермизей. Прогиб Жермизей далее к северо-востоку продолжается в Оос-Заальский прогиб. На юге Жермизейский прогиб имеет резко выраженный борт и ограничен Морвано-Вогезским поднятием, продолжением которого на северо-восток служит Верхнерейнское Главное поднятие (Freyberg, 1935).

На западе параплакса отмечаются два пермских прогиба — Ниба и Виллебек, имеющих северо-западное (армориканское) простирание и на северо-западе еще не оконтуренных. От остальной области распространения отложений перми они отделены седловиной северо-северо-восточного простирания.

Главной складчатостью герцинид фундамента Парижского параплакса была судетская, после которой в отдельных впадинах и прогибах шло накопление завершающих сероцветных угленосных моласс вестфalia и

<sup>1</sup> Схема мощностей пермских отложений (см. рис. 61), видимо, была составлена без учета гравиметрических данных. Если переместить центральную часть поднятия Курживо — Понт-а-Муссон на  $15-20$  км южнее, то оно лучше совпадает с крупной положительной аномалией силы тяжести, и при этом не возникнет противоречия с данными бурения (Laffaille, 1963). При таком проведении оси поднятия оно будет иметь значительно более крутой южный склон и пологий северный.



стефана, а затем более широкое образование красноцветных моласс красного лежня. Астурийские, заальские и пфальцские движения, главным образом проявившиеся локально в зонах разломов, в разных местах по-разному дислоцировали эти толщи.

В западной части Парижского параплакоса, примыкающей к Армориканскому параспису, структуры как в пределах самого парасписа, так и в фундаменте, погруженном под отложения мезозоя и кайнозоя, имеют северо-западное (армориканское) простирание. В центральной части параплакоса оно постепенно сменяется на субширотное и в ее восточной части становится северо-восточным (вариссийским или рудногорским). Таким образом, структуры фундамента Парижского параплакоса образуют дуги, обращенные выпуклостью на юг. Такое простирание структур является весьма древним и определилось в процессе кадомской (байкальской) складчатости. Судетская складчатость через большой промежуток времени в общем повторила кадомский структурный план (Павловский, 1960). Магнитные и гравитационные аномалии также вырисовывают отмеченное простирание структур фундамента Парижского параплакоса.

М.-Ж. Льенардт были составлены схематические структурные карты допермской и дотриасовой поверхностей Парижского параплакоса (рис. 62, 63). Первая из них отражает поведение подошвы метагеосинклинального комплекса, а вторая — подошвы платформенного чехла. Большим недостатком обеих карт является то, что они составлены чисто геометрическим путем, по данным имеющихся скважин, без учета развитых в чехле антиклиналей и синклиналей, которые хорошо подчеркиваются аномалиями силы тяжести. Последнее обстоятельство (прямое соответствие значений аномалий силы тяжести положительным и отрицательным структурам чехла) показывает, что в пределах антиклиналей фундамент значительно приподнят, а в пределах синклиналей опущен. Если бы при построении карт учитывались платформенные дислокации и данные геофизики, то стратозогипсы не выглядели бы простыми изометрическими овалами, а имели вид структурных носов и заливов, погружающихся к центру впадины и соответственно очерчивающих антиклинальные и синклинальные линии платформенного чехла. Следовательно, при рассмотрении этих карт следует учитывать, что в действительности строение упомянутых поверхностей более сложно.

Как видно, обе карты по характеру структурного плана близки друг к другу. Только на первой из них более резко ощущаются контуры вариссийских прогибов перми. Подошва пермских отложений Парижского параплакоса наиболее глубоко (ниже — 3000 м) погружена в районе Курживо, откуда постепенно воздымается во все стороны к окружающим параплакос парасписам.

Платформенный чехол Парижского параплакоса начинается с различных горизонтов триаса, которые с небольшим угловым несогласием, но всюду с перерывом трансгрессивно залегают на пермских и резко несогласно на более древних палеозойских породах. Триасовая трансгрессия распространялась с востока (Ricour, 1959, 1963; Maubeuge, 1963; и др.). Более высокие стратиграфические подразделения триаса занимают большую площадь восточной части Парижского параплакоса (рис. 64). Триас Парижского параплакоса по формациям и стратиграфическому делению близок к германскому триасу.

В основании нижнего триаса обычно прослеживается базальный конгломерат, сменяющийся пестроцветными песчаниками с прослоями конгломератов, алевроитов и глин. Нижний триас обычно подразделяется на ряд пачек (снизу вверх): песчаники Анвейлер, вогезский песчаник, большой конгломерат, промежуточные слои и песчаники с *Voltzia* (Ricour, 1959; Regiaux, 1963). Они могут быть отнесены к пестроцветной песчаниковой формации. Отложения нижнего триаса по сравнению с пермскими

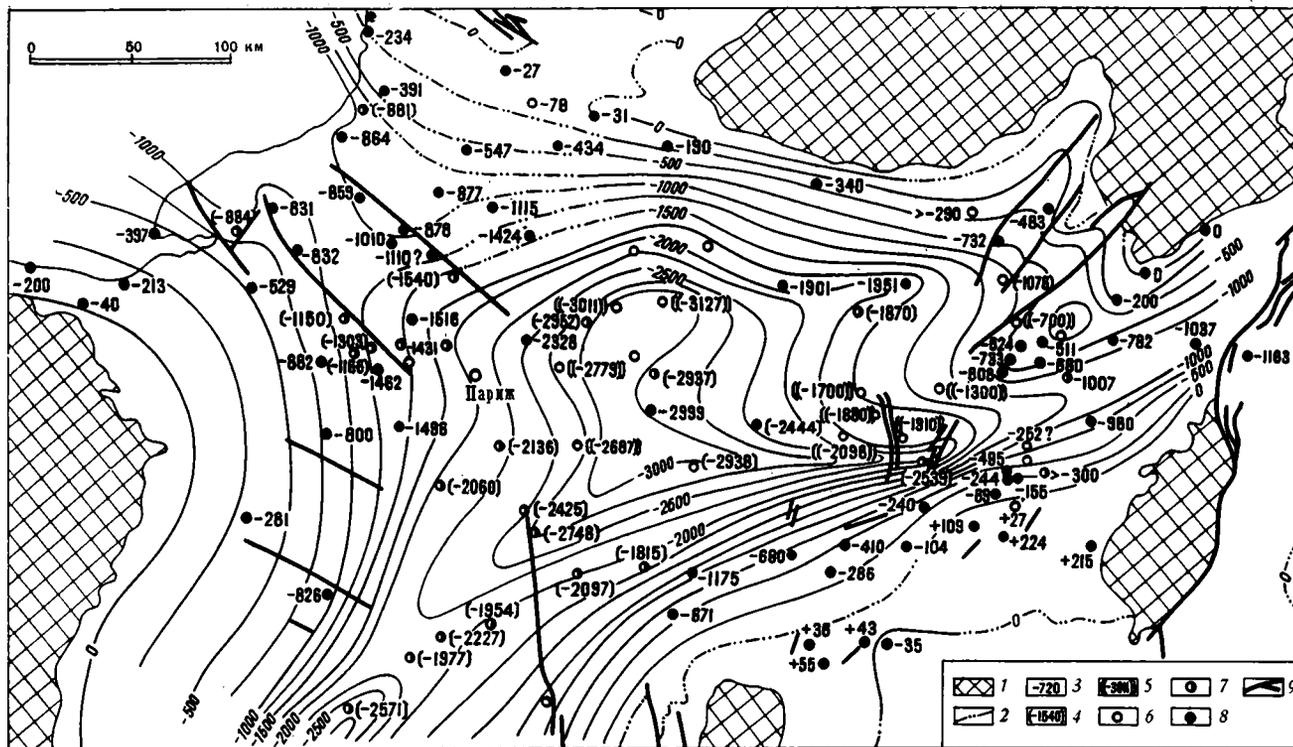


Рис. 62. Схематическая структурная карта подошвы пермских отложений Парижского параплекласта (Lienhardt, 1961)

1 — породы докембрия и палеозоя на поверхности; 2 — стратозигогипсы (в м) на северном краю впадины (по данным П. Прюво и А. Бурозе); 3 — установленные отметки поверхности допермских отложений; 4 — вычисленные отметки поверхности допермских отложений по изопакитам перми; 5 — вычисленные отметки поверхности допермских отложений по изопакитам перми от подошвы триаса; 6 — скважины, не вскрывшие отложения перми; 7 — скважины, не прошедшие подошву отложений перми; 8 — скважины, вскрывшие допермские отложения; 9 — разломы в отложениях мезозоя и кайнозоя

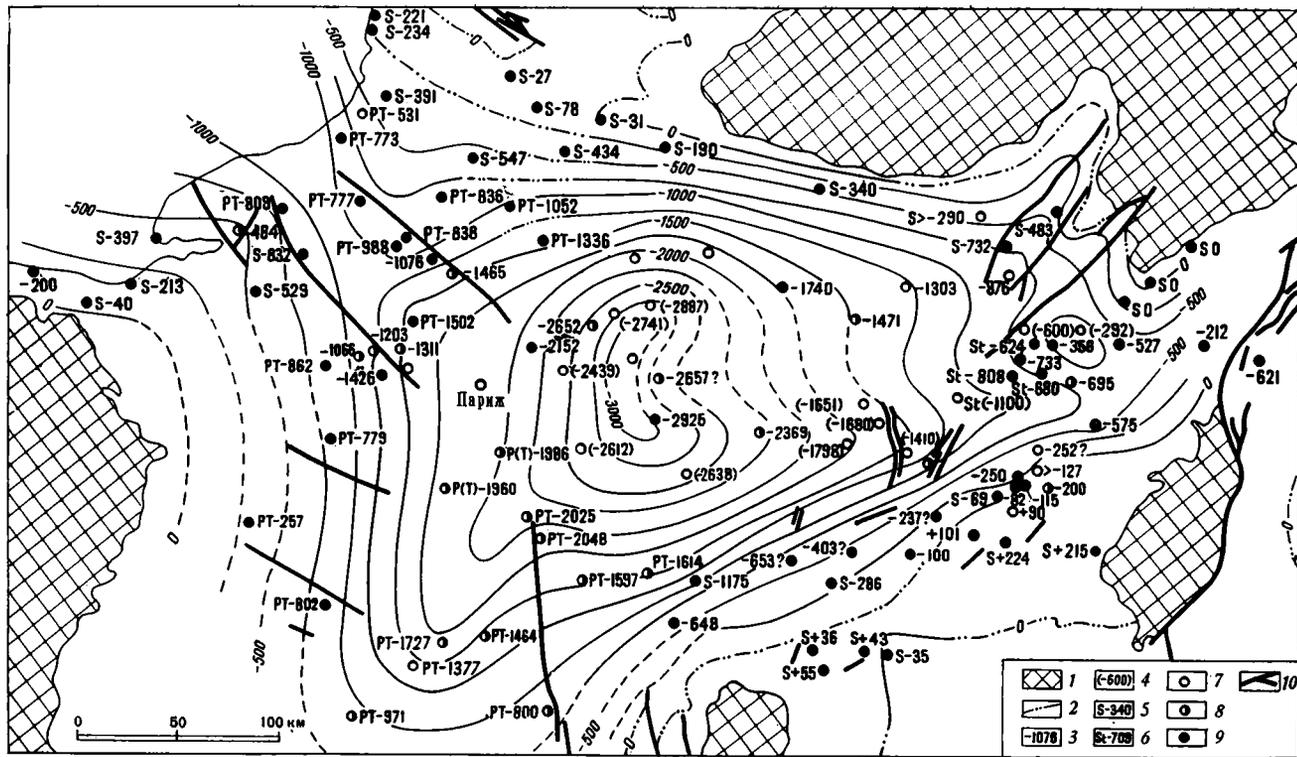


Рис. 63. Схематическая структурная карта подошвы триасовых отложений Парижского параплакса (Lienhardt, 1961)

1 — породы докембрия и палеозоя на поверхности; 2 — стратизогипсы (в м) на северном краю параплакса (по данным П. Прюво и А. Буроза); 3 — отметки кровли отложений перми; 4 — вычисленные отметки кровли перми; 5 — отметки подошвы триаса в скважинах, в которых отложения перми отсутствуют; 6 — отметки поверхности угленосного карбона в скважинах, в которых отложения перми отсутствуют; 7 — скважины, не вскрывшие отложений перми; 8 — скважины, не дошедшие до подошвы отложений перми; 9 — скважины, вскрывшие допермские породы; 10 — разломы в отложениях мезозоя и кайнозоя

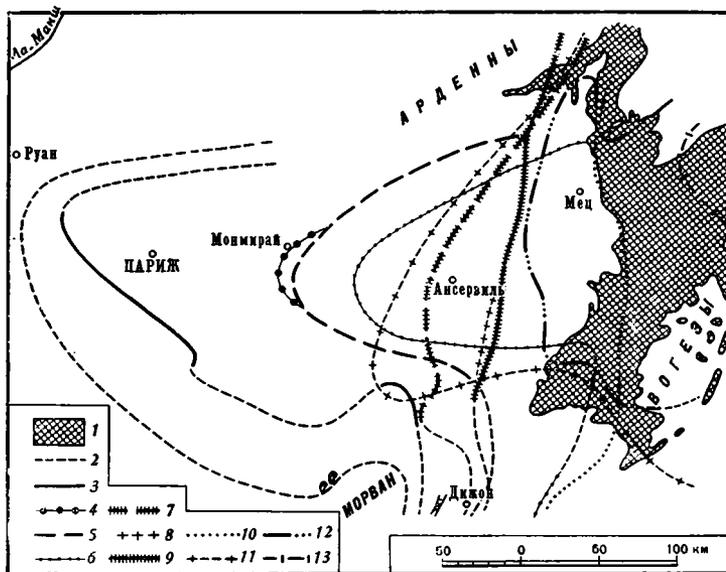


Рис. 64. Западные границы распространения триасовых отложений в Парижском параплакосе (Ricour, 1959, 1961)

1 — выходы отложений триаса на поверхность; 2—13 — западные границы распространения отложений: 2 — нерасчлененного триаса, 3 — верхнего кейпера, 4 — песчаника с тростниками (средний кейпер), 5 — брекчированного доломита (средний кейпер), 6 — каменной соли нижнего кейпера, 7 — известняково-доломитового верхнего раковинного известняка, 8 — среднего раковинного известняка в песчаниковой фации, 9 — среднего раковинного известняка в ангидритовой фации, 10 — морского нижнего раковинного известняка, 11 — песчаника с Voltzia, 12 — вогезского песчаника, 13 — песчаника Анвейлер

характеризуются значительной выдержанностью даже маломощных слоев на больших пространствах. Породы нижнего триаса довольно хорошо отличаются от пермских окатанностью обломков, присутствием карбонатов и сульфатов, содержанием тяжелой фракции, электрокаротажными данными и другими показателями (Ricour, 1959; 1961; Jaraudjian, 1963; Perriaux, 1963; Waterlot, 1963; и др.). Мощность пестроцветных песчаников достигает 300—420 м.

Средний триас представлен терригенно-карбонатной формацией (известняка, доломиты, ангидриты, мергели, глины, песчаники) и обычно подразделяется на нижний раковинный известняк (слой волнистого известняка и песчаника Рю), средний раковинный известняк (горизонт пестроцветных глин), верхний (слой раковинного известняка) и глинистый уголь (летгенколь). Мощность отложений среднего триаса в общем увеличивается с запада на восток — от первых метров до 150 — 160 м (Villemin, 1963).

Верхний триас (или кейпер) представлен пестроцветной карбонатно-терригенной формацией (пестроцветные глины, мергели, доломиты, ангидриты с прослоями песчаников). В нижнем кейпере встречается пачка каменной соли мощностью до 100 — 170 м. Наибольшую мощность отложения нижнего кейпера (до 200 — 220 м) имеют в осевой части залива поздне триасового бассейна, в районе г. Ансервиля (см. рис. 64). Мощность среднего кейпера обычно равна 10 — 20 м, иногда достигает 30 — 35 м. Верхний кейпер имеет наибольшую мощность (до 240 м) в центральной части Парижского параплакоса (район скважины Монмирай), откуда она сокращается во всех направлениях.

Более молодые отложения мезозойско-кайнозойского чехла достаточно подробно описаны во многих сводных работах (Lemoine, 1911; Abgard, 1948, 1950; Жинью, 1952; Аркелл, 1961; Megnien, 1964; и др.).

Юрские отложения, образующие хорошие обнажения по бортам Парижского параплакоса, представлены всеми своими ярусами. Они выполняют весь параплакос, залегая с перерывом на различных более древних породах вплоть до палеозоя и рифея. Нижняя юра — аален, а также верхняя юра сложены терригенно-карбонатными формациями мощностью соответственно до 500—600 и 500—800 м, а байос и бат — формацией мелководных известняков мощностью до 300 м.

Отложения триаса и юры представляют собой первый (нижний) структурный ярус платформенного чехла Парижского параплакоса, который может быть разделен на два подъяруса — триасовый и юрский.

Меловые отложения, которые начинаются верхним валанжином, с перерывом и несогласием залегают на размывтой поверхности отложений верхней юры (самые верхние горизонты последних отсутствуют) или более древних пород юры, триаса и даже палеозоя. Меловые отложения образуют второй (средний) структурный ярус чехла и довольно отчетливо распадаются на два подъяруса: неоком-аптский и альб-кампанский.

Неоком-аптский подъярус (150—200 м) сложен следующими формациями: известняковой (валанжин — готерив), сероцветной терригенной — (валанжин — баррем), пестроцветной терригенной (баррем) и терригенно-карбонатной (апт). Мощность каждой формации достигает нескольких десятков метров.

Альб-кампанский подъярус (300 — 500 м) сложен терригенной глауконитовой формацией альб-сеномана, которая иногда захватывает и низы турона, и формацией пясчег мела и мелоподобных мергелей турон-сенона. Отложения альба трансгрессивно ложатся на различные более древние породы. Трансгрессия целиком охватила Парижский параплакос в сеномане, и лишь после позднего кампана море его полностью покинуло.

С перерывом на меловых породах залегают отложения палеогена, которые образуют третий структурный ярус платформенного чехла. Они накапливались при неоднократных трансгрессиях моря в Парижский параплакос с северо-запада и представлены различными терригенными и карбонатными породами как морского, так и континентального происхождения, среди которых выделяются многочисленные местные стратиграфические подразделения. Мощность палеогеновых отложений достигает 200—250 м.

Платформенный чехол Парижского параплакоса заканчивается среднемиоцен-антропогеновым структурным ярусом, отложения которого имеют небольшую мощность и спорадическое распространение.

В платформенном чехле Парижского параплакоса развита система закономерно расположенных антиклиналей и синклиналей, которая впервые была отмечена еще Э. Эбером (Hebert, 1875), а затем более подробно описана во многих работах (Lapparent, 1879; Dollfus, 1890, 1900; Bertrand, 1892; Munier-Chalmas, 1900; Lemoine, 1930; Soyer, 1946; Abrard, 1948, 1950; и др.). Именно эти складки Э. Зюсс (Suess, 1888) предложил называть постумными.

В западной части параплакоса структуры платформенного чехла имеют четко выраженное армориканское, а в восточной вариссийское (рудногорское) простирание (рис. 65). Переход одного направления структур к другому происходит постепенно. Погружение складок к центру параплакоса и вследствие этого их меньшая выраженность не позволяют однозначно связывать определенные структуры западной и восточной частей Парижского параплакоса. Поэтому имеются некоторые расхождения в определении соотношений тех или иных структур в разных частях параплакоса (Dollfus, 1900; Corroy, 1925; и др.).

Наиболее резко выступают структуры армориканского простирания. Они хорошо прослеживаются на расстояние до 150 — 240 км. Структуры восточной части параплакоса выражены менее резко и отчетливо протягиваются на 100 — 150 км. Большинство структур платформенного чехла

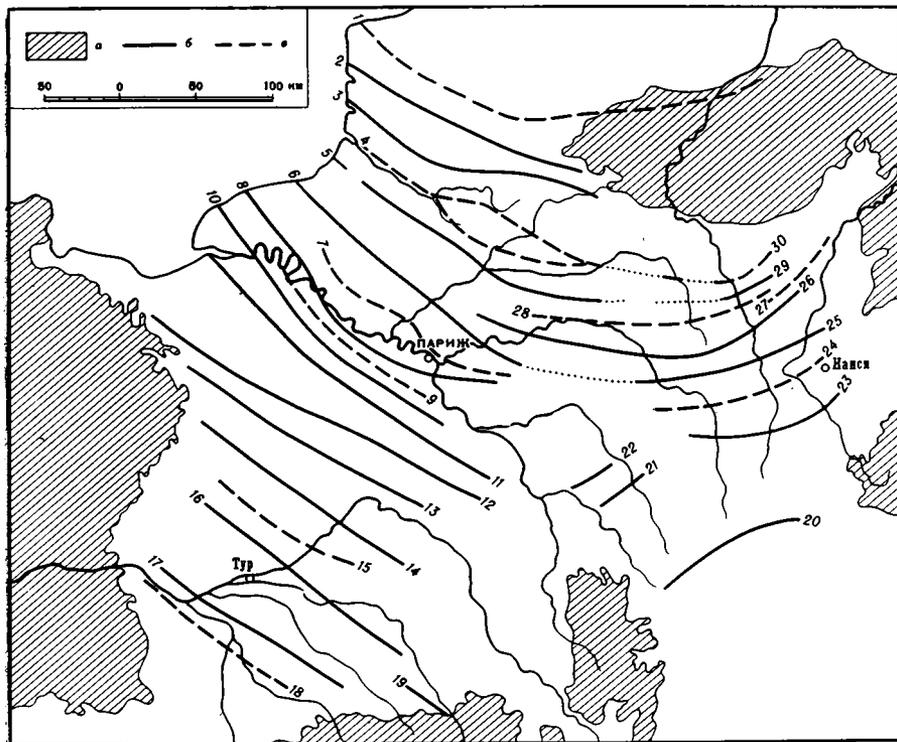


Рис. 65. Главные тектонические оси структур платформенного чехла Парижского параплато (Abgard, 1950)

*a* — выходы фундамента на поверхность; *b* — оси антиклиналей; *c* — оси синклиналей.  
 Цифры на схеме: 1 — синклиналичная зона Франко-Бельгийского угольного бассейна, 2 — ось Артуа, 3 — антиклиналь Понтьё, 4 — синклинали Соммы, 5 — антиклиналь Гамаш, 6 — антиклиналь Бре, 7 — синклинали Сены, 8 — Бейнская антиклиналь, 9 — синклинали Эр, 10 — антиклиналь Румуа, 11 — ось Ольне-сюр-Итон, 12 — ось Сенонш, 13 — ось Мерлеро, 14 — антиклиналь Фонтэне-Рауль, 15 — синклинали Менар, 16 — антиклиналь Сувиньи-Амбуаз-Грасе, 17 — антиклиналь Вернант-Юисо-Личей, 18 — синклинали Сомюрле-Декарт, 19 — ось Древан, 20 — ось Кот-д'Ор, 21 — ось Рисей, 22 — ось Авроль, 23 — антиклиналь Нёшатель, 24 — синклинали Вокулёр, 25 — антиклиналь Понт-а-Муссон, 26 — антиклиналь Хунсрюк, или Конфлан, 27 — Люксембургская синклинали, 28 — синклинали Верден-Эперне, 29 — антиклиналь Невиль-Пон, 30 — синклинали Лонгвиль

асимметрично, причем на западе параплато антиклинали имеют более крутые северо-восточные крылья, а на востоке — северо-западные. В ряде случаев эти крылья осложнены разломами (рис. 66, 67). По простиранию шарнир складок ундулирует, в результате чего в сводовых частях антиклиналей возникают отдельные вздутия типа брахиантиклиналей и куполов, разделенных седловинами. Синклинали перемычками разбиваются на ряд брахисинклиналей и мульд. Эти структуры более высокого порядка не всегда расположены на одной оси, а зачастую размещены кулисообразно по отношению друг к другу (Denizot, 1949; Lecointre, 1959; Bricon et al., 1965/1966; и др.).

Некоторые из описываемых структур по размерам, сложности строения, морфологии и типу развития могут быть отнесены к мегантиклиналям и мегасинклиналям. К ним принадлежат мегантиклинали Бре и Мерлеро, мегасинклинали Соммы и Сены и др. Кроме четкой линейности и других названных выше черт, тектонические формы Парижского параплато отмечаются равновеликостью отрицательных и положительных структур (см. рис. 65).

Система антиклиналей и синклиналей Парижского параплакоса формировалась длительно (но неравномерно), и многие структуры уже обозначились в начальные стадии образования платформенного чехла. В частности, это доказано для антиклиналей Мерлеро (Dollfus, 1900; Abrard, 1950), Мёдона (Soyer, 1953), Амбуаз-Грасе (Lecoindre, 1959), Эпли в Лотарингии (Robaux, Bernatzky, 1937), синклинали Сены. Развитие структур платформенного чехла отмечается в связи не только с киммерийскими движениями, но и с австрийской, ларамийской и, в особенности, пиренейской и другими позднеальпийскими тектоническими фазами (Soyer, 1953; Mathieu, 1954; Гогель, 1964; и др.). Последняя наиболее активная тектоническая фаза их формирования близка к позднему миоцену (Abrard, 1948, 1950; Кинг, 1967; и др.) и совпадает с эпохой максимальной активности в соседних областях альпийской складчатости. Аномально высокое положение осадков нижнего плиоцена на антиклинали Артуа говорит о том, что некоторые структуры продолжали развиваться вплоть до плиоцена. Детальное изучение ряда структур показывает более сложное их строение на глубине и более простое в молодых горизонтах. Так, юрские отложения антиклинали Мерлеро образуют резкую, сильно поднятую структуру, меловые сбросы в отчетливые, но более слабые складки, а третичные толщи подверглись только волнообразному изгибу.

Разломы чехла Парижского параплакоса распространены главным образом в его бортовых частях, и лишь некоторые достигают центра. Большинство разломов ориентировано согласно с пликативными дислокациями (рис. 68). Многие из них протягиваются на 100 — 150 км. Они осложняют присводовые части антиклиналей или более далекие участки их крыльев. Большая часть имеет характер сбросов.

Кроме разломов, согласных со складками, в Парижском параплакосе имеются более редкие разломы, секущие простираение складок. К ним относятся почти меридиональные разломы ограничения выступа фундамента Морван, продолжения разломов Ронской впадины, сброс Сансер, вытянутый более чем на 150 км от Центрально-Французского парасписа и состоящий из двух кулисообразно расположенных отрезков и др. Эти разломы связаны с поздне третичными тектоническими движениями, которые создали огромные впадины «байкальского» типа (Павловский, 1953) — Рейнский, Ронский грабены и др. Другие радиальные сбросы расположены на западе параплакоса и особенно широко в его восточной части. Они обычно приурочены к ундуляциям шарниров пликативных структур чехла. Вдоль некоторых поперечных разломов (например, разлома Юин на юго-западе впадины) возник ряд куполов, особенно крупных в местах их пересечения с осями антиклиналей.

Некоторые разломы по простираению меняют свое направление. Так, в восточной части Парижского параплакоса «Большой разлом» (Stchépinsky, 1953), вытянутый на 120 км, на западе имеет армориканское направление, затем описывает дугу и на востоке следует уже варисцийскому направлению. Здесь возникает небольшой грабен. Амплитуда разломов Парижского параплакоса по верхним горизонтам платформенного чехла достигает нескольких десятков, реже первых сотен метров.

Как и складки, большинство разломов, видимо, неоднократно обновлялось, но последние подвижки по ним, вероятно, происходили в поздне третичное время (Abrard, 1950; Mathieu, 1954; Pomerol, 1957; и др.). Для некоторых разломов доказывается их плиоценовый возраст.

Структуры платформенного чехла Парижского параплакоса с большой правильностью повторяют простираения структур варисцийского фундамента и образуют такую же серию дуг, направленных к югу выпуклостью. Здесь наблюдается полная унаследованность структурного плана. Данных о совпадении осей однонаправленных тектонических форм в отложениях палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также знака движений значительно мень-

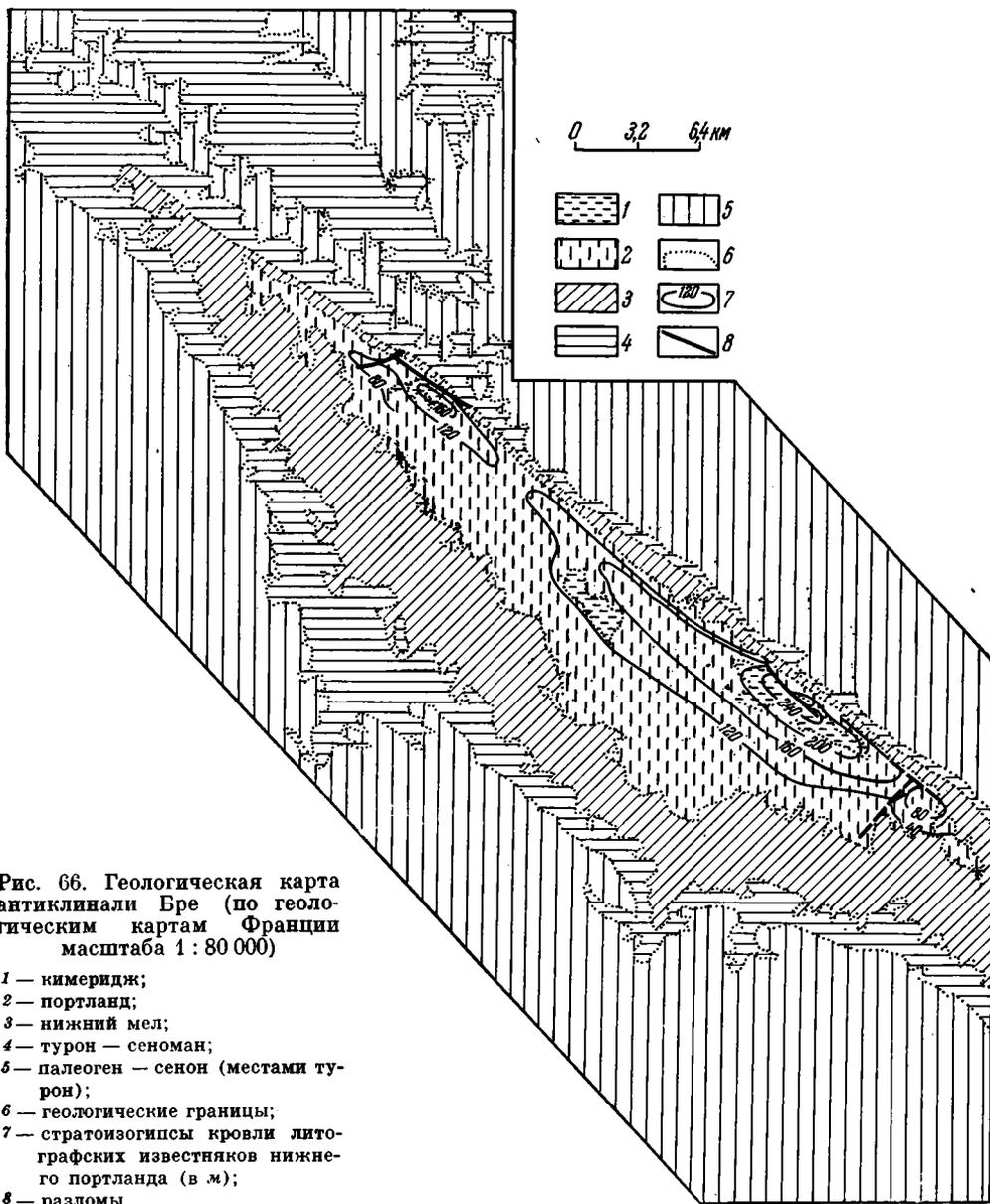


Рис. 66. Геологическая карта антиклинали Бре (по геологическим картам Франции масштаба 1 : 80 000)

- 1 — кимеридж;
- 2 — портланд;
- 3 — нижний мел;
- 4 — турон — сеноман;
- 5 — палеоген — сенон (местами турон);
- 6 — геологические границы;
- 7 — стратозогипсы кровли литографских известняков нижнего портланда (в м);
- 8 — разломы

ше. Так, антиклиналь Мерлеро продолжает антиклинальную структуру силурийских пород Армориканского парасписа. Авторы, описавшие эту структуру, приводят ее как «...замечательный пример наложения юрских, меловых и третичных складок на герцинскую ось» (Abergard, 1950, стр. 70). В районе седловины Пуату синклиналь Сен-Мексан — Лезе продолжает девонско-каменноугольную синклиналь Ляк-де-Гран — Лье, а третичная антиклиналь Монтальямбер налегает на палеозойскую антиклиналь (Mathieu, 1937). Саарская и Лотарингская палеозойские антиклинали и юго-западное продолжение мульды Примс хорошо отражаются в мезозойском платформенном чехле в виде структурных носов и структурного залива. Ряд разломов чехла отвечает палеозойским разломам, закартированным в пределах парасписов, что доказывает возобновление тектонических движе-

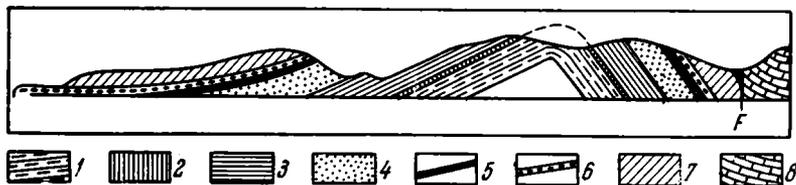


Рис. 67. Геологический разрез антиклинали Бре (Abrard, 1948)

1 — верхний кимеридж; 2 — нижний портланд; 3 — средний и верхний портланд; 4 — пески неокома; 5 — глины; 6 — зеленые пески и гольт; 7 — сеноман и турон; 8 — белый мел сенона

ний по древним линиям разрывов. Совпадение простираний структур чехла, магнитных и гравитационных аномалий также косвенно свидетельствует об унаследованности структурного плана. В ряде случаев совпадение структуры и аномалий одинакового знака говорит о возможном совпадении осевых частей однонаправленных структур чехла и фундамента, т. е. об унаследованности тектонических форм.

Таким образом, можно констатировать, что для структур платформенного чехла Парижского параплато характерна почти повсеместная унаследованность простираний, а в ряде случаев даже унаследованность тектонических форм и знака движений, т. е. большинство этих структур следует отнести к категории унаследованных дислокаций. Вместе с тем имеется ряд разломов, которые являются секущими, наложенными по отношению к простиранию структур фундамента. К ним, в частности, принадлежат разломы Сансер и Юин.

История заложения Парижского параплато начинается с триасового времени, когда на выровненную поверхность варисциального фундамента с широко развитыми орогенными и метагеосинклинальными толщами карбона и перми внедрился залив триасового моря, трансгрессия которого постепенно распространялась с запада на восток (за меридиан Парижа) и продолжалась вплоть до позднего кейпера. В это время четко наметились северное (Арденны), западное (Армориканский параспис) и южное (Центрально-Французский параспис) ограничения параплато. На востоке параплато уже в триасе развивались отдельные антиклинали и синклинали (Robaux, Bernatzky, 1937).

В юрское время трансгрессия, а соответственно и прогибание Парижского параплато еще более усилились. Юрские отложения почти целиком заполняют территорию современного Парижского параплато. Трансгрессия юрского времени захватила окраины окружавших параплато парасписов, перекрыла седловину Пуату и подошла к оси Артуа. В триасе и отчасти в юре Парижский параплато вместе с Южно-Германским и другими впадинами образовали единую плиту. Сюда же входили и Юрские горы, сложенные типично платформенными отложениями триаса и юры. Их увеличенные мощности здесь говорят о том, что район Юрских гор представлял собой зону окраинного опускания.

В бате произошло заметное воздымание массива Вогез, и тем самым впервые отчетливо наметилось оформление восточного борта Парижского параплато. Следствием такого поднятия явилось дальнейшее значительное углубление центральной части параплато. В юре на западе Парижского параплато уже развивались антиклиналь Мерлери и другие унаследованные дислокации.

В результате новокиммерийских тектонических движений произошло полное осушение территории Парижского параплато и выпадение из разреза его платформенного чехла отложений верхов верхней юры и низов нижнего мела. Только в поздневаланджский век в юго-восточную часть параплато через Морвано-Вогезский пролив вновь проник морской бас-

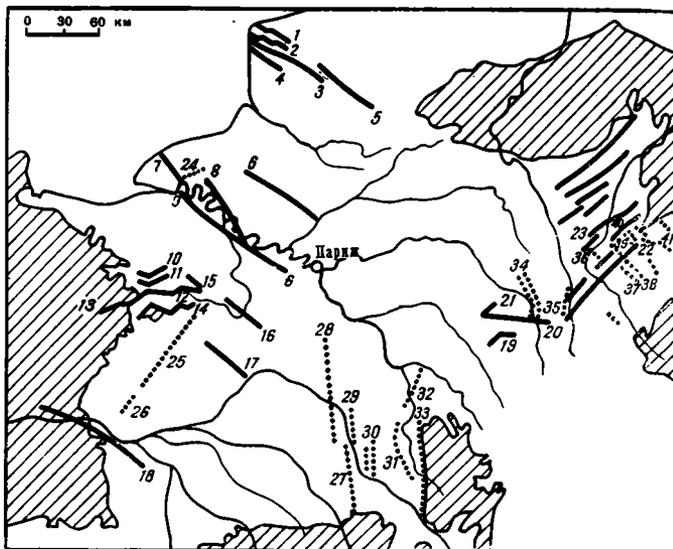


Рис. 68. Основные разломы Парижского параплато (Abrard, 1950)

Разломы, согласные с простираниями структур фундамента: 1 — Тарденган, 2 — Бёврекан, 3 — Вимиль, 4 — Портель, 5 — Артуа, 6 — Бре, 7 — Больбек — Лилльбонн; 8 — Сены, 9 — Румуа, 10 — Мерлеро, 11 — Мулен-ла-Марш, 12 — Мортань, 13 — Мюльтон, 14 — Беллем-Персень, 15 — Рандоннэ, 16 — Сенонш, 17 — Фонтэн-Рауль, 18 — Лудюнэ, 19 — Бар-сюр-Об, 20 — Об, 21 — Сулэн, 22 — Нанси, или Мазерюль, 23 — Метц-Гора. Разломы, секущие простирания структур фундамента: 24 — Вильёкье, 25 — Юин, 26 — Клеф, 27 — Люрси-Леви-Сансер, 28 — Сансер — Монтаржи, 29 — Косн, 30 — Невер, 31 — Уази, 32 — Кенн, 33 — краевые сбросы Морвана, 34 — двойной сброс Марны, 35 — Гонрекур, 36 — Домевр, 37 — Розьер-ле-Салин, 38 — Люневиль, 39 — Понт-а-Муссон, 40 — Дельм, 41 — разломы Саара

сейн, а уже в конце баррема вновь наступил лагунный и континентальный режим, являвшийся отражением значительных преальпских тектонических движений в соседней Альпийской геосинклинальной области.

С альбской трансгрессии началось существенное опускание Парижского параплато. Максимальное распространение моря отмечается в сеномане, когда оно покрыло и антиклиналь Артуа, и седловину Пуату, а также породы палеозоя в краевых зонах Арденнского и Армориканского парасписов.

Новое тектоническое поднятие вызвало регрессию моря в кампане и полное выпадение отложений маастрихта в пределах всего Парижского параплато. Палеогеновые трансгрессии наступали с севера и северо-запада, образовав залив обширного Франко-Англо-Бельгийского бассейна. Отложения палеогена заполнили наиболее глубоко прогнутую центральную часть Парижского параплато.

В связи с пиренейскими тектоническими движениями на вторую половину эоцена падает значительное развитие ряда структур юга Парижского параплато и особенно седловины Пуату. В последнем районе многие антиклинали и синклинали в эоцене в основном закончили свое развитие и уже в отложениях олигоцена практически не находят отражения (Lescointre, 1959).

С неогеном связана одна из наиболее существенных стадий образования Парижской системы антиклиналей и синклиналей, а также сопровождающих их разломов. В это же время произошло заложение секущих разломов рейнского простирания. Оформившиеся в олигоцене и неогене Рейнский и Ронский грабены более четко определили восточную и юго-восточную границы Парижского параплато. Территория Юрских гор, в конце олигоцена и в миоцене втянутая в опускание краевого прогиба, в позднем миоцене — начале плиоцена претерпела складкообразование и

окончательно вышла из состава платформы. В ряде мест (в частности, на Центрально-Французском парасписе) к этим разломам приурочена значительная вулканическая деятельность. Только в позднем плиоцене практически закончилось формирование унаследованных дислокаций Парижского параплакоса.

### Аквитанский параплакос

Аквитанский параплакос на севере ограничен Армориканским парасписом, на востоке — Центрально-Французским парасписом и его южным продолжением (выступами Рург и Монтань-Нуар), а на юге — альпийскими горными сооружениями Пиренеев и Предпиренейским краевым прогибом. К западу параплакос расширяется и открывается в Атлантический океан. Между Армориканским и Центрально-Французским парасписами расположена седловина («пролив») Пуату, которая отделяет Аквитанский параплакос от Парижского. К югу от выступа Монтань-Нуар расположен третичный прогиб — «пролив» Каркассонн, который связывает Аквитанский параплакос с районом Средиземного моря. Если древние породы Армориканского парасписа более или менее постепенно погружаются под чехол Аквитанского параплакоса, то юго-западный край Центрально-Французского парасписа ограничен сбросами, имеющими армориканское простирание. Выступ Рург также по крупному разлому (сброс Вильфранш) контактирует с мезозойскими отложениями параплакоса. Южная окраина Аквитанского параплакоса вовлечена в опускание Предпиренейского краевого прогиба. Южной границей параплакоса является погребенный под молассами краевого прогиба разлом или флексура, ограничивающая с севера Субпиренейскую зону<sup>1</sup>. В ряде случаев эта граница представляет собой крупный надвиг, выходящий на поверхность (рис. 69).

На геологической карте параплакос хорошо выделяется широким развитием отложений неогена и палеогена, из-под которых на его северном и восточном бортах выходят более древние породы верхнего мела и юры. По форме Аквитанский параплакос представляет собой почти прямоугольный треугольник площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>.

О фундаменте Аквитанского параплакоса можно составить представление по его выходам в окружающих парасписах и выступах, а также по относительно редким скважинам, вскрывшим породы фундамента под платформенным чехлом (рис. 70). Однако существующих материалов бурения и геофизики недостаточно для составления схемы строения фундамента Аквитанского параплакоса. Скважины вскрыли различные как метаморфические, так и осадочные породы. Последние по возрасту охватывают интервал от силура до перми (Bugnicourt et al., 1960; Боннар и др., 1961; Artieres et al., 1963; и др.).

В фундаменте Аквитанского параплакоса могут быть выделены следующие комплексы: собственно геосинклинальный, представленный разнообразными сильно дислоцированными, прорванными интрузиями породами до нижнего карбона включительно; орогенный, сложенный сероцветной угленосной молассовой формацией верхнего карбона (стефана), и метагеосинклинальный, образованный красноцветной молассой перми.

В одних скважинах (Ламарк 1, Карканс, Порж 1) вскрыты различные метаморфизованные сланцы (серицитовые, кварцитовые и др.), в других (Кобон 101, Сен-Мартен-дю-Буа 1, Авансак 101 и др.) обнаружена пес-

<sup>1</sup> В складчатом сооружении Пиренеев обычно различают Осевую палеозойскую зону, расположенные к северу и югу от нее Северо-Пиренейскую и Южно-Пиренейскую зоны и, наконец, Субпиренейскую зону (Jacob, 1930; Casteras, 1933; Богданов, 1958; Ситтер, 1960; Кастерас, 1964; Павловский, 1965; и др.). Субпиренейская зона на севере частично перекрыта молассами Предпиренейского краевого прогиба.

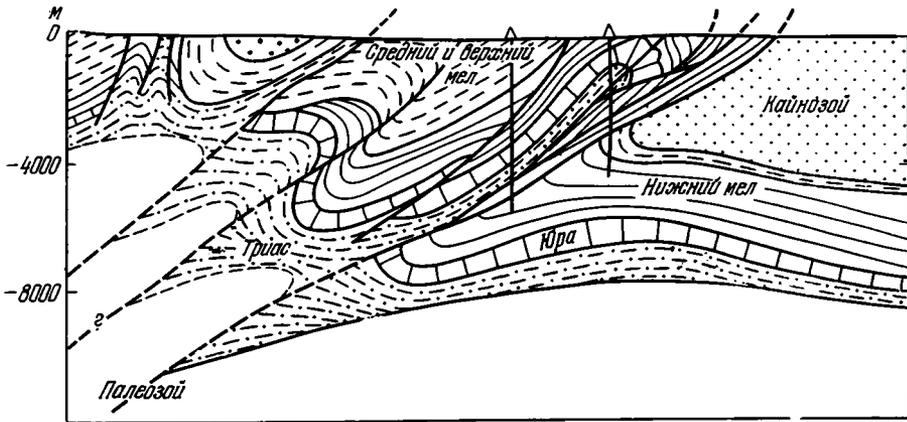


Рис. 69. Разрез надвига Ортец-Лагор (Маттауер, 1966)

чано-сланцевая серия силуар. Некоторые скважины (Клерэ 1, Сен-Мартен-дю-Буа и др.) вошли в известняково-доломитовую толщу нижнего и среднего девона, а скважина Субиру 1 — в сланцево-доломитовую толщу, по-видимому, верхнего девона. Многие скважины (Сен-Феликс 1, Сен-Жери, Кастельсарразен 162 и др.) вскрыли песчано-сланцевые отложения нижнего карбона. В большинстве скважин найдены ископаемые остатки, позволяющие определить возраст вскрытых пород. Все породы значительно ( $30-90^\circ$ ) дислоцированы. Исключение составляет скважина Буглон-Сент-Март 1, которой была пройдена толща переслаивающихся сланцев, кварцитов и песчаников кульма с углами падения не более  $10^\circ$ .

В скважине Лавор 101 и других вскрыты красноцветные песчаники, конгломераты и аргиллиты мощностью в несколько сотен метров. Обычно они немые, но местами содержат отпечатки листьев и спорово-пыльцевые комплексы нижней перми. Более хорошо красноцветные молассы перми известны по окраинам Центрально-Французского парасписа, где они выполняют небольшие приразломные мульды (Брив и др.). Здесь их мощность равна 500—600 м. Они постепенно переходят в сероцветные песчаники, конгломераты и аргиллиты с прослоями углей верхнего карбона, общей мощностью до нескольких сотен метров. В пределах Аквитанского параплато сероцветная угленосная моласса карбона нигде не встречается.

Судя по окружающим впадинам выходам фундамента, а также по направлениям магнитных и гравитационных аномалий, простирания структур фундамента Аквитанского параплато в северной его части северо-западные (армориканские), но к югу переходящие в субширотные, параллельные простиранию палеозойских структур Пиренеев.

Из анализа структурной схемы поверхности фундамента (см. рис. 70) следует, что наиболее глубоко (свыше 4 км) фундамент Аквитанского параплато погружен в Предпиренейском краевом прогибе и в прогибе Аркашон-Бордо, открывающемся в Бискайский залив. Эти два прогиба разделены крупным поднятием фундамента — Ажен-Монтобан, которое протягивается в субширотном направлении от выступа Рург. Близ Армориканского и Центрально-Французского парасписов происходит довольно интенсивное воздымание поверхности фундамента. В целом с северо-северо-востока на юго-юго-запад намечается погружение поверхности фундамента с резким его опусканием близ Пиренеев в Субпиренейской зоне (рис. 71).

Платформенный чехол Аквитанского параплато начинается отложениями триаса, которые представлены разрезом германского типа (Artié-

res et a., 1963; Burrolet, 1963; Connaissances..., 1963; Dalbiez, 1963; и др.). Триасовое море трансгрессировало с юго-востока (через пролив Каркас-сонн). Породы триаса с несогласием и перерывом ложатся на различные более древние породы. От пермских отложений породы триаса отделяются с трудом, а в Пиренеях, где низы триаса становятся по составу более грубыми, выделяются вместе с пермскими как пермо-триас.

Отложения триаса обычно подразделяются на три литологические толщи, которые из-за отсутствия ископаемых остатков условно сопоставляются с соответствующими тремя отделами. Нижний триас сложен пестроцветными песчаниками, глинами и конгломератами мощностью до первых сотен метров. Они распространены только на юго-востоке. Средний триас (раковинный известняк) представлен известняками и доломитами с прослоями аргиллитов общей мощностью до первых десятков мет-

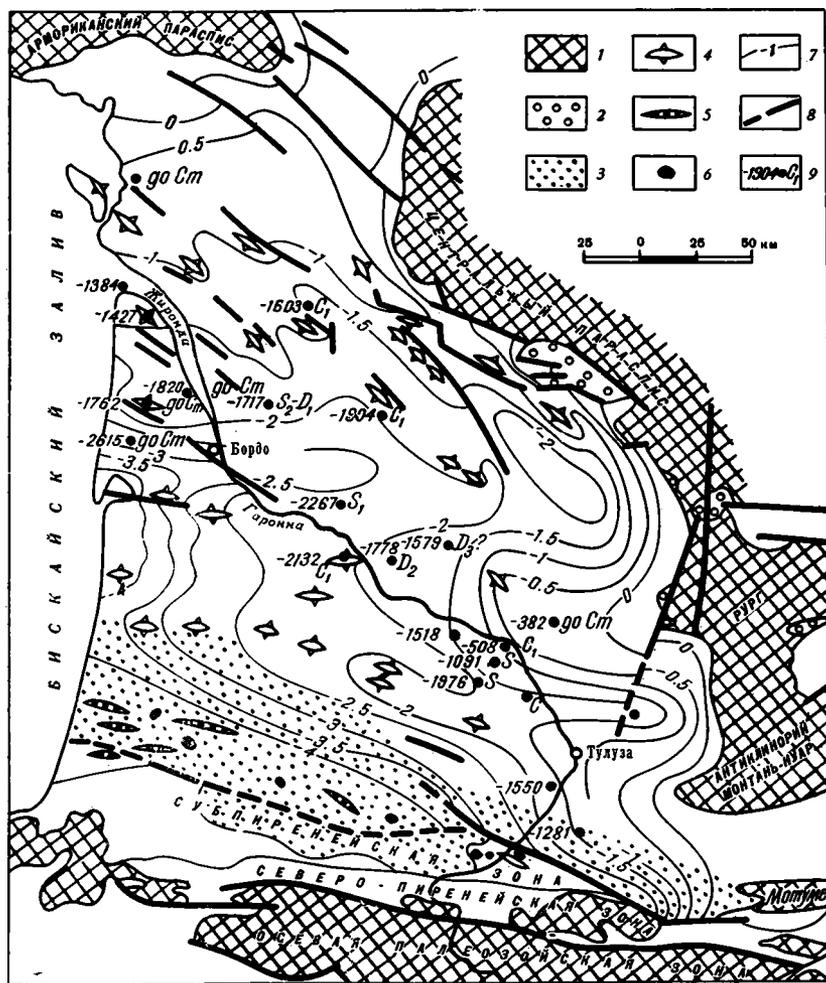
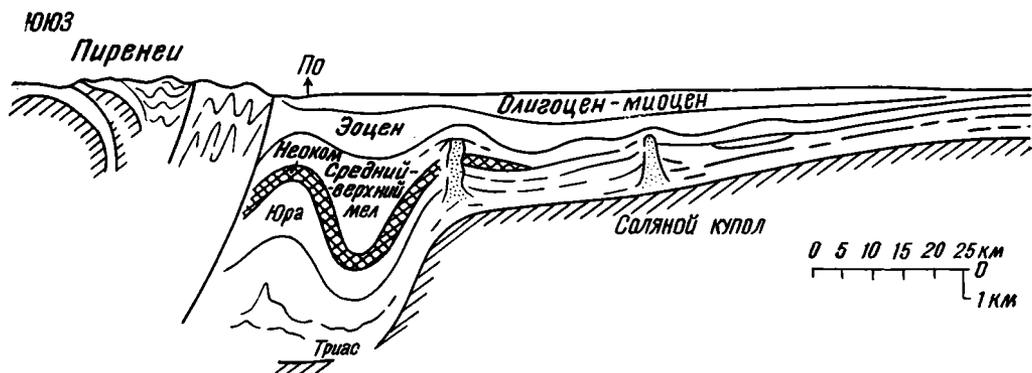


Рис. 70. Схематическая структурная карта поверхности фундамента Аквитанского Гараплакса (по Тектонической карте Европы, 1964, с исправлениями и дополнениями)

1 — выход доорогенных пород фундамента на поверхность; 2 — сероцветная моласса карбона на поверхности; 3 — Предпиренейский краевой прогиб; 4 — антиклинали и брахиантиклинали; 5 — соляные антиклинали по данным гравиметрии; 6 — соляные купола и антиклинали по данным бурения; 7 — стратонизогипсы поверхности фундамента (в м); 8 — разломы; 9 — скважина абсолютная отметка поверхности фундамента и возраст вскрытых пород фундамента



ров. Эти отложения охватывают всю южную часть параплакоса до Жиронды. Верхнетриасовые отложения занимают почти весь параплакос и представлены пестроцветными глинами, доломитами, ангидритами и каменной солью. Наибольшую мощность (до 660 м) соленосная формация кейпера имеет на юго-западе параплакоса. Здесь же триасовые отложения имеют максимальную (более 1000 м) общую мощность (рис. 72). На юге параплакоса отложения триаса включают пластовые интрузии офитов мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Важно отметить, что Пиренеев, как горной страны, в течение триаса не существовало. В их районе накапливались те же по составу отложения триаса, что и в Аквитанском параплакосе, только меньшей мощности.

Более молодые отложения платформенного чехла достаточно подробно описаны в ряде обобщающих работ (Abrard, 1948; Жинью, 1952; Бонвар и др., 1961; Colloque..., 1961; Vigneaux, 1964; и др.).

Юрские отложения выполняют всю территорию современного Аквитанского параплакоса. Именно в юре осуществлялась связь между Аквитанским и Парижским параплакосами через пролив Пуату. Отложения нижней юры, согласно залегающие на кейпере и несогласно на более древних породах, представлены терригенно-карбонатной формацией общей мощностью до 400—600 м. В их низах встречаются вулканические туфы. Средняя юра образована карбонатной формацией (известняки, реже мергели) мощностью от первых десятков метров до 150 м. Верхнеюрские отложения (известняки, доломиты, глины) принадлежат к той же карбонатной формации и имеют максимальную (более 1000 м) мощность в прогибе Аркашон-Бордо, которая к югу, к Пиренеям, и северу и северо-востоку постепенно сокращается до первых сотен метров. Общая мощность юрских отложений в центре параплакоса (прогиб Аркашон-Бордо) превышает 1800 м. Аналогичный разрез юры известен и в Пиренеях. Мощность их здесь значительно меньше и только в Субпиренейской зоне превышает 1000 м.

Триасовые и юрские отложения образуют первый (нижний) структурный ярус платформенного чехла Аквитанского параплакоса.

С перерывом на породах юры залегают континентальные отложения неокома (вельдская фация) — пестрые глины, песчаники с прослоями лигнита, имеющие мощность всего несколько метров и распространенные только на юго-западе Аквитанского параплакоса, в прогибе Аркашон-Бордо и районе, прилегающем к Субпиренейской зоне. Несколько шире, но также на юго-западе параплакоса развита доломитово-известняковая формация неокома мощностью до 200—300 м. На большей части Пиренейской области отложения неокома (кроме верхов баррема) отсутствуют и известны лишь на западе Северо-Пиренейской и Субпиренейской зон, где представлены точно такими же формациями, как и в прилегающих районах Аквитанского параплакоса.



Рис. 71. Разрез Аквитанского бассейна (Гогель, 1964)

На неокомских, а местами на более древних породах с перерывом залегают отложения апта-альба, которые также распространены только в прогибе Аркашон-Бордо и в самой южной полосе параплакоса, прилегающей к Пиренеям. В прогибе Аркашон-Бордо они представлены черными мергелями с прослоями мергелистых известняков и, реже, песчаников общей мощностью до 500—600 м, возможно до 1000 м (в центре прогиба). В пределах Пиренеев апт местами начинается конгломератами, выше которых расположена мощная (свыше 2500 м) толща черных глин, мергелей и известняков. К северу от этого прогиба, вытянутого на месте Северо-Пиренейской и отчасти Субпиренейской зон, мощность отложений апт-альба быстро уменьшается до 1000—1500 м, и к Рокфору апт-альбские отложения постепенно выклиниваются.

С началом позднего мела связана крупная трансгрессия. Сеноманские отложения с перерывом и несогласием залегают на различных более древних породах и распространены почти на всей территории Аквитанского параплакоса. Если в триасе, юре и неокоме между отложениями Аквитанского параплакоса и Пиренеев принципиальных различий в формационном составе и мощностях практически не было, и они впервые довольно отчетливо наметились в апте и альбе, то начиная с сеномана эти различия стали весьма разительными. На месте Субпиренейской зоны заложился узкий вытянутый вдоль Пиренеев прогиб (Атюрский залив), выполненный мощной (до 5000 м) флишевой толщей в основном верхнего мела, низов палеогена и местами частично нижнего мела. Сразу же за северным краем этого прогиба на территории Аквитанского параплакоса распространены эпиконтинентальные мелководные фации верхнего мела. Сеноман и турон здесь представлены терригенно-карбонатной формацией, а сенон — формацией песчого мела. Мощность отложений сеномана достигает 200—300 м, а турон-сенона — 400—500 м и немного более.

На меловых отложениях с перерывом залегают породы палеоцена, нижнего и среднего эоцена, которые представлены терригенно-карбонатной формацией мощностью до 500—700 м.

Описанные выше отложения мела и низов палеогена образуют второй (средний) структурный ярус платформенного чехла Аквитанского параплакоса, который четко делится на четыре подъяруса: неокомский, апт-альбский, сеноман-сенонский и палеоцен-эоценовый.

В конце среднего эоцена (лютет) проявилась главная тектоническая фаза в Пиренеях (пиренейская), в результате чего большая часть Аквитанского параплакоса вышла из-под уровня моря, а на юге с этого времени вплоть до миоцена включительно происходило накопление мощных (до 1000 м, а на юге Бискайского залива у г. Биаррица до 1500 м) моласс, состоящих из конгломератов, песчаников, глин, мергелей и известняков. В более северных районах юго-западной части Аквитанского параплакоса

накопились пестрые по составу карбонатно-терригенные отложения верхнего эоцена, олигоцена, неогена и антропогена мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров. Отложения верхней части эоцена — антропогена составляют третий (верхний) структурный ярус чехла парапласа.

В платформенном чехле северной части Аквитанского парапласа прослеживается серия линейных мегантиклиналей и мегасинклиналей, имеющих армориканское простирание (Glangeaud, 1899; Daguin, 1948; Abergard, 1948; Боннар и др., 1961; и др.). Северо-Аквитанская система дислокаций расположена к югу от системы нарушений седловины Пуату и является непосредственным ее продолжением.

Крайняя с северо-востока мегантиклиналь (Марей-Мейсак) протягивается на 180 км и состоит из ряда антиклиналей и брахиантиклиналей, кулисообразно расположенных по отношению друг к другу. Наиболее четко выражена антиклиналь Марей, в ядре которой обнажены отложения юры. Она асимметрична, с более крутым (до 60°) северо-восточным и пологим (до 20°) юго-западным крыльями. К юго-востоку эта структура подставляется следующей, у которой более крутое уже юго-западное крыло. К тому же оно оборвано сбросом Террассон, амплитуда вертикального смещения по которому изменяется до 40 до 500 м.

Далее к юго-западу, отделяясь равновеликой Сарлатской мегасинклиналью, параллельно мегантиклиналям Марей-Мейсак протягивается мегантиклиналь Коньяк-Перигё, шарнир которой по простиранию также ундулирует, в результате чего образуются более частые антиклинали, брахиантиклинали и купола (Шапдейл, Сен-Сиприен и др.). В их ядрах прослеживаются отложения юры. Некоторые из них осложнены продольными сбросами.

Амплитуда антиклинали относительно юго-западного крыла по поверхности юрских отложений превышает 600 м.

Следующая к юго-западу мегантиклиналь (Жонзак — Сен-Фрон) отделяется мегасинклиналью Сент и протягивается немногим более чем на 200 км. Самая северо-западная антиклиналь Жонзак имеет длину 80 км и ширину 10 км. Она продолжается на о. Олерон. В ее своде обнажены отложения юры. Она асимметрична, с более крутым северо-восточным крылом. На юго-востоке мегантиклиналь оканчивается куполом Сен-Фрон также с выходом в ядре юрских пород.

Мегантиклинали и мегасинклинали Северо-Аквитанской системы имеют много общих черт строения и развития со структурами Парижской системы: линейность, асимметричность, ундуляция шарнира по простиранию, кулисообразное расположение составляющих их структурных элементов, сопровождение продольными разломами вдоль крутых крыльев, равновеликость положительных и отрицательных структур, длительность и неравномерность развития. Заложились эти структуры еще в юре, причем отмечается определенное усиление их развития в конце юры, в предсеноманское время и в конце эоцена. Их развитие в основном закончилось к олигоцену.

К югу от Северо-Аквитанской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей расположен прогиб Бордо, открывающийся к западу, в Бискайский залив. Он четко вырисовывается по подошве палеогена (рис. 73). Прогиб субшироко вытянут более чем на 150 км. На его северном борту расположена также субширотная антиклиналь Блей-Листрак со среднеэоценовыми известняками в своде. На юге он ограничен полосой антиклиналей, наиболее западной из которых является Виллагрен-Ландир. Она имеет более крутое северное и пологое южное крылья. Отделяясь седловиной, к восток-юго-востоку находится почти симметричная антиклиналь Булон. К востоку от них расположено крупное поднятие Ажен-Монтобан. Ряд субширотно ориентированных антиклиналей и брахиантиклиналей

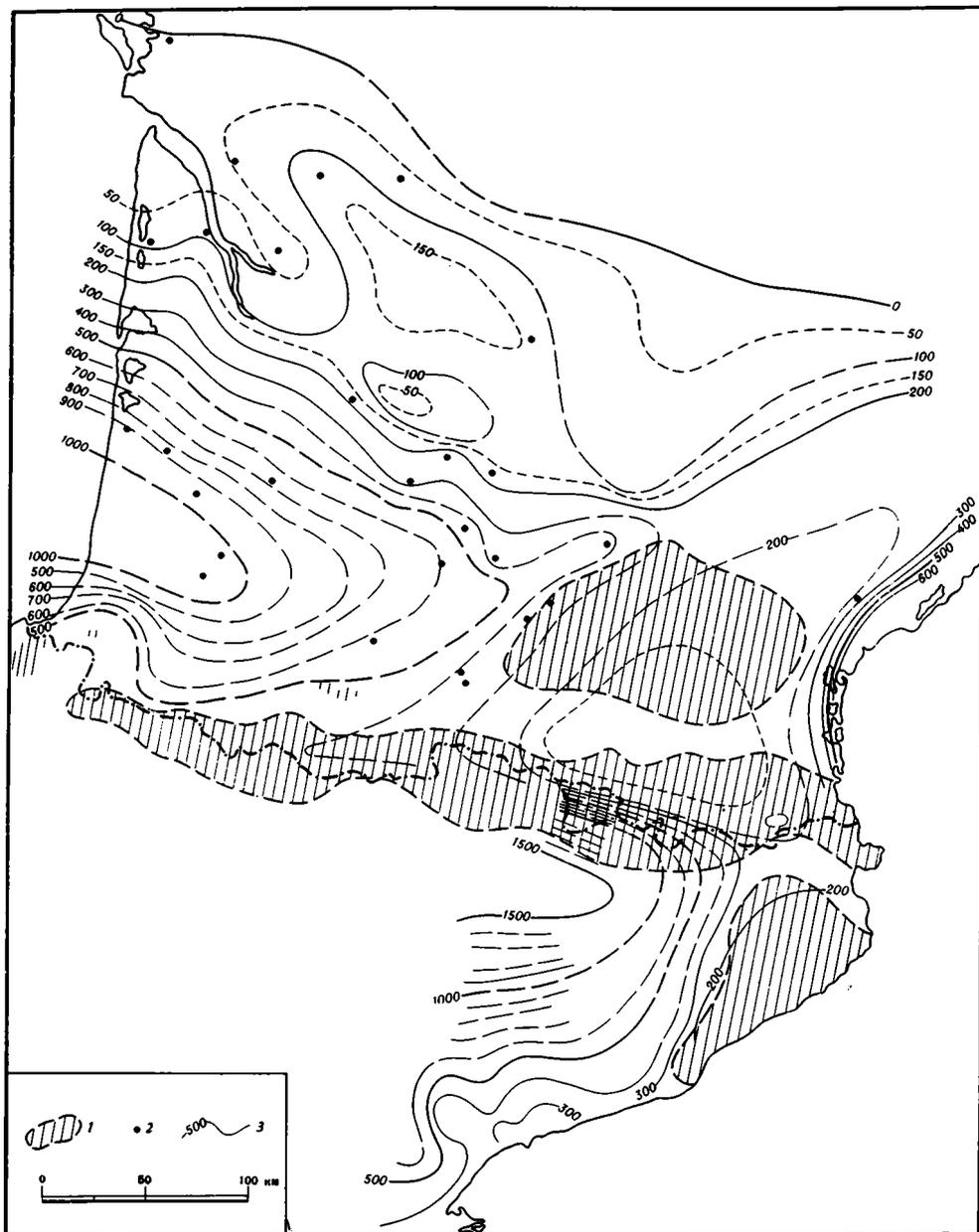


Рис. 72. Карта изопахит отложений триаса Аквитанского параплекоса (Burolet, 1963)

1 — области, в пределах которых отложения триаса размыты; 2 — скважины; 3 — стратиграфические гипсы (в м)

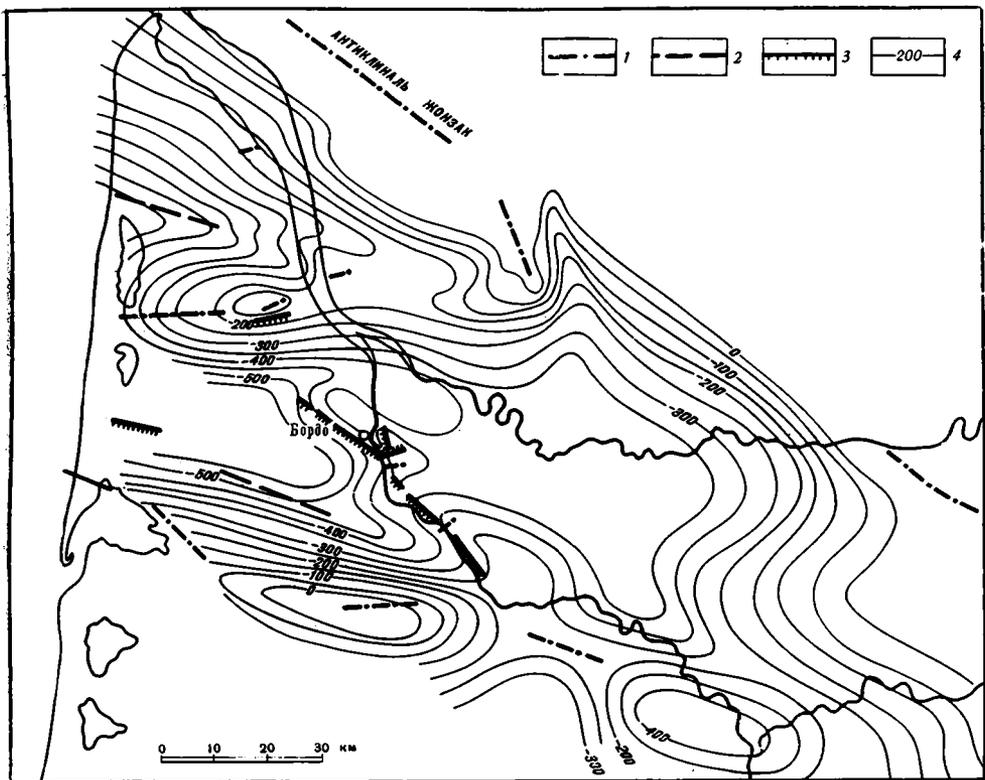


Рис. 73. Структурная карта подошвы палеогеновых отложений северной части Аквитанского параплакоса (Klingebiel, 1967)

1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — разломы и флексуры; 4 — стратизогипсы подошвы палеогеновых отложений (в м)

находится к югу от структуры Виллагрен-Ландир, в прогибе Аркашон. Из них наиболее известны антиклинали Паренти, Мот и Казо, к которым приурочены месторождения нефти (Hlauschek, 1965; Гарро, 1959; Мишель, Гарро, 1959). Эти антиклинали имеют пологие своды, более крутые северные крылья, иногда разорванные сбросами, и амплитуды поднятия в несколько десятков или первые сотни метров.

На погружении палеозойского антиклинория Монтань-Нуар в платформенном чехле намечается поднятие, которое прослеживается в субширотном направлении в район г. Тулузы. По-видимому, на продолжении этого поднятия к запад-северо-западу лежит полоса небольших антиклиналей Рокфор, Креон и др. (Daguin, 1941; Dupouy-Camet, 1952, 1953). С ними связаны четкие положительные аномалии силы тяжести. Эта полоса антиклиналей образовывала тот палеогеографический барьер, который отделял бассейн Аркашон-Бордо от Южно-Аквитанского.

Южная часть Аквитанского параплакоса, прилегающая к Субпиренейской зоне, начиная с апта — альба была вовлечена в прогибание Флишевого прогиба Пиренеев и может быть выделена как зона Южно-Аквитанского (Адурского) окраинного опускания (моноклинали). Здесь развиты преимущественно субширотно ориентированные соляные структуры, очень полно описанные Дюпуи-Камэ (Dupouy-Camet, 1952, 1953).

Среди соляных структур выделяются одиночные соляные купола (Дакс, Бастенн-Гожак, Тетью и Мажеск). В их центрах расположены верхнетриасовые соляные ядра, выходящие на поверхность в виде овалов неправильной формы, размером от  $3,2 \times 1,2$  км до  $7 \times 4,8$  км (рис. 74, 75).

В соли, как правило, встречаются включения офитов. Крылья куполов сложены опрокинутыми, поставленными на голову или круто наклоненными отложениями мела и палеогена. На глубине нередко встречаются зажатые в тектонические клинья отложения юры. По окраинам соляных штофов обычно проходит серия разрывов.

Другой тип развитых здесь соляных структур представляет собой антиклинали с расположенными на глубине соляными ядрами. К этим

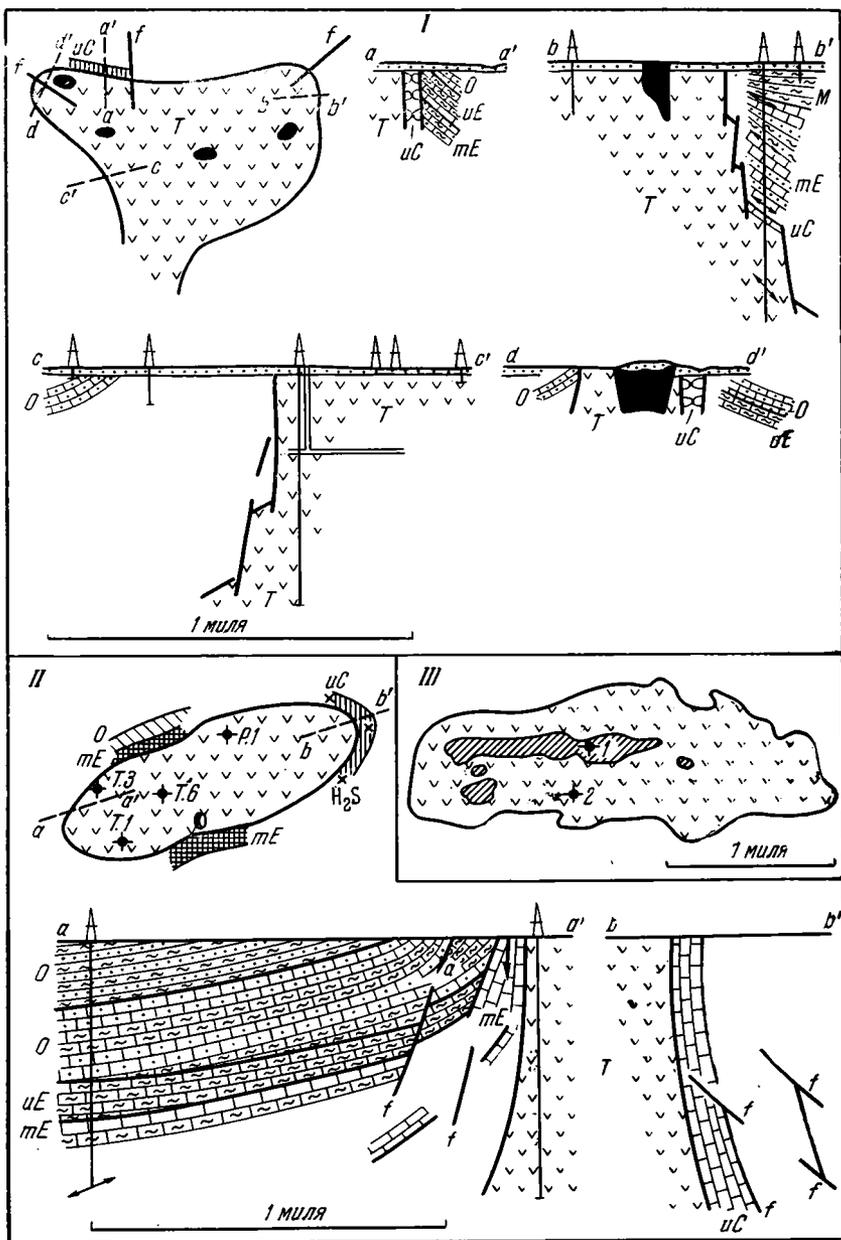


Рис. 74. Схематическая карта и разрезы триасовых соляных куполов Дакс (I) Тетью (II) и Мажеск (III). По J. Dupouy-Camet (1953)

Буквы на рисунке: М — миоцен; О — олигоцен; uE — верхний эоцен; mE — средний эоцен; С — верхний мел; Т — триас; f — разлом; черное — офиты

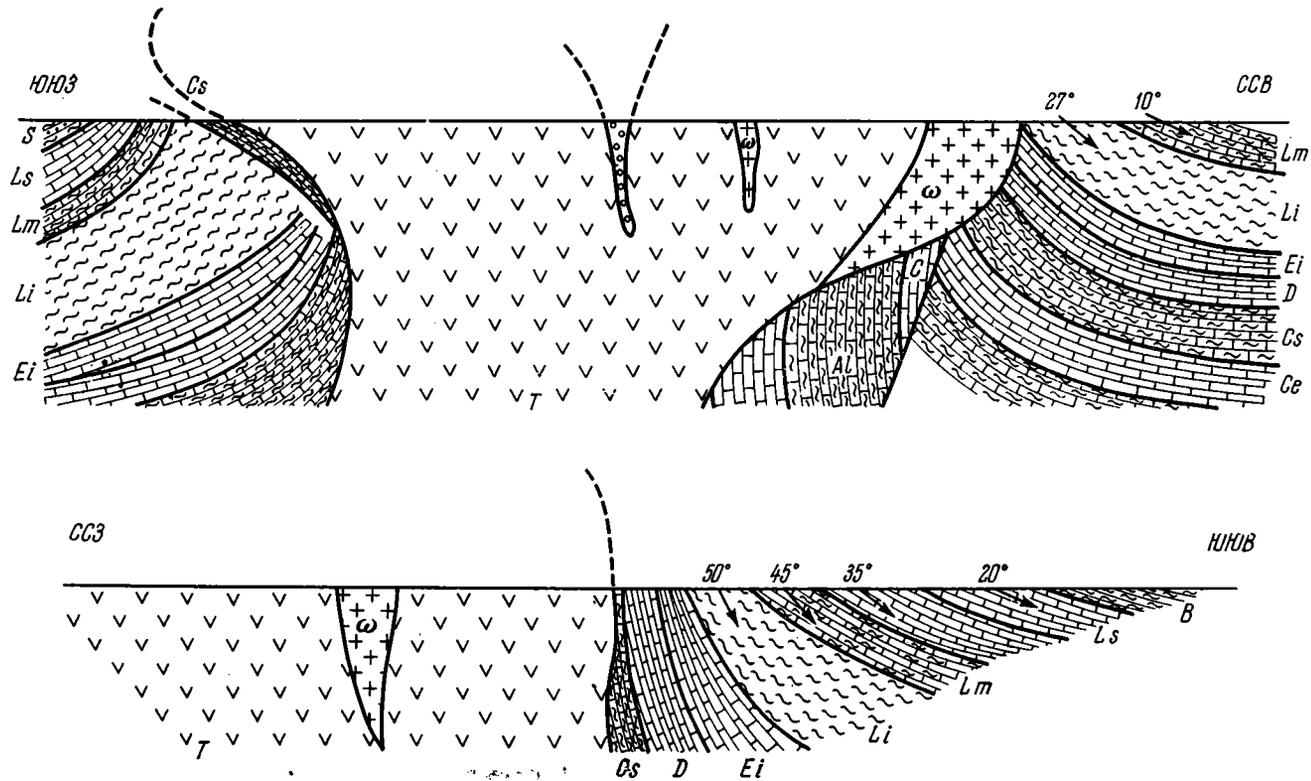


Рис. 75. Геологические разрезы соляного купола Бастенн-Гожак (Duroou-Samet, 1953)

Буквы на разрезах: S — стампийский ярус; B — баргон; Ls — верхний лютет; Lm — средний лютет; Li — нижний лютет; Ei — нижний эоцен; D — даний; Cs — верхний мел; Ce — севон; Al — альб; Ap — апт; J — юра; T — триас; ω — офиты

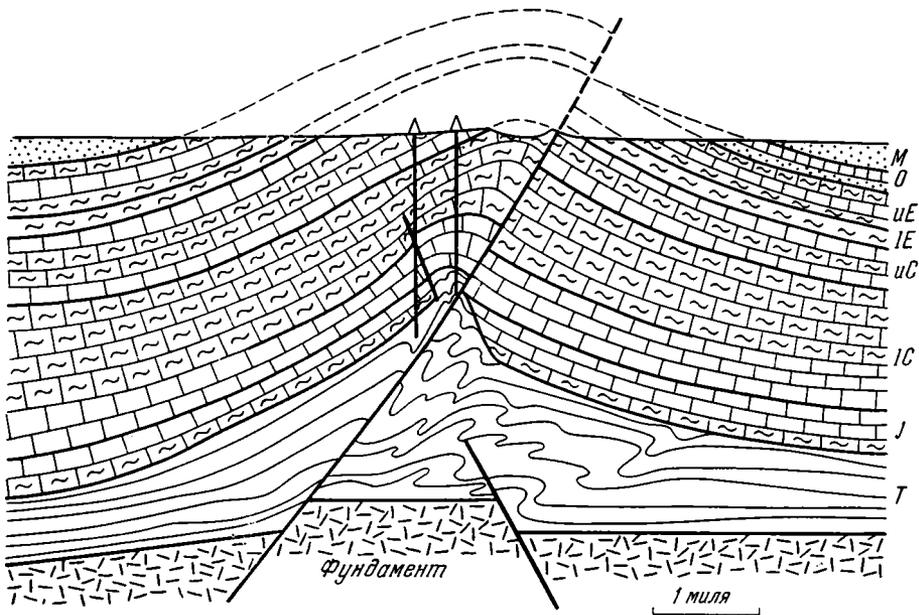


Рис. 76. Геологический разрез соляной антиклинали Одишон (Duroy-Camet, 1953)  
Объяснение буквенных обозначений см. на рис. 74 и 75

соляным антиклиналям принадлежат структуры Одишон, Гарлин, Антин и др. К ним же относится упомянутая выше антиклиналь Рокфор. Эти антиклинали, длиной до 20—25 км и шириной несколько километров, обычно сопровождаются разломами, асимметричны (с углами падения слоев до 10—25° на пологом южном и до 35° на крутом северном крыльях), с ясно выраженным на глубине раздувом соляной массы в ядре (рис. 76).

Следующий тип соляных структур образуют антиклинали, у которых имеется прорванное соляное ядро, выходящее на поверхность. К ним принадлежит антиклиналь Терси (рис. 77).

На крайнем юге Южно-Аквитанской окраинной моноклинали, на ее границе с Субгерцинской зоной, расположена субширотная антиклиналь Лак, с которой связано одно из первых на Аквитанском параплато крупных месторождений нефти и газа (Мишель, Гарро, 1959; Шеффлер, 1959; King, 1966; и др.). На антиклиналь Лак надвинуты опрокинутая и разбитая сбросами антиклиналь Сен-Сюзанн и сопряженная с последней синклинали Совлад, принадлежащие уже к Субпиренейской зоне.

Рассматривая вопрос о взаимоотношении структур фундамента и чехла, можно отметить, что для Аквитанского параплато характерно полное совпадение простираний тех и других. Об унаследованности тектонических форм и знака движений говорить трудно, так как материала о внутреннем строении фундамента еще явно недостаточно. Единственным убедительным примером в этом отношении является палеозойский антиклинорий Монтань-Нуар, на продолжении которого в платформенном чехле развита также антиклинальная структура. Таким образом, для Аквитанского параплато можно твердо констатировать только согласованность структурного плана чехла и фундамента.

В палеозое территория Аквитанского параплато, так же как и прилегающих Пиренеев, пережила геосинклинальное герцинское развитие, которое закончилось в середине карбона. Если Аквитанская палеозойская геосинклиналь унаследовала миогеосинклинальную зону бриовера (позднего докембрия), то Пиренейский эвгеосинклинальный прогиб скорее всего заложился как наложенная структура на раздробленном фундаменте

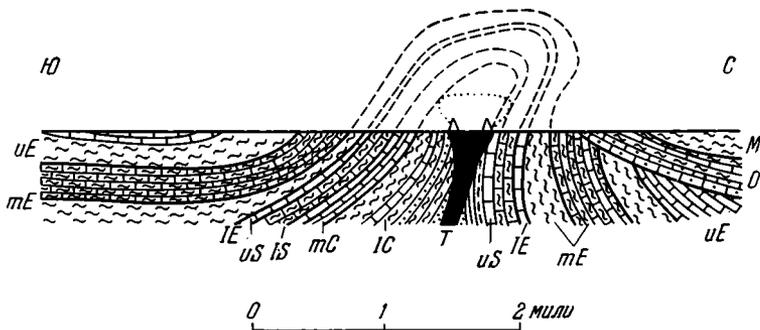


Рис. 77. Геологический разрез антиклинали Терси (Duroy-Camet, 1953)

Объяснение буквенных обозначений см. на рис. 74 и 75

Франко-Испанской платформы (Павловский, 1960, 1965). Их границей служил Северо-Пиренейский разлом. С середины карбона и до конца перми обе эти области претерпели орогенный этап развития, молассовые породы которого сохранились в отдельных небольших впадинах, известных как в Пиренеях, так и по обрамлениям Аквитанского параплато. В пределах последнего молассы вскрыты только в его восточной части и, возможно, присутствуют на крайнем юге. На большей его части их нет.

Платформенный этап наступил с триаса, в течение которого осадки платформенного типа накапливались не только на Аквитанском параплато, но и на территории Пиренеев (см. рис. 72). В это время Иберийская молодая платформа не была отделена от Западно-Европейской, а составляла с ней одно целое. С поздним триасом связаны пластообразные тела и лакколиты сильно измененных диабазов (офитов), которые приурочены к Северо-Пиренейской и другим линиям разломов. В юре уже на всей современной площади Аквитанского параплато сформировался платформенный чехол. В это время начали образовываться как линейные структуры на севере параплато, так и соляные купола и антиклинали на его юге. Их рост особенно усилился в преднеокомское и предаптское время, с которым связаны общие поднятия территории и перерыв в осадконакоплении. В Пиренеях платформенный режим сохранялся как в юре, так и в неокоме. Многие исследователи (Н. Termier, G. Termier, 1957; Белоусов, 1962; Павловский, 1965) пришли к выводу, что геосинклиальный режим в послегерцинской истории Пиренеев вообще не существовал. Действительно, в течение триасового, юрского и неокомского времени тектонический режим Пиренеев и Аквитанского параплато ничем не отличался. Однако начиная с апт-альба в Северо- и Южно-Пиренейской зонах, а в сеномане и в Субпиренейской зоне заложилась глубокие узкие геосинклиальные трюги, выполненные мощной толщей терригенно-карбонатных и флишевых отложений. На Аквитанском же параплато продолжалось формирование относительно маломощных мелководных эпиконтинентальных осадков. Возник уступ южного ограничения Аквитанского параплато. В его южной части, которая была втянута в прогибание соседних флишевых трюгов, накопились более мощные толщи платформенных отложений.

С предаптскими и предсеноманскими тектоническими движениями связано существенное развитие различных структур платформенного чехла параплато. Наиболее интенсивное их формирование произошло в конце среднего эоцена (пиренейская тектоническая фаза). С этого времени в Пиренеях началось горообразование, параллельно с которым формировался

Предпиренейский краевой прогиб, заполнявшийся молассами. Этот процесс продолжался вплоть до конца миоцена (Манжен, 1960). В опускание краевого прогиба вовлекалась южная часть параплатоса. Еще более четким стало его ограничение, по которому в ряде мест образовались надвиги. Обновились движения по многим разломам, развитым на границе параплатоса и соседних парасписов и осложняющим различные пликативные структуры чехла. Отложения олигоцена уже практически не затронуты дислокациями, за исключением ряда соляных структур, развитие которых продолжалось и в послеолигоценное время.

### ДУНБЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Дунбейская молодая платформа имеет ряд своеобразных черт строения, отсутствующих у предыдущих платформ. Это связано с положением платформы в Тихоокеанском сегменте земной коры и непосредственным влиянием на ее тектонику мезозойской складчатой области востока Азии. Своеобразие Дунбейской платформы прежде всего выражается в широком развитии вулканогенных мезозойских прогибов и впадин тихоокеанского типа и молодых посторогенных гранитоидов. В ее пределах наиболее крупными и хорошо изученными участками распространения платформенного чехла являются два параплатоса: Зейско-Буреинский и Сунляо.

### Зейско-Буреинский параплатос

Зейско-Буреинский параплатос расположен на севере Дунбейской платформы, в той ее части, которая возникла на месте Монголо-Охотского пояса герцинид. Он имеет форму вытянутого в субмеридиональном направлении прямоугольника, имеющего стороны длиной соответственно 300 и 175 — 200 км. На севере от углов параплатоса в виде заливов отходят небольшие ответвления. Общая его площадь примерно равна 60 тыс. км<sup>2</sup>.

Сведений о фундаменте Зейско-Буреинского параплатоса до последнего времени почти совсем не было. Поэтому вопрос о его строении решался по-разному. Одни исследователи (Архангельский, Шатский, 1933; Кропоткин, 1954; и др.) считали фундамент впадины докембрийским, другие (Нагибина, 1962; и др.) — гетерогенным: на востоке — докембрийским (Хингано-Буреинский срединный массив), а на западе — среднепалеозойским. Несмотря на появление геофизических и некоторых данных бурения эти разногласия о возрасте и составе фундамента параплатоса тем не менее сохранились. Одна группа геологов придерживается первой точки зрения — о докембрийском фундаменте (Варенцов и др., 1960, 1962; Куренков, 1963; Железнова, 1964; и др.), другая — о его гетерогенном строении (Тарков, 1963; Лишневский, Степанов, 1963; Сулимов, 1963; Лишневский, 1968; и др.).

Весьма полно вопрос о строении фундамента Зейско-Буреинского параплатоса с привлечением всех геофизических (в особенности магнитометрических и гравиметрических) данных и материалов бурения рассмотрел А. П. Тарков (1963). В фундаменте параплатоса он выделил ряд антиклинорных и синклинорных зон, вытянутых в северо-северо-восточном направлении и хорошо вписывающихся в структуру фундамента обнаженной части Монголо-Охотского пояса (рис. 78). Первые сложены протерозойскими кристаллическими толщами, вторые — вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя. Они хорошо выделяются в геофизических полях.

Еще сравнительно недавно считалось, что верхнемеловые и третичные отложения параплатоса тонким чехлом залегают на герцинском



фундаменте. Однако геофизические исследования и результаты бурения скважин показали, что ниже отложений чехла расположены породы верхней юры и нижнего мела, которые приурочены к грабенообразным прогибам (Васильев и др., 1957; Вебер, 1960; Красный, 1960; Сулимов, 1960, 1963; Блюменцвайг, 1961; Варенцов и др., 1962; Володарский, 1962; Бернштейн, Крупская, 1963; Куренков, 1963; Лишневицкий, Степанов, 1963; Оленин и др., 1963; Волхонин и др., 1964; Железнова, 1964; Горбачев и др., 1965; и др.).

Выше геосинклиналичного комплекса герцинид в разрезе Зейско-Бурейского параплакоса отчетливо выделяются два структурных яруса. Нижний из них сложен вулканогенно-осадочной толщей верхней юры — нижнего мела (возможно, вплоть до сеномана) общей мощностью до 2500 м; он выполняет узкие грабены и грабенообразные прогибы северо-северо-восточного направления (рис. 79, 80). В основании их резко несогласно залегают конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями туфов (верхняя юра), над которыми согласно лежат эффузивы (кварцевые порфиры, порфириты, базальты), их туфы, песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углей (нижний мел), а затем песчаники и аргиллиты, сверху пестроцветные (альб — сеноман). Максимальная мощность эффузивов превышает 1000 м. Местами наблюдаются интрузии гранит-порфиrow мелового возраста. Вся эта толща дислоцирована, углы падения слоев колеблются от 10° до 30—40° (в прибортовых частях и вблизи разрывов).

Из описания видно, что эти грабены и грабенообразные прогибы принадлежат к мезозойским вулканогенным структурам особого рода — «впадинам и прогибам тихоокеанской группы» (Тектоника Евразии, 1966).

Верхний структурный ярус включает отложения от верхнего мела до антропогена. Они могут быть подразделены на два подъяруса: верхнемеловой — эоценовый (цагайская серия) и неоген-антропогенный (зейская серия). Первый из них сложен сероцветной толщей рыхлых песчаников, песков, алевролитов с прослоями углистых глин, мощностью до 800 м. Эта толща с несогласием и перерывом ложится на различные более древние породы как грабенов, так и герцинского фундамента. Выше с несогласием и размывом залегают серые пески с прослоями галечников и глин верхнего подъяруса мощностью до 250 м. Отложения верхнего структурного яруса распространены сплошным чехлом и выполняют весь параплакос.

Вулканогенные мезозойские грабены и прогибы образуют три полосы — Сычевско-Спасовскую, Лермонтовско-Белогорскую и Поярковско-Романовскую, вытянутые в северо-северо-восточном направлении на 150—200 км (шириной 30—40 км) согласно с простиранием структур геосинклиналичного комплекса герцинид. Они скорее всего расположены

Рис. 78. Схема тектонического строения складчатого фундамента Зейско-Бурейской равнины (Тарков, 1963)

1 — складчатые сооружения протерозойского структурного этажа; 2 — складчатые сооружения рифейско-нижнепалеозойского этажа; 3 — складчатые сооружения среднепалеозойского структурного этажа (А — синклиновые структуры, Б — антиклиновые структуры, В — зоны с вероятным распространением парагеосинклиналичных структур); 4 — оси положительных (а) и отрицательных (б) региональных мезозойских структур; 5 — границы структурных зон; 6 — то же, предполагаемые; 7 — границы распространения пород складчатого фундамента на поверхности; 8 — основные зоны разломов; 9 — региональные погребенные разломы, выделенные по геофизическим данным; 10 — то же, предполагаемые; 11 — скважины, вскрывшие породы фундамента.

Ц и ф р ы н а с х е м е. Разломы и зоны разломов: 1 — Южно-Тукурингская, 2 — Арбинский, 3 — Ниинский, 4 — Уркан-Молчановский, 5 — Делский, 6 — Джелтулакско-Мамынский, 7 — Гарская, 8 — Королевский, 9 — Нижнесалемджинский, 10 — Ульминская, 11 — Сычевско-Берейская, 12 — Приамурско-Тараконская, 13 — Призейский, 14 — Гильчинская, 15 — Западно-Тарбагатайский, 16 — Восточно-Тарбагатайский, 17 — Западно-Бурейский

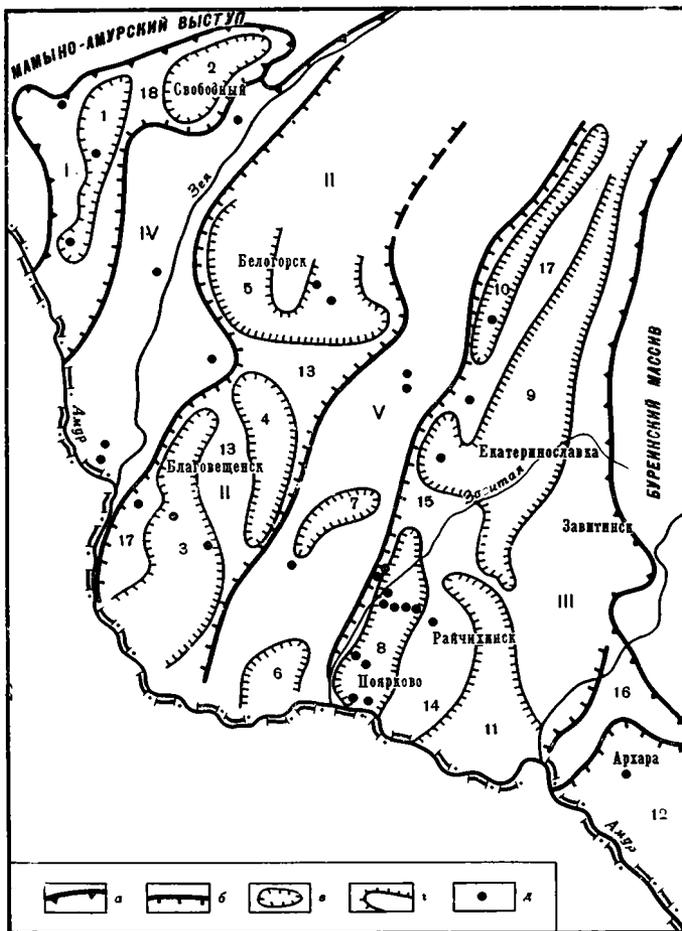


Рис. 79. Схема тектонического районирования Зейско-Буреинской впадины (Горбачев и др., 1965)

а — границы Зейско-Буреинской впадины; б — зоны фундамента: погруженные — I — Сычевско-Спасовская, II — Лермонтовско-Белогорская, III — Полярковско-Романовская, приподнятые — IV — Благовещенская, V — Полтавско-Тарбагатайская; в — прогибы: 1 — Сычевский, 2 — Спасовский, 3 — Лермонтовский, 4 — Козьмодемьяновский, 5 — Белогорский, 6 — Новопетровский, 7 — Покровский, 8 — Полярковско-Михайловский, 9 — Екатеринославско-Романовский, 10 — Ромненский, 11 — Куприяновский, 12 — Архаринский; г — поднятия: 13 — Успенское, 14 — Воскресенское, 15 — Албазинское, 16 — Украинское, 17 — Гроденское, 18 — Костюховское; д — пробуренные скважины

в пределах синклинорных зон фундамента и отделены друг от друга горстовыми поднятиями фундамента, совпадающими с его антиклинорными зонами. Поверхность фундамента в прогибах погружена до отметок минус 1,5 — минус 3,5 км, а на поднятиях приподнята до минус 1 — минус 0,5 км и выше.

Отложения платформенного чехла образуют параллельные синклинали и антиклинальные зоны с углами падения слоев мела и палеогена до 2—3°. Синклиналильные зоны расположены над вулканогенными грабенами, а антиклинальные — над поднятиями фундамента. Эти крупные зоны платформенного чехла распадаются на синклинали, антиклинали и осложнены более мелкими структурами.

Следовательно, структурный план чехла Зейско-Буреинского параплоса зависит от строения геосинклиналильного комплекса герцинид и вул-

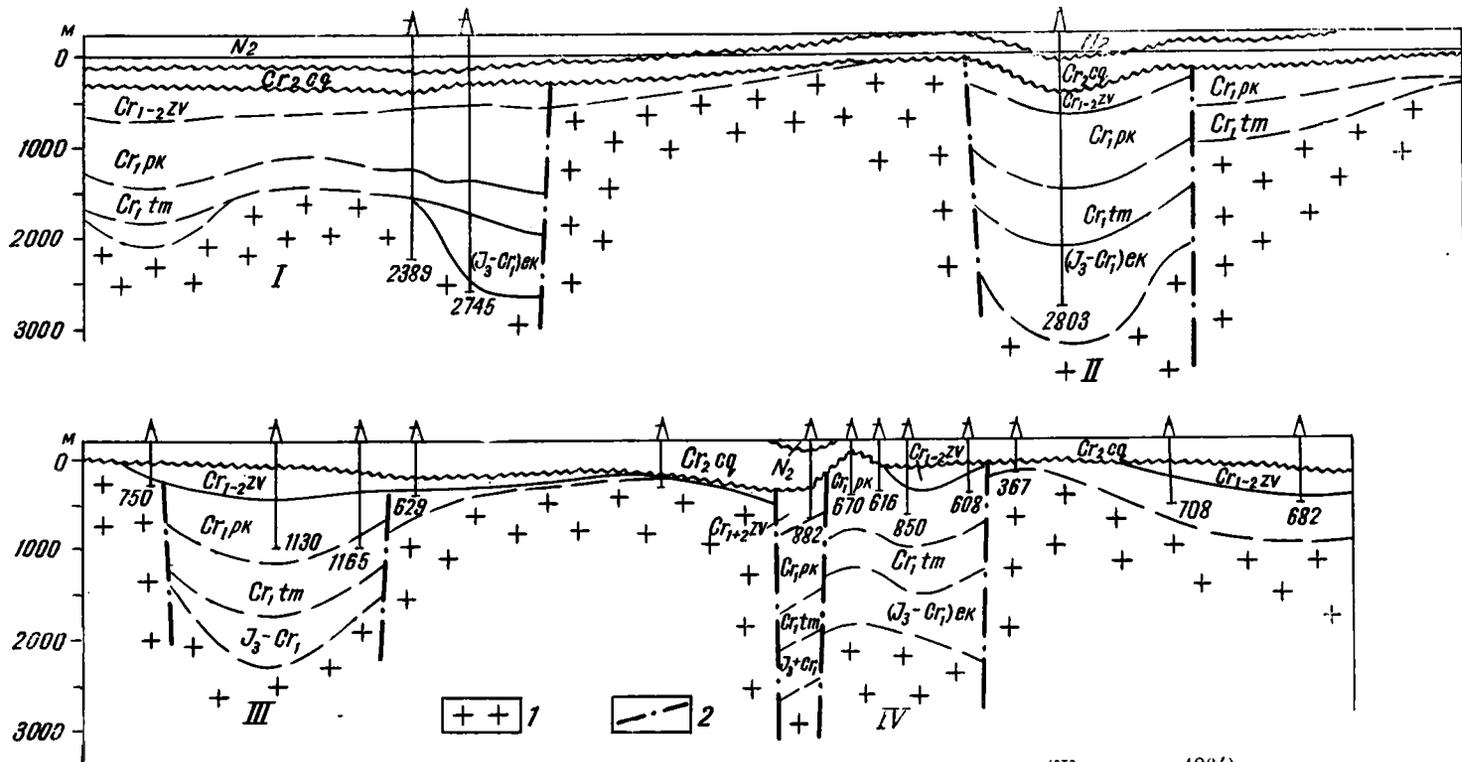


Рис. 80. Геологические разрезы Зейско-Буреинского параплакса (Железнова, 1964)

1 — кристаллические породы фундамента; 2 — линии тектонических нарушений.  $(J_2 - C_1)_{ек}$  — верхнеюрские и нижнемеловые отложения;  $Cr_{1tm}$  — нижнемеловые осадочно-эффузивные образования томской свиты;  $Cr_{1pk}$  — нижнемеловые терригенные отложения пелярковской свиты;  $Cr_{1-2zv}$  — нижне- и верхнемеловые отложения завитинской свиты;  $Cr_2cq$  — верхнемеловые отложения цагайской свиты;  $N_2$  — неогеновые отложения. Прогибы: I — Белогорско-Коммисаровский, II — Екатеринославско-Романовский, III — Лермонтовско-Дмитриевский, IV — Михайловско-Подгорновский

каногенных мезозойских грабенов и прогибов. Они имеют согласованное между собой простирание. Если верна приведенная выше схема строения фундамента (см. рис. 78), то можно отметить и общее наследование структурами чехла не только простираний структур фундамента, но и их тектонических форм и знака движений.

### Парапласос Сунляо

Парапласос Сунляо расположен к югу от Зейско-Буреинского и отделен от него герцинскими горными сооружениями Малого Хингана. Только узкий мезозойский вулканогенный грабен Сунью соединяет их между собой (рис. 81). С запада крупный разлом ограничивает парапласос от Южно-Хинганского и других вулканогенных прогибов и отдельных выступов герцинского фундамента. На востоке разломом он отделен от верхне-среднепалеозойских сооружений и гранитных массивов Чжангуанцайлина. На юге его границей служит крупный краевой шов северного края Северо-Китайской древней платформы. В целом парапласос Сунляо имеет неправильную ромбовидную форму и вытянут в северо-восточном направлении на 750 км, при ширине 300—350 км. Его площадь немного превышает 200 тыс. км<sup>2</sup>.

Данных о фундаменте парапласоса Сунляо чрезвычайно мало: всего, лишь несколько скважин на его бортах вскрыло породы фундамента (Хуан Цзи-цин, 1961; Варенцов и др., 1962; Основы тектоники Китая, 1962). Одни исследователи (Варенцов и др., 1962; и др.) предполагают, что парапласосу отвечает жесткий докембрийский массив, расположенный внутри герцинской складчатой области. Другие (Основы тектоники Китая, 1962) считают фундамент парапласоса гетерогенным: к западу от разлома Цицикара (т. е. на его западном борту) развиты складчатые породы герцинид, на самом юге парапласоса (южнее линии Кайлу-Сыпин) распространены досинийские кристаллические сланцы и гранито-гнейсы. По-видимому, как и в Зейско-Буреинском парапласосе, фундамент парапласоса Сунляо представляет собой ряд геоантиклинальных и геосинклинальных зон герцинской складчатой области, разделенных разломами. Судя по данным гравитной и магниторазведки, эти зоны фундамента вытянуты в северо-северо-восточном направлении.

Фундамент парапласоса погружается от бортов, где его поверхность прослеживается на отметках — 0,5 км и выше, к центральной части, где она расположена на отметках — 5 км и ниже (см. рис. 81). Погружение фундамента неравномерное. На западе его поверхность образует структурную ступень (Таоаньскую), которая слегка наклонена к востоку, к центру парапласоса. С восточной стороны она оборвана Цицикарской зоной разломов, за которой происходит быстрое ступенчатое погружение фундамента в грабенообразный Дааньский (Чанлинский) прогиб (рис. 82, 83). Далее вновь идет резкий подъем фундамента к Бианскому, Цинганскому и другим поднятиям. В ряде более мелких грабенов, грабенообразных прогибов и впадин (Харбинском, Кайлуском и др.) поверхность фундамента снова резко опущена до минус 3 — минус 5 км.

Указанные грабенообразные прогибы и впадины фундамента в нижней части выполнены осадочно-вулканогенной толщей юры, которая с резким несогласием и размывом залегает на породах фундамента. На бортам парапласоса эта толща местами обнажена, а также вскрыта рядом скважин в центральных его частях. Она сложена континентальными песчано-глинистыми угленосными отложениями с прослоями эффузивов основного, среднего и кислого состава и их туфов, общей мощностью до 1000—1600 м. Отложения нижнего мела представлены континентальными пестроцветными и сероцветными терригенными породами (песчани-

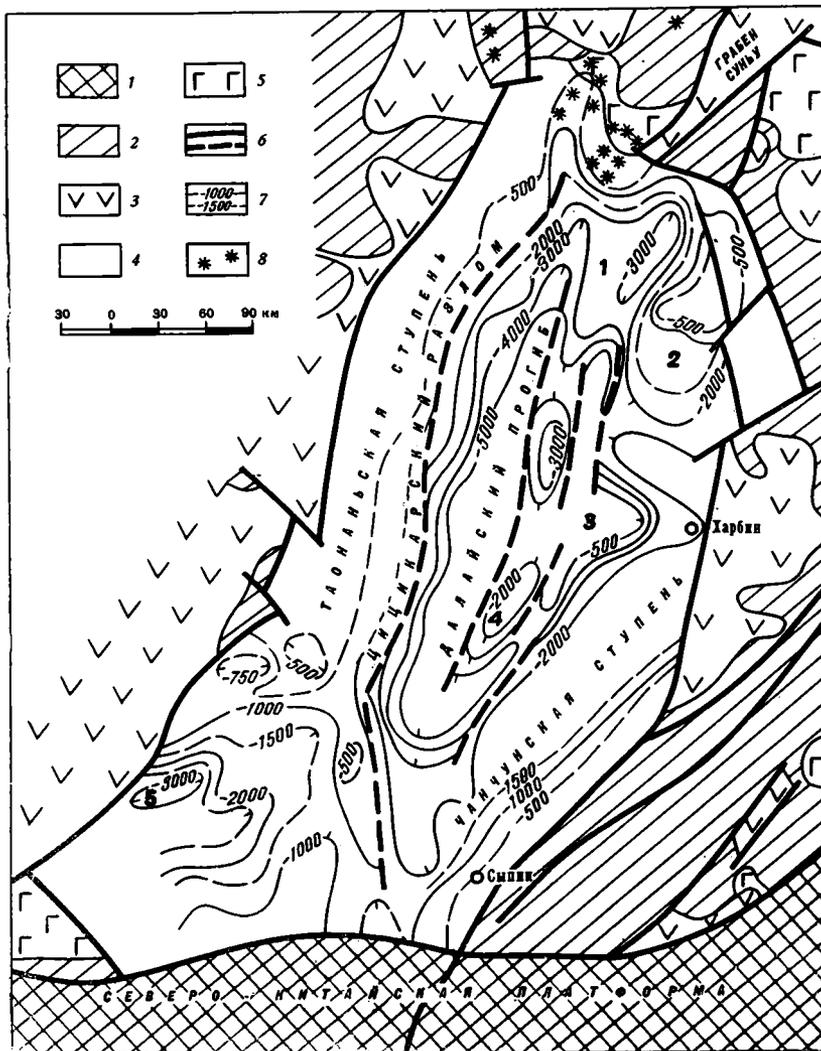


Рис. 81. Схема строения параплато Сунляо (из книги «Основы тектоники Китая», 1962, с изменениями)

1 — древняя платформа; 2 — выходы пород фундамента на поверхность; 3 — мезозойские вулкано-генные впадины и прогибы тихоокеанского типа; 4 — платформенный чехол; 5 — покровы кайнозойских платобазальтов; 6 — разломы на поверхности и погребенные; 7 — стратозогипсы (в м) основные и дополнительные; 8 — потухшие вулканы.

Цифры на схеме: 1 — Бойанское поднятие; 2 — Цинганское поднятие; 3 — Харбинская синклиналильная зона; 4 — Фуюйское поднятие; 5 — Кайлуская синклиналиль

ками, алевролитами, аргиллитами с пачками горячих сланцев и конгломератов), подразделяемыми на ряд свит. Местами в бортовых частях среди них встречаются эффузивы. Общая мощность отложений нижнего мела колеблется от нескольких сотен метров до 3—4 км. Они также в основном выполняют грабенообразные прогибы, грабены и впадины и вместе с породами юры образуют нижний структурный ярус чехла.

На различных более древних породах с разрывом и несогласием залегают континентальные песчано-глинистые отложения верхов нижне-го-верхнего мела мощностью от первых сотен метров до 1000 м. В северной и западной частях параплато выше также с разрывом и угловым



несогласием расположены речные и озерные третичные отложения (песчаники, галечники, конгломераты с прослоями глин и линзами бурого угля) мощностью обычно до 200 м, а на севере — до 650 м. Антропогенные аллювиальные отложения мощностью до 350 м с перерывом и разрывом покрывают почти всю территорию параплакса. В северной и южной частях к антропогену приурочены излияния базальтов, которые происходили еще в историческую эпоху.

Отложения верхов нижнего мела, верхнего мела, третичные и антропогенные образуют верхний структурный ярус платформенного чехла и заполняют весь параплакс Сунляо. Они могут быть разделены на три структурных подъяруса. В платформенном чехле параплакса Сунляо развиты разнообразные типы структур. Почти через весь параплакс в северо-северо-восточном направлении простирается Дааньский прогиб, вытянутый более чем на 500 км, шириной до 100 км. В северной части он осложнен рядом брахиантиклиналей, на крыльях которых углы падения слоев верхнего мела достигают 4—5°. Этот прогиб в своем основании имеет одноименный юрско-нижнемеловой вулканогенный грабен.

В северо-восточной части параплакса расположено крупное Цинганское поднятие протяженностью почти в 200 км и шириной до 70 км. Оно почти симметричное, с углами падения слоев верхнего мела до 5°. В присводовой части оно осложнено субмеридиональными антиклиналями длиной до 30 км. К востоку от Дааньского прогиба находится Фуюйская антиклинальная зона длиной до 200 км. Она состоит из цепочки антиклиналей с падением слоев на крыльях до 3—5°. С востока она сопровождается Харбинской синклинальной зоной. На западном борту параплакса выделяется Таонаньская ступень, имеющая слабый (менее 1°) наклон к востоку. В ее пределах расположены небольшие брахиантиклинали, купсы и структурные носы. На юго-западе параплакса выделяется Кайлуская синклиналь, расположенная над одноименной мезозойской вулканогенной грабенообразной впадиной.

Таким образом, выявляется зависимость структур платформенного чехла от юрско-раннемеловых вулканогенных прогибов и впадин. Те и другие имеют согласованное простираение со структурами фундамента.

### Мезозойские вулканогенные прогибы и впадины тихоокеанского типа и их отношение к чехлу Дунбейской платформы

На востоке Азии, между мезозоидами Верхоянья и Приморья на северо-востоке и мезозоидами п-ова Индокитай и Тибета на юго-западе, в пределах Тихоокеанского тектонического пояса (Пушаровский, 1965) широко развиты мезозойские приразломные прогибы и впадины, выделя-

---

ниями, *д* — Дааньский прогиб с глубиной залегания досинийского кристаллического фундамента до 5—7 км, осложненный локальными поднятиями, *е* — погребенные выступы с глубиной залегания фундамента от 0,5 до 2 км (*е'* — Харбинский, *е''* — Вэйаньский), *ж* — западный ступенчатый борт впадины с глубиной залегания фундамента от 1 км и более, *з* — структуры с промышленной нефтегазоносностью и интенсивными нефтепроявлениями, *и* — прогибы (*и'* — Кайлусский, *и''* — Ляохэйский, выполненные меловыми образованиями), *к* — грабен-синклинали (*к'* — Фусиньская, *к''* — Фушуньская, выполненные мезозойско-кайнозойскими образованиями), *л* — локальные поднятия, околнуренные геологической съемкой и бурением (1 — Хуайде, 2 — Диоютай, 3 — Дынлуку, 4 — Цыньшанькоу, 5 — Чанчунлин, 6 — Хуанцидин, 7 — Фуюй, 8 — Туаншаньцзы, 9 — Луншаньхэ, 10 — Женьминь), *м* — локальные поднятия, установленные сейсморазведкой (11 — Датунчжен, 12 — Северо-Датунчженское и др.), *н* — локальные поднятия, намеченные по другим видам геофизических работ — гравиметрии, электроразведке и др. (13 — Восточно-Датунчженское, 14 — Западно-Женминчженское, 15 — Миншуйское), *о* — предполагаемые разломы; *п* — скважины, вскрывшие кристаллический фундамент (в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина залегания фундамента)

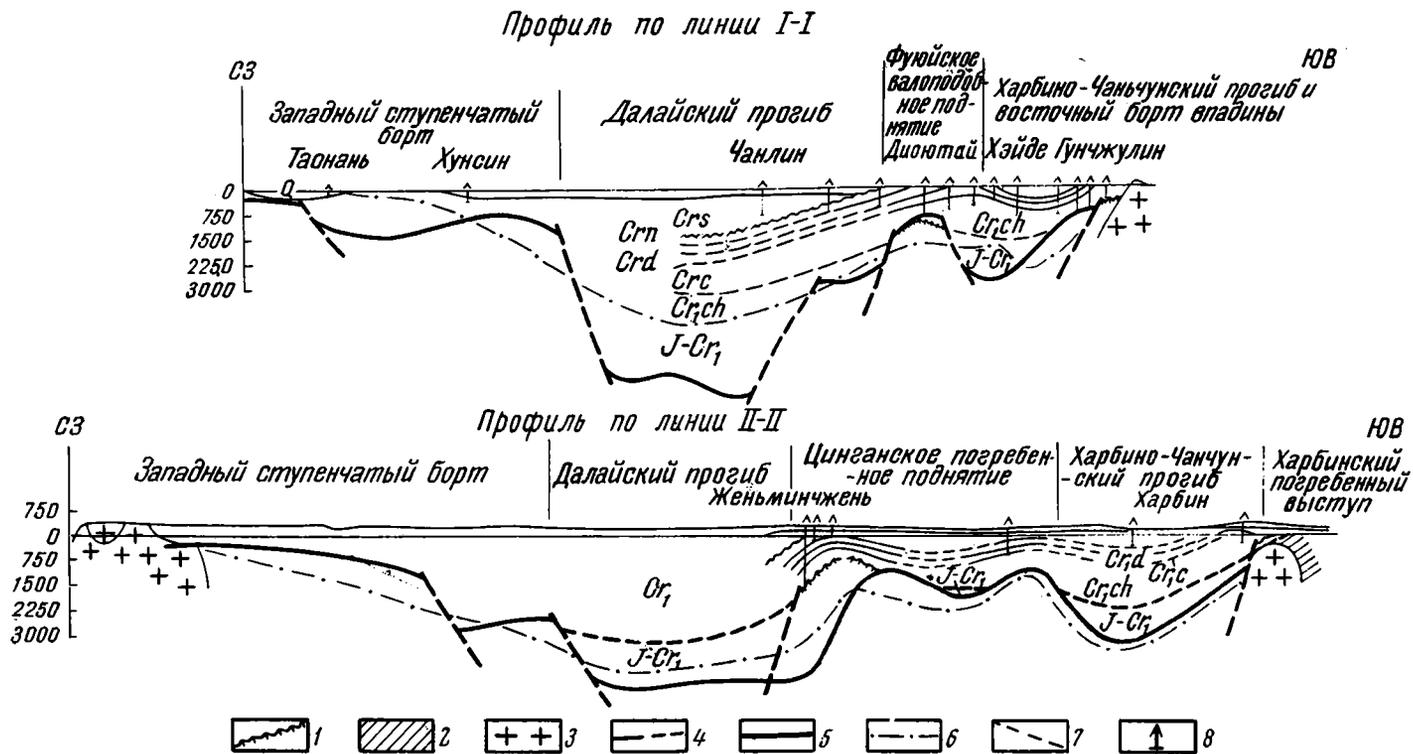


Рис. 83. Геологические разрезы параплакса Сунляо (Варенцов и др., 1962)

1 — досинийский кристаллический фундамент, вскрытый скважинами; 2 — предполагаемые палеозойские породы; 3 — герцинские гранитоиды; 4 — геологические границы, установленные и предполагаемые; 5 — кровля фундамента по аэромагнитным данным; 6 — кровля фундамента по электро-разведочным данным; 7 — предполагаемые разломы; 8 — скважины. J-Cr<sub>1</sub> — свита Дынлуку; Cr<sub>ch</sub> — свита Чентоу; Cr<sub>s</sub> — свита Циньшань-Коу; Cr<sub>d</sub> — свита Нанкиас (Фулуцзян); Cr<sub>s</sub> — свита Сыфантай; Q — четвертичные отложения

емые в особую группу структур: «дива»-регионы (Чень Го-да)<sup>1</sup>, «восточноазиатские» (Нагибина, 1963), «эпигональные»<sup>2</sup> (Комаров, Хренов, 1962), террасинклинали (Косыгин, Лучицкий, 1962), структуры «дива»<sup>3</sup> (Масайтис, Старицкий, 1963), а в последнее время «тихоокеанские» (Тектоника Евразии, 1966; Нагибина, 1966, 1967). Они распространены как на щитах и плитах древних платформ Азии, так и в пределах молодых платформ (Дунбейской и Катазиатской).

Впадины и прогибы тихоокеанской группы выполнены молассоидными и угленосными формациями триаса или юры, юры и нижнего мела или нижнего и верхнего мела, которые расслаиваются наземными вулканогенными образованиями различного состава (с преобладанием андезитов) и переходят в них. С приближением к мезозоидам они становятся моложе. Рассматриваемые структуры характеризуются различными гранитоидными интрузиями, размеры и количество которых уменьшаются в направлении от мезозойд в глубь континента. В этом же направлении повышается их щелочность. Верхняя возрастная граница гранитоидов, наоборот, по мере приближения к мезозоидам поднимается от позднего триаса до позднего мела и даже палеогена (Нагибина, 1963, 1966).

Мезозойские отложения впадин и прогибов заметно дислоцированы и образуют антиклинали, куполовидные, гребневидные и коробчатые складки и др. Вдоль разломов отложения более сильно смяты и метаморфизованы. В пределах Дунбейской платформы такие наиболее крупные прогибы имеют длину до 200—500 км, ширину 30—150 км и глубину до 4—6 км, а иногда 7 км. Обычно системы мезозойских впадин и прогибов сопряжены с зонами разломов.

Образование впадин и прогибов тихоокеанского типа вызвано мезозойскими тектоническими движениями, столь характерными для Тихоокеанского тектонического пояса, и поэтому составляют отличительную особенность этого сегмента земной коры (Пушаровский, 1967).

Описанные выше грабены, грабенообразные прогибы и впадины, расположенные в основании платформенного чехла Зейско-Буреинского и Сунляоского параплаксов, принадлежат к категории структур тихоокеанской группы. После заполнения развившихся в юре и раннем мелу грабенообразных прогибов и впадин возникли относительно слабые дислокации выполняющих их отложений (яньшаньские тектонические движения). Общий подъем вызвал денудацию мезозойского рельефа.

Нижне- и верхнемеловые, третичные и антропогенные отложения, залегающие со значительным размывом и несогласием на более древних мезозойских отложениях вулканогенных структур и породах фундамента, образуют широкие плоские платформенные параплаксы.

Гомологами этих прогибов и впадин в Альпийском сегменте земной коры являются структуры нижнего структурного яруса платформенного чехла Западно-Сибирской и Туранской плит (грабены, грабенообразные прогибы и впадины верхнего триаса — юры). Эти грабены и грабенообразные прогибы лежат в основе значительных зон погружений. Отличительная черта мезозойских структур тихоокеанской группы — обилие связанных с ними вулканогенных образований и гранитных интрузий. Если в указанных структурах Западно-Сибирской и Туранской плит преобладает базальтоидный вулканизм, то в структурах тихоокеанской — андезитовый.

<sup>1</sup> Под «дива»-регионами Чень Го-да (Нагибина, 1967) понимал не только рассматриваемые тектонические формы, но и такие структуры, как синеклизы древних платформ (Ордосская, Северо-Китайская и др.), молодых платформ (Сунляо и др.) и впадины «байкальского» типа (Павловский, 1953) Катазиатской молодой платформы.

<sup>2</sup> Как и Чень Го-да, упомянутые авторы в «эпигонали», кроме разбираемых структур, включили платформенные синеклизы (например, Сычуань на Южно-Китайской древней платформе).

<sup>3</sup> Авторы в понятие «дива» включали широкий круг тектонических форм.

## Глава IV

### ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ЕВРАЗИИ

#### СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИХ ЧЕХЛА В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

Как известно, для любой платформы наиболее характерной особенностью является наличие в ее составе фундамента и чехла. Термин «фундамент» происходит от латинского слова *fundamentum*, что обозначает основание здания, машины или какого-либо другого рассматриваемого объекта. Следовательно, геологический фундамент — это основание рассматриваемого нами крупного геологического тела. Можно говорить о фундаменте альпийской или герцинской складчатой области, о фундаменте геосинклинальной системы или отдельной геосинклинали, о фундаменте платформы разного возраста и т. д. Фундамент платформы — это то основание, на котором покоится ее платформенный чехол. Под фундаментом молодых платформ обычно понимают палеозойские складчатые сооружения, погребенные более молодым чехлом. Этот фундамент гетерогенен. Что же представляет собой фундамент молодых платформ и какие основные структурные комплексы слагают его?

Структурные комплексы фундамента молодых платформ образовались в результате сложной истории геологического развития палеозойских геосинклинальных систем, которые залежились на байкальском складчатом основании или частично на коре океанического типа, а местами продолжали развитие рифейских геосинклиналей.

Палеозойские геосинклинальные системы имели различную продолжительность и замкнулись в разное время, в результате чего на их местах возникли складчатые сооружения, подразделяемые обычно на каледонские и герцинские. Трансформация раннепалеозойских геосинклиналей в складчатые сооружения происходила в разные эпохи кембрия (Кузнецкий Алатау, Тува и др.), ордовика (Северные нагорья Шотландии) и силура (Западный Саян, Горный Алтай, Центральный Казахстан, Южные нагорья Шотландии, Северная Англия и др.).

Одновременно с образованием складчатых горных сооружений начал накапливаться орогенный комплекс (нижняя моласса). Однако для каледонид, по сравнению с более молодыми складчатыми областями, характерно слабое развитие этого комплекса — крайне ограниченная площадь распространения, относительно небольшие мощности. Краевые прогибы в них вообще отсутствуют. Орогенный комплекс каледонид, по времени накопления соответствующий образованию горных складчатых сооружений,

по возрасту охватывает поздний кембрий и ордовик (в ранних каледонидах) и поздний силур (в поздних каледонидах).

Для каледонской складчатости характерно также и то, что в результате ее не образовывались платформы. Только на востоке Азии эта складчатость, возможно, привела к становлению Катазиатской платформы, на которой в девоне, карбоне и перми формировались отложения небольшой мощности, с очень постепенными фациальными переходами (Гуншуйская впадина и др.). Эти породы близки к разновозрастным отложениям соседней древней Южно-Китайской платформы (Херасков, 1963, 1967; Яншин, 1965в). Однако плохая изученность Катазиатской платформы не позволяет с уверенностью сделать такой вывод, так как характер дислокаций (пологие складки, нарушенные сбросами и надвигами), формационный состав (красноцветные и угленосные отложения) не исключают того, что структуры, выполненные породами девона — перми, принадлежат к особым средне-верхнепалеозойским наложенным впадинам (Зайцев, 1966; Маркова, Клитин, 1966).

В среднем и позднем палеозое в пределах каледонид, а местами и на байкалидах развились своеобразные наложенные впадины и унаследованные прогибы, которые по структурному положению, характеру дислокаций и их морфологии, а также по выполняющим их формациям не могут быть отнесены к типично геосинклинальным, но и не могут быть причислены к платформенным (Зайцев, 1963, 1966). Эти структуры описывают под самыми различными названиями: впадины, прогибы, депрессии, котловины, бассейны, межгорные впадины и прогибы, подвижные шельфы, парагеосинклинали, вторичные и остаточные геосинклинали, брахигеосинклинали и т. д. Соответственно и этапы их развития также именуют по-разному: полуплатформенный (Сапожников, 1948), брахигеосинклиналей (Пейве, 1948), вторично-геосинклинальный (Пейве, Сеницын, 1950), парагеосинклинальный (Белоусов, 1954; и др.), орогенный (Шейнманн, 1955, 1960; Богданов, 1959; Мазарович, 1961; Моссаковский, 1965; и др.), метагеосинклинальный (Хаин, 1954), эпизвгеосинклинальный (Кэй, 1955; Кузнецов, 1964), промежуточный, или переходный (Мелещенко и др., 1960; Крылов и др., 1964; Туезов, 1966; и др.), эпигеосинклинальный (Мазарович, 1968 и др.) и т. д. Содержание этих различных названий в большинстве случаев бывает близким. Наиболее подходящим из них мне представляется метагеосинклинальный<sup>1</sup>.

В самых низах эти структуры обычно выполнены наземной эффузивно-терригенной красноцветной (порфировой) формацией, выше которой расположены континентальная красноцветная молассоидная формация (Old red — древний красный песчаник Западной и Центральной Европы) и морская терригенно-карбонатная (иногда в ее составе обособляется галогенная подформация). Среди вышележащих отложений выделяются красноцветная молассоидная, терригенно-карбонатная, туфогенно-терригенная, кремнисто-терригенная, базальтовая наземно-вулканогенная, угленосная. Иногда в пермских отложениях намечается галогенно-терригенная подформация (Моссаковский, 1965; Зайцев, 1966; Мазарович, 1968; и др.). Эти формации не образуют всюду единого закономерного вертикального ряда и нередко замещают друг друга в латеральном направлении.

Для наложенных средне-верхнепалеозойских впадин характерен значительный (до двух периодов и больше) перерыв между выполняющими их отложениями и породами складчатого фундамента. В унаследованных прогибах он очень мал, а иногда и вовсе отсутствует. Степень дислоцированности отложений в них меньшая, чем в унаследованных прогибах. Форма впадин обычно изометричная, а прогибов — линейно вытянутая. Интрузи-

<sup>1</sup> От греческого «мета» — после, за.

живные породы в них развиты слабее, чем в унаследованных прогибах. Полнота стратиграфического разреза в прогибах, а следовательно, и продолжительность их развития значительно выше, чем во впадинах. В формировании впадин и прогибов большую роль играли разломы (особенно ограничивающие их по краям), с которыми связано их заложение и образование вулканогенных формаций (Зайцев, 1963, 1966).

Формирование структур длилось в течение двух-трех периодов, а иногда несколько дольше, т. е. до 120—140 и даже 150—200 млн. лет.

Средне-верхнепалеозойские впадины и прогибы образуют ряд связанных между собой постепенными переходами структур, крайние члены которого могут значительно отличаться друг от друга: одни могут быть очень близки уже к платформенным, а другие — еще к геосинклинальным.

Так, отложения среднего и верхнего палеозоя (особенно более высокие горизонты) Чуйской впадины плащеобразно залегают на большей территории и образуют спокойные тектонические формы, по степени дислоцированности приближающиеся к мезозойско-кайнозойским породам, поэтому некоторые геологи (Дикенштейн и др., 1964) относят их к платформенным.

В Северной Англии красноцветные молассы верхнего девона, базальтовая наземно-вулканогенная формация нижнего карбона и терригенно-карбонатная формация среднего и верхнего карбона резко несогласно залегают на складчатом комплексе силура. Они лежат плащеобразно и поэтому, несмотря на заметную дислоцированность, многие английские геологи (Даннинг, 1964) выделяют их как эпикаледонский (или вариссийский) складчатый чехол.

Отложения девона, карбона и красного лежня в районе о. Рюген и в Приморском поозерье Польши залегают резко несогласно на сильно дислоцированных породах ордовика и образуют плащеобразный чехол, в целом согласный с вышележащими типично платформенными отложениями. Если окажется, что складчатый каледонский фундамент более широко развит на территории Польско-Германской впадины, то эти платформенные условия залегания средне-верхнепалеозойских отложений можно будет распространить на значительно большую площадь.

Наоборот, такие средне-верхнепалеозойские прогибы, как Анюйско-Чуйский, по выполняющим его формациям (кроме перечисленных выше, в низах разреза появляются флишевые и флишoidные), морфологии тектонических форм и степени дислоцированности очень близки (особенно его нижние части разреза) к типичным геосинклинальным прогибам. Поэтому многие исследователи относят этот прогиб к герцинидам.

Позднепалеозойские геосинклинальные системы Евразии в разные века раннего и среднего карбона, а отдельные прогибы в позднем карбоне и даже перми, начали превращаться в складчатые горные сооружения. Горообразование повлекло за собой создание краевых, периклинальных и внутренних прогибов и впадин. Они начали закладываться в разное время: с середины или конца визе (Токрауская впадина Джунгаро-Балхашской складчатой системы, Каварненская впадина Северо-Западной Болгарии и др.), с намюра (Субвариссийский и Кузнецкий прогибы, Внутрисудетский бассейн, впадины Западного Предбалканья и Балкан, Горловский, Зарубинский и Кендерлыкский прогибы Обь-Зайсанской складчатой системы, Кураминский прогиб Тянь-Шаня, возможно, Саар-Лотарингский прогиб и др.), со среднего или позднего карбона (Предуральский краевой и периклинальные прогибы Урала, многие внутренние прогибы и впадины Урала, прогиб Передового хребта Кавказа, Северо-Букантауский прогиб, ряд прогибов и впадин Тянь-Шаня, Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской складчатых систем и др.).

Большинство прогибов и впадин начинается с сероцветной молассы, нередко угленосной. В низах разреза ряда внутренних прогибов и впадин

южной части герцинид, особенно их азиатского сегмента, залегают вулканогенно-терригенные или вулканогенные формации (прогиб Передового хребта, Кураминский прогиб, Токрауская впадина и другие в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, Кендырлыкский прогиб Обь-Зайсанской зоны и др.).

Указанные формации орогенного комплекса обычно заканчиваются отложениями карбона, но в некоторых прогибах и впадинах (Северо-Джунгарский, Токрауская, Кендырлыкский, Кузнецкий и др.) они охватывают нижнюю и, возможно, местами даже верхнюю пермь.

Этот орогенный комплекс в разных местах имеет различные условия залегания. Во внутренних частях краевых прогибов (Угольный канал Бельгии, угольный бассейн Нор — Па-де-Кале, т. е. Субварисский прогиб, Кузнецкий, Предуральский), а также в периклиналильных прогибах (Южно- и Северо-Уральский) орогенный комплекс в большинстве мест залегает без видимого несогласия на собственно геосинклинальных отложениях нижнего карбона, хотя в отдельных местах с несогласием переходит на более древние породы. Во внутренних прогибах и впадинах герцинских складчатых сооружений (Тюрингская впадина, Саарский прогиб, прогибы и впадины Балкан, Передового хребта Кавказа, Урала, Тянь-Шаня и др.) этот комплекс залегает с перерывом и угловым несогласием на различных более древних породах вплоть до докембрийских.

В большинстве районов развития нижней молассы (краевые, периклиналильные, а также многие внутренние прогибы) эти отложения сильно дислоцированы и местами прорваны гранитоидными интрузиями. В некоторых районах (Тюрингская впадина, Галле-Хетштедтская перемычка, северо-восточная часть Саар-Зельского прогиба, Каварненский бассейн Северо-Западной Болгарии и др.) они залегают плащеобразно и дислоцированы относительно спокойно. Последнее относится особенно к тем участкам, в пределах которых нижняя моласса залегает с большим перерывом на более древних породах.

Если Субварисский краевой прогиб замкнулся на рубеже карбона и перми, то в Предуральском краевом и периклиналильных прогибах Урала в перми шло накопление флишеидных (на геосинклинальном основании) и сероцветных молассовых и галогенных формаций в низах разреза, сменявшихся выше континентальными красноцветными молассовыми и сероцветными угленосными формациями. Развитие последних на юге продолжалось вплоть до раннего триаса, а на севере — даже до среднего или позднего триаса. Все эти толщи без перерыва залегают на более древних отложениях нижней сероцветной молассы и согласно с ней значительно (альпинотипно) дислоцированы. Кузнецкий прогиб, выполненный мощной сероцветной угленосной молассой намюра — верхней перми и согласно залегающей на ней сероцветной терригенной формацией нижнего и, возможно, среднего триаса, замкнулся лишь в среднем триасе.

На громадных пространствах герцинид в разные отрезки перми, а местами начиная с позднего карбона и кончая ранним, иногда средним триасом сформировалась красноцветная моласса, которая в большинстве тех мест, где она перекрывает отложения верхнего карбона (Каварненский бассейн, Предбалканье, Балканы, Тюрингская впадина, Галле-Хетштедтская перемычка, Саарский бассейн, прогиб Передового хребта Кавказа), залегает с ними в общем согласно. В ряде мест (Главный угольный канал Франции, более мелкие впадины в пределах Центрально-Французского парасписа, некоторые впадины Обь-Зайсанской зоны, Кураминский прогиб и др.) между карбоном и пермью намечается несогласие. Однако красноцветная моласса перми распространена несравненно шире, чем нижняя сероцветная моласса карбона, и за пределами распространения отложений верхнего карбона она резко несогласно залегает на самых разнообразных древних породах вплоть до докембрийских. Нередко красноцветная молас-

са выполняет самостоятельные прогибы и впадины, которые известны во многих районах Средней Европы, на Урале, Тянь-Шане и др.

В субширотной полосе, идущей от прогибов и впадин Средней Европы (Субгерцинская, Тюрингская, Польско-Германская, Саарский прогиб) через Мизийский парапласос, Манычский прогиб и прогиб Передового хребта, юг Туранской плиты к Джунгарско-Балхашской и югу Обь-Зайсанской складчатой системы, среди красноцветной молассы широко развиты наземные эффузивы, которые по простиранию частично или даже целиком замещают терригенные породы и перекрываются также красноцветной или пестроцветной формацией. Особенно мощно наземная эффузивная и терригенно-эффузивная формации распространены в Тюрингии, Северо-Германской низменности, Кураминской зоне, Джунгаро-Балхашской и отчасти Обь-Зайсанской складчатых системах. Следует отметить, что многие прогибы и впадины Джунгаро-Балхашской системы и Кураминская зона почти целиком от карбона до перми и даже низов триаса сложены наземными вулканогенными формациями.

На Западно-Европейской платформе красноцветная молассовая формация по возрасту охватывает раннюю пермь, а наземная терригенно-эффузивная — как правило, не моложе начала ранней перми (нижний красный лежень). В пределах Центрально-Евразийской платформы их верхняя возрастная граница повышается до поздней перми на Мизийском парапласосе и даже до раннего триаса на Скифской и Туранской плитах, а также в пределах Урала, Тянь-Шаня, Джунгаро-Балхашской и Обь-Зайсанской складчатых систем.

Истинное распространение красноцветной терригенной и терригенно-эффузивной формаций стало известно только в результате проведения большого объема буровых и сейсморазведочных работ. Оказалось, что они чрезвычайно широко распространены под мезозойско-кайнозойским чехлом Субгерцинской и Тюрингской впадин, Южно-Германского, Парижского и Мизийского парапласосов, Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит. Они образуют крупные вытянутые прогибы (иногда грабенообразные), изометричные впадины и более мелкие мульды. Здесь их залегание в общем плащеобразное и дислоцированность в целом носит уже не альпийский, а германотипный характер.

В связи с такими условиями залегания Г. Штилле относил их к платформенному чехлу. Многие геологи до сих пор считают, что нижнепермские отложения Западно-Европейской платформы и «пермо-триасовые» Центрально-Евразийской принадлежат к платформенному чехлу. Однако их распространение, субсеквентный магматизм, история развития, а в ряде мест и дислоцированность тесно связаны еще со складчатым фундаментом. По формациям и условиям залегания они близки к толщам средне-верхнепалеозойских прогибов и впадин каледонид и также могут быть отнесены к метагеосинклиналильному комплексу.

Таким образом, после главного складкообразования палеозойских геосинклиналильных систем и их перехода в горные складчатые области и до формирования типичного платформенного чехла в их пределах в первое время шло накопление нижних моласс (первая стадия орогенного периода, по А. А. Моссаковскому, 1965). В большинстве случаев нижние молассы палеозойские, тесно связанные с ними вышележащие орогенные толщи ряда средне-верхнепалеозойских унаследованных прогибов в пределах каледонид, а также лежащие без перерыва на нижних молассах, и согласно с ними дислоцированные орогенные формации периклинальных прогибов и внутренних частей краевых прогибов герцинид следует относить к складчатому орогенному комплексу заключительного этапа развития палеозойских геосинклиналильных областей.

Толщи, выполняющие средне-верхнепалеозойские наложенные впадины, местами унаследованные прогибы каледонид, а также раннепермские

и пермско-раннетриасовые красноцветные и терригенно-эффузивные, толщи, выполняющие обширные впадины и мульды герцинид, можно выделить в метагеосинклинальный комплекс заключительного этапа развития палеозойских геосинклинальных областей.

В Тихоокеанском тектоническом сегменте земной коры внутри герцинских складчатых сооружений (Монголо-Охотский пояс) в перми и раннем триасе формировались своеобразные узкие прогибы, заполненные морскими и континентальными, частично молассовыми и частично геосинклинальными, формациями, которые, с одной стороны, сходны с разрезами многих других районов восточной части Центрально-Азиатских герцинид, а с другой — с геосинклинальными разрезами мезозойд Северо-Востока СССР (Нагибина, 1963; Херасков, 1966).

На территории южной части Центрально-Евразийской платформы, а также соседней Альпийской складчатой области многие позднегерцинские геосинклинальные прогибы продолжали развитие до перми и даже до раннего мезозоя или закладывались вновь. Их заложение и замыкание, а следовательно, и длительность развития были различными.

Донбасско-Промысловский миогеосинклинальный прогиб (т. е. Донбасс и погребенный «кряж» Карпинского) возник лишь в середине визе (веневский век) и продолжал развиваться до ранней перми включительно. Он заложился в результате рифтогенеза в юго-восточной части Днепровско-Донецкого прогиба Русской плиты и ее продолжении на платформенных девонских и нижнекаменноугольных отложениях. Вместе с платформенными Днепровским и Припятским грабенами, Подляско-Брестским прогибом Русской плиты, а также Мангышлакским прогибом и Бухаро-Хивинской зоной ступеней на Туранской плите Донбасс и «кряж» Карпинского принадлежат к крупной, вытянутой на 4000 км полосе растяжения земной коры и верхней мантии, которую можно назвать Сарматско-Туранским линейментом. На рубеже ранней и поздней перми в пределах Донбасско-Промысловского прогиба произошло складкообразование, которое привело к созданию складчатой (но не горной) зоны.

Сванетский прогиб на южном склоне Главного Кавказского хребта выполнен мощной сланцевой толщей десковой серии, которая представляет собой единый непрерывный комплекс отложений от среднего девона до верхнего триаса включительно. Здесь предполагалось даже сквозное геосинклинальное развитие в течение палеозоя и мезозоя (Славин, 1964а). Однако детальные исследования (Сомин, Белов, 1967) показали, что лейас залегает с резким угловым несогласием на различных более древних породах, т. е. здесь после раннего триаса отчетливо проявилась герцинская складчатость, а в лейасе вновь возобновился геосинклинальный режим. Этот прогиб вскоре после замыкания был вовлечен в новый этап геосинклинального развития и вошел в состав Альпийской геосинклинальной области.

Некоторые флишевые трюги Уральской геосинклинальной системы развивались до среднего и даже позднего карбона. В Мечетлинской и Байсун-Кшутской зонах Тянь-Шаня геосинклинальное прогибание продолжалось до среднего карбона, в Яссинском прогибе накопление флиша шло вплоть до конца ранней перми. В ряде прогибов Джунгаро-Балхашской системы геосинклинальное развитие происходило также до ранней перми.

Наиболее древние отложения Мангышлакского прогиба отвечают по крайней мере ранней перми (Шлезингер, 1965), а возможно, и позднему карбону (Левенко, 1966). Мангышлакский прогиб выполнен, наряду с сероцветными и красноцветными молассаами, алевролитом-сланцевой и антропоконитовой формациями геосинклинального типа (Шлезингер, 1965). Складкообразование (замыкание Мангышлакского прогиба) произошло здесь в позднем триасе. С отложений рэта, нижней и средней юры на Мангышлаке начинается платформенный чехол.

Туаркырский прогиб выполнен в основном континентальной красноцветной молассой перми — раннего триаса, и лишь в верхней части разреза появляется пестроцветная морская аргиллито-песчаниковая толща с прослоями известняков. Общая мощность отложений пермо-триаса 4,5 км. В выходах породы пермо-триаса образуют моноклиналь с углами падения слоев 25—60°.

В пределах хр. Банди-Туркестан развита мощная (не менее 3 км) морская сероцветная толща переслаивающихся между собой известняков, глинистых сланцев и песчаников с подчиненным количеством гравелитов, конгломератов и вулканогенных пород, — главным образом эффузивов кислого и основного состава и их туфов, которые по возрасту относятся к среднему и позднему триасу (Егупов, 1966; Браташ и др., 1970). Толща имеет флишеоидный характер (Славин, Мирзад, 1969). Она подверглась складкообразованию в конце триаса — начале юры, после чего здесь началось формирование настоящего платформенного чехла. В неогене и антропогене этот район претерпел эпиплатформенный орогенез.

Отложения, выполняющие Ейско-Березанский прогиб, принадлежат к флишевым и флишеоидным толщам среднего, верхнего, возможно нижнего, триаса, а также нижней, средней и даже, видимо, верхней юры, общей мощностью 3—4 км. Складчатость здесь произошла лишь в конце юры. После замыкания этого прогиба в раннем мелу начал формироваться платформенный чехол.

Прогиб Горного Крыма выполнен таврической серией среднего — верхнего триаса и юры. Геосинклинальное развитие в этом районе продолжалось до титона или даже до раннего баррема. Лишь со среднего валанжина, а на востоке с позднего баррема здесь наступили платформенные условия.

По-видимому, к подобным раннемезозойским складчатым прогибам следует отнести триас-среднеюрские прогибы северного склона центральной части Большого Кавказа (Лабино-Малкинский, Гузерипльский и Тырныаузский), а также триас-юрский Тарханкутский прогиб в Степном Крыму (Шлезингер, 1969, 1970).

В Западных Балканах известен Лудакамчийский прогиб, выполненный верхнетриасовой и юрской флишевыми сериями. Этот прогиб заложился на маломощных карбонатных отложениях среднего — низов верхнего триаса платформенного чехла палео-Мизийской плиты. В дальнейшем он был вовлечен в прогибание альпийской геосинклинальной зоны Балкан.

В пределах массива Добруджа, в зоне Тулча, развиты два кулисообразно расположенных прогиба, выполненных налбантским флишем норийского яруса и флишеподобными отложениями лейаса. Прогибы также заложались на маломощных породах нижнего, среднего, низов верхнего триаса платформенного эпигерцинского чехла и замкнулись в результате складкообразования, происшедшего в конце лейаса — средней юры. Отложения верхней юры и мела образуют уже платформенный чехол.

По-видимому, к этому же типу раннемезозойских прогибов следует отнести юрские прогибы Большого Балхана (Амурский и др., 1968) и Ферганского хребта, а также пермо-триасовые прогибы северных склонов Паропамиза и Гиндукуша (Славин, Мирзад, 1969; Мирзад и др., 1969; Браташ и др., 1970).

Анализ рассматриваемых структур показывает, что в позднем палеозое — начале мезозоя на территории герцинид южной части Центрально-Евразийской платформы продолжали развитие или вновь закладывались отдельные геосинклинальные трюги. В одних из них (Сванетский) до конца триаса продолжалось прогибание среднепалеозойских трюгов; другие (Мангышлакский, Туаркырский и др.), вероятно, заложались только в позднем палеозое, а третьи (Тулча, Лудакамчийский) — в позднем триасе на ранее сформировавшемся эпигерцинском платформенном чехле. Неко-

торые из них (Сванетский) вскоре после замыкания были вовлечены в новый этап геосинклинального развития и остались в пределах Альпийской геосинклинальной области. Другие после замыкания, которое происходило в разное время — от позднего триаса (Мангышлакский, Туаркырский, Банди-Туркестанский и др.) до лейаса (Тулча), а нередко в более поздние эпохи юры (Ейско-Березанский, Тарханкутский, Большешалханский и др.) окончательно консолидировались и присоединились к остальной территории молодых платформ. Банди-Туркестанский, Паропамизский и другие прогибы расположены на территории, которая в кайнозой вошла в область эпиплатформенного орогенеза.

Перечисленные выше позднепалеозойско-раннемезозойские прогибы, отложения которых претерпели складкообразование в различные эпохи триаса и юры, но которые расположены внутри области герцинид и тесно связаны с герцинской эпохой складчатости, должны быть выделены в особую группу и названы киммерийскими. Киммерийские прогибы представляют собой своеобразные структуры, выполненные или орогенными и миогеосинклинальными формациями, или только миогеосинклинальными. В первом случае апогей их развития (т. е. появление миогеосинклинальных формаций) наступает в середине или самом конце их существования. Киммерийские зоны — это относительно небольшие геосинклинали с кратковременным и неполным циклом развития, которые после складкообразования, как правило, не имеют четко выраженной орогенной стадии.

Г. Штилле (1964) специально рассмотрел вопрос об «экологии» киммерийской складчатости. Впервые название «киммерийские» было дано Л. Мразеком и Э. Зюссом, которые предполагали, что в Крыму имеется складчатая зона мезозойского возраста, протягивающаяся в Добруджу и образующая «Киммерийские горы». Г. Штилле показал, что киммерийские тектонические движения нельзя ставить в один ранг с варисцидскими и альпийскими. В Альпийской геосинклинальной области «...киммерийская тектоника... представляет только начало геотектонического процесса, который в несколько видоизмененном плане продолжается в последующих «альпийских» фазах и ими только окончательно завершается...» (Штилле, 1964, стр. 833). Картину распределения киммерийской складчатости обуславливает «...характер распределения палеозойских и особенно варисцидских складок» (там же, стр. 850). Вне Альпийской геосинклинальной области киммерийская складчатость приурочена к узким относительно небольшим трогам, которые тесно связаны с варисцидским (герцинским) тектогенезом. Поэтому «киммерийской складчатостью» можно называть тектонические движения, приведшие к альпинотипной складчатости в течение триаса и юры в областях герцинского и альпийского тектогенеза, а за описанными выше прогибами сохранить название «киммерийские», подчеркнув тем самым их своеобразный характер, как наиболее молодых позднегерцинских структур (Шлезингер, 1969).

На молодых платформах востока Азии (Дунбейской и Катазиатской) начиная с позднего триаса в течение юры и раннего мела развивались своеобразные прогибы и впадины тихоокеанского типа (Нагибина, 1966). Они во многом близки к тектоническим формам нижнего структурного яруса платформенного чехла Туранской и Западно-Сибирской плит, отличаясь лишь обилием вулканогенных образований (причем преобладают не базальтовые, а андезитовые) и гранитных интрузий. Правда, последние своим появлением обязаны не своему структурному положению, а близости к Тихоокеанскому поясу. Некоторые из прогибов можно отнести к той же категории киммерийских.

Описанные выше киммерийские складчатые зоны, по-видимому, также представляют собой структуры, возникшие под влиянием мезозойской складчатости Тихоокеанского сегмента земной коры, причем если северная ветвь (Монголо-Охотский пояс) прослеживается относительно недалеко и

затухает в пределах Монголии, то южная протягивается на огромное расстояние вплоть до крайних с запада киммерийских прогибов — Тулчинского и Лудокамчийского. С этой точки зрения киммерийские складчатые зоны могут рассматриваться как резонансно-тектонические структуры (Пущаровский, 1969).

В последнее время самые разнообразные структуры и толщи, которые не подходят под ранг типичных геосинклинальных или типичных платформенных, часто относят к категории промежуточных, или переходных. Однако термин «переходный комплекс» неопределен и многозначен. Он применим в различных случаях. По существу, на любой грани двух смежных явлений имеются переходные состояния, но суть их может быть разная и даже противоположная. Переходные толщи могут возникать не только на «переходе» геосинклинального режима в платформенный, но и, наоборот, при «переходе» платформенного режима в геосинклинальный, а также внутри геосинклинального этапа развития, например переходные толщи между раннегеосинклинальными и позднегеосинклинальными стадиями и т. д. Хорошо известны случаи переходных слоев в стратиграфии. Следовательно, этот термин слишком общий и применим к множеству различных переходов. Неясно, почему его следует употреблять, как это обычно делается, только для одного случая: перехода геосинклинального этапа в платформенный.

Если же посмотреть, какие толщи включаются в переходный комплекс, то мы увидим, что под этим понятием скрываются самые разнообразные по происхождению и типу формации этапа отмирания геосинклинального развития и рождения новых платформенных условий. Обычно сюда попадают все многообразные формации, возникшие в пермское и триасовое время — таврическая флишевая формация Крыма, складчатый орогенный комплекс периклинальных прогибов Урала, красноцветные молассы и терригенно-эффузивная формация красного лежня метагеосинклинальных прогибов и впадин Средней Европы, триасовые платформенные формации грабен и впадин Турана и Зауралья, соленосные и карбонатные отложения цехштейна и среднего — верхнего триаса чехла Западно-Европейской платформы и т. д. Из приведенного перечисления следует, что главным критерием при таком выделении часто является всего лишь возраст описываемых отложений.

Необходимо не просто включать в переходные толщи все то, что не подходит под категорию типично геосинклинальных и типично платформенных образований, а стремиться расчленивать, дифференцировать, классифицировать эти толщи, выяснить их структурную сущность и местоположение как в пространстве, так и во времени.

В связи с отмеченным применением термина «переходный» следует привести небольшие цитаты из работ двух известных советских тектонистов. Н. П. Херасков писал: «Особенно энергично приходится возражать против термина «области промежуточного типа». Термин «промежуточный» обычно появляется в классификациях тогда, когда автор затрудняется провести точную границу между двумя какими-либо выделяемыми им классами. Однако такой способ может дать лишь кажущееся удовлетворение, так как немедленно возникают трудности с проведением границ самого промежуточного класса.

При классификации сложных объектов широкое применение обозначения «промежуточный» легко приводит к недоразумениям, так как объект, который по некоторым признакам можно считать промежуточным между двумя объектами, по другим признакам уже может оказаться не таковым. Поэтому в промежуточный класс легко могут войти объекты, мало сходные между собой; такими, в частности, являются многие структуры, которые обозначались как промежуточные. По-видимому, следует стремиться каждый класс структур характеризовать качественными признаками, свойст-

венными только этому классу порознь или хотя бы в сочетании» (Херасков, 1966, стр. 270).

«Ближайшее рассмотрение материалов показывает, что к нему (к «промежуточному», или «переходному», ярусу.— *Р. Г.*) относят отложения, самые различные по формационному характеру и структурному положению. Слово «промежуточный», или «переходный», в применении к ним является лишь мерилом недостаточности наших знаний или неясности наших представлений» (Яншин, 1965а, стр. 14).

Внутри палеозойских складчатых областей развиты массивы ранней консолидации (Косыгин, 1958; Яншин, 1965б), или ядра роста материковой земной коры (Попов, 1960, 1964). Для этих массивов характерно наиболее раннее проявление складчатости, гранитизации (гранитные батолиты нескольких генераций вплоть до позднегерцинских), метаморфизма (данные абсолютной геохронологии говорят о их палеозойском возрасте, и все метаморфические породы массивов, видимо, не древнее рифейских) и образование поднятий внутри единой геосинклинальной области. Такие массивы часто называют срединными, но это неправильно, так как последними следует считать «...слабо измененные участки той структуры, на которой развились геосинклинальные прогибы рассматриваемой области» (Яншин, 1965б, стр. 22).

Массивы ранней консолидации герцинской складчатой области Евразии являются Армориканский, Центрально-Французский, Чешский, Северо-Кавказский, погребенные Карабогазский, Центрально-Каракумский и др. В ряде случаев районы каледонской складчатости, вдающиеся в область герцинид, выполняют роль подобных массивов.

Сделанное краткое описание структурных комплексов фундамента молодых платформ показывает значительное их разнообразие, сложное строение и различные взаимоотношения. Если мысленно снять платформенный чехол, то под ним можно увидеть разнообразные складчатые области. Одни из них каледонские, различные по времени консолидации, со слабо развитыми складчатыми орогенными комплексами и разнообразными по строению средне-верхнепалеозойскими метагеосинклинальными наложенными впадинами и унаследованными прогибами; другие — герцинские, с линейными антиклинориями и синклинориями и изометричными массивами ранней консолидации, с полно развитыми краевыми, периклинальными и внутренними прогибами с мощным складчатым орогенным комплексом, широко распространенными впадинами и прогибами с метагеосинклинальным комплексом перми — нижнего триаса, по южной окраине области — с киммерийскими прогибами, испытавшими мезозойскую складчатость, а на востоке Азии — со своеобразными позднепалеозойско-раннетриасовыми прогибами, а также впадинами и прогибами тихоокеанского типа.

Таким образом фундамент молодых платформ является гетерогенным. Чехол молодых платформ залегает на следующих главных структурных комплексах фундамента: 1) массивах ранней (скорее всего байкальской) консолидации, нередко переработанных палеозойскими интрузиями; 2) раннепалеозойских складчатых комплексах каледонид; 3) различных в формационном отношении метагеосинклинальных комплексах, выполняющих средне-верхнепалеозойские впадины и прогибы на каледонидах; 4) самых разнообразных эв- и многогеосинклинальных складчатых комплексах герцинид; 5) различных орогенных и метагеосинклинальных формациях позднего палеозоя — триаса, выполняющих краевые, периклинальные и внутренние прогибы и впадины герцинид; 6) вторично-геосинклинальных складчатых образованиях киммерийских прогибов в пределах герцинской складчатой области.

Естественно, что названные выше структурные комплексы развиты не только непосредственно под чехлом платформ, но во многих случаях перекрывают друг друга в разрезе, т. е. фундамент молодых платформ гетеро-

генен и по вертикали. В его разрезе встречаются как перечисленные комплексы, так и некоторые иные. Так, в пределах фундамента молодых платформ, сложенного миогеосинклинальными комплексами герцинид, как правило, ниже них выделяется более древний докембрийский кристаллический фундамент, а выше него, но под складчатыми миогеосинклинальными комплексами, часто обнаруживаются платформенные отложения. Например, под миогеосинклинальным комплексом карбона — нижней перми Донбасско-Промысловской зоны выделяется докембрийский кристаллический фундамент, а между ними — складчатые платформенные отложения девона — низов карбона. По-видимому, платформенные отложения кембрия — среднего карбона имеются под покровами мио- и эвгеосинклинальных комплексов западного склона Урала. Складчатые платформенные отложения триаса известны под миогеосинклинальными флишевыми толщами верхов триаса — лейса киммерийской складчатой зоны Тулча и т. д.

В пределах герцинид, особенно в районах развития эпигерцинского платформенного чехла, в последнее время выявлены многочисленные и обширные по площади изометричные массивы ранней консолидации (байкальские?). Если считать, что подавляющая часть герцинских геосинклинальных систем заложилась на байкальском складчатом основании (Муратов, 1969), то многие из упомянутых массивов ранней консолидации могут быть остаточными структурными поверхностями, не переработанными или слабо переработанными последующими складчатостями. Если это действительно так, то многие из подобных массивов можно считать средними. В любом случае фундамент молодых платформ предстает в виде гигантской гетерогенной тектонической брекчии, которая состоит из крупных изометричных (но различных по размерам) массивов-блоков, разделенных линейно вытянутыми складчатыми системами и зонами разного возраста заложения и консолидации — от раннего палеозоя до раннего мезозоя.

Более 10 лет тому назад отделение чехла от фундамента на молодых и особенно древних платформах не представляло больших трудностей, так как фундамент был известен только по выходам его пород на современную поверхность или по данным скважин, которые вскрывали его в пределах крупных поднятий. На последних, как правило, более высокие части платформенного чехла с большим стратиграфическим перерывом и резким угловым несогласием залегают обычно на наиболее древних породах фундамента. Породы фундамента и чехла в этих случаях резко различны как по формационному составу и физическим свойствам, так и по условиям залегания.

В последнее десятилетие благодаря развитию глубокого бурения и усовершенствованию геофизических методов исследований (особенно сейсмо-разведочных) стали известны наиболее древние отложения чехла и наиболее молодые породы фундамента, обычно распространенные в самых глубоких прогибах и впадинах платформ и по своим характеристикам занимающие неопределенное, «промежуточное», положение между типичными отложениями чехла и типичными породами фундамента. Выделение фундамента и чехла в таких случаях затруднено и вызывает, как правило, значительную дискуссию.

В Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1957) дана следующая четкая характеристика фундамента и чехла. Фундамент сложен осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, подвергшимися складчатости, метаморфизму и пронизанными интрузиями. Время формирования пород, слагающих фундамент, отвечает доплатформенному этапу. Платформенный чехол образован преимущественно осадочными формациями платформенного типа. Магматические породы, в его строении обычно играют весьма подчиненную роль, а если и развиты, то представлены особыми типами пород, от-

личными от магматических пород геосинклинальных областей (щелочные интрузии, базальтовые излияния и др.). Отложения чехла, как правило, не метаморфизованы и нарушены дислокациями платформенного типа. Чехол обычно отделен от фундамента крупным региональным несогласием. Этот принцип выделения фундамента и платформенного чехла основан на историко-геологическом подходе к изучению развития платформ. Он показывает двухэтапность их развития. В геосинклинальный этап развития происходит образование фундамента, а в последующий, платформенный, этап формируются отложения платформенного чехла.

При выделении фундамента и чехла какой-нибудь молодой платформы в целом, т. е. при тектоническом синтезе крупной территории, следует пользоваться комплексом различных признаков (история развития, формации, условия залегания и др.), но главным из них является историко-геологический (формационный). В настоящей монографии этот принцип и был положен при выделении фундамента и чехла молодых платформ.

Однако при детальных исследованиях в пределах отдельной, более частной тектонической единицы внутри молодой плиты может оказаться, что более резкой структурной (а также и «технической») границей, выделяемой, например, геофизическими методами, окажется подошва не платформенных отложений, а орогенного или метагеосинклинального комплекса. В этом случае можно выделить в качестве фундамента поверхность главного геосинклинального комплекса или поверхность комплекса основания, а вышележащие упомянутые комплексы считать орогенным, метагеосинклинальным или квазиплатформенным «чехлом». Подобного типа «чехлы» молодых платформ особенно широко распространены в пределах погребенных массивов ранней консолидации. В этих частных случаях к термину «фундамент» целесообразно добавлять уточняющее прилагательное. Например, можно говорить о докембрийском кристаллическом фундаменте Донбасско-Промысловской зоны или Западного Примуроджарья, хотя в обоих районах выше имеется складчатый палеозойский фундамент, который фактически совпадает с понятием фундамента молодой платформы. Можно говорить о допермском фундаменте Тюрингской впадины и Парижского параплакоса или о додевонском фундаменте Чуйской впадины и т. д.

Платформенный чехол в разных районах палеозойд Евразии начал формироваться в различное время. Возможно, наиболее ранний (с девона) эпикаледонский чехол возник на Катазиатской платформе, но это утверждение, как отмечалось выше, требует дополнительных доказательств.

В пределах Западно-Европейской платформы резкая смена структурных и палеогеографических условий наступила с цехштейна (поздней перми). Отложения цехштейна, залегающие на различных более древних породах с перерывом, несогласием и грубообломочным базальным горизонтом в основании, представляют собой самую нижнюю часть платформенного чехла в Средней Европе. На большей части территории Парижского, Аквитанского и Каталонско-Кастильского параплакосов на этот промежуток времени, по-видимому, приходится перерыв, и наиболее древние отложения платформенного чехла обычно принадлежат к различным горизонтам нижнего и среднего триаса, а в португальской части Иберийской платформы — даже к рэту (Carrington da Costa, 1950; Альмела, Лоса-но, 1959; Virgili, 1963; McMahon, Curtis, 1964; Альмела, де Кастелло Бранко, 1964; и др.). В районах отсутствия этих отложений платформенный чехол начинается с более молодых горизонтов юры, мела и даже палеогена и неогена.

Наиболее древние отложения чехла Центрально-Евразийской платформы относятся к раннему триасу. Они довольно широко распространены в основании чехла в наиболее прогнутой части Мизийского параплакоса. По-видимому, этот же возраст имеют нижние горизонты туринской

серии, начинающей чехол Западно-Сибирской плиты. На Туранской плите нижней частью платформенного чехла являются отложения позднего триаса — лейаса (чушкакульская серия). В основном с рэт-лейаса начал формироваться платформенный чехол за пределами Туранской плиты, в западной части современной Центрально-Азиатской орогенной области. На Скифской плите платформенный чехол начинается с различных горизонтов триаса, юры и мела. Следует отметить, что в пределах Центрально-Евразийской платформы в триасе одновременно шло в одних местах развитие еще геосинклинальных прогибов, в других — орогенных и метагеосинклинальных впадин и прогибов, а в третьих — уже формирование платформенного чехла. В связи с разнонаправленными широкими мезозойско-кайнозойскими трансгрессиями и отмеченным выше неравномерным развитием чехол в разных ее местах начинается с различных горизонтов мезозоя и кайнозоя.

На Дубейской платформе чехол сформировался в ранне-поздне меловое, третичное и антропогенное время.

Если сравнить площади распространения структурных комплексов фундамента в пределах палеозойских складчатых областей с площадями развития платформенного чехла, то в целом можно заметить, что плиты, параплакосы и прогибы расположены там, где наиболее широко развиты орогенные и метагеосинклинальные структурные комплексы. Характерно, что максимальные мощности платформенного чехла приурочены к обширным впадинам и прогибам, выполненным этими комплексами и не испытавшим инверсии. Изучение фундамента ряда плит и параплакосов показывает, что в некоторых случаях палеозойские геосинклинальные системы в конце своего развития, после складкообразования, не подверглись значительным горообразовательным процессам. Так, например, породы сложно дислоцированного фундамента Скифской плиты на больших территориях имеют близкий стратиграфический диапазон. Выявленные здесь только в последнее время крупные сопряженные антиклинории и синклинории не обладают большими вертикальными амплитудами. Такое пологое зеркало складчатости пород фундамента Скифской плиты свидетельствует об отсутствии в конце геосинклинального развития ее территории резко дифференцированного горного рельефа.

Таким образом, чехол на молодых платформах развит преимущественно в тех областях палеозойского, которые в конце геосинклинального этапа развития не испытали интенсивной орогении, или там, где наиболее широкое распространение получили орогенные и метагеосинклинальные комплексы. В таком совпадении намечается определенная преемственность распространения платформенного чехла от позднепалеозойской истории развития складчатых областей.

#### **ГРАНИЦЫ, ФОРМЫ И РАЗМЕРЫ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ**

Как уже говорилось, основными структурными элементами чехла молодых платформ являются плиты, параплакосы, впадины и прогибы, которые ограничены другими главными тектоническими единицами земной коры, или эвгенническими структурами молодых платформ различных размеров и форм — щитами, хребтами, парасписами, массивами, кряжами, выступами, грядами.

Западно-Сибирская плита по погребенному разлому на востоке граничит с древней Сибирской платформой, а на юге — частично с областью эпиплатформенного орогенеза. Эти границы в общем прямолинейны. Остальные ограничения в основном связаны с выходами фундамента на

поверхность. В одних местах эти ограничения представляют собой разломы (северная часть границы плиты с Уралом), а других — флексуры, а в третьих — эрозионные контуры, но, как правило, обусловленные тектоникой. В связи с такими в целом тектоническими ограничениями Западно-Сибирская плита имеет форму неправильного шестиугольника, слегка вытянутого в субмеридиональном направлении и имеющего площадь 3,5 млн. км<sup>2</sup>.

Границы Туранской плиты большей частью являются общими с Центрально-Евразийской платформой и были охарактеризованы выше. Только на севере она граничит с Уральским хребтом, Центрально-Казахстанским щитом, Каратауским кряжем и более мелкими выходами фундамента — грядами и выступами. Все ограничения, как правило, являются или разломами, или носят эрозионно-тектонический характер. Лишь на западе под водами Каспийского моря и на севере через Тургайский «пролив» чехол Туранской плиты соединяется с чехлом соседних плит. Туранская плита имеет форму неправильного изометричного многоугольника площадью более 2 млн. км<sup>2</sup>.

Все границы Скифской плиты и Мизийского параплато являются внешними границами молодой платформы с другими основными тектоническими единицами земной коры. Исключение составляют их эрозионно-тектонические сочленения с Донецким кряжем у первой и Добруджским массивом — у второго. В общем прямолинейные границы Скифской плиты придают ей форму узкого вытянутого в субширотном направлении многоугольника. Мизийский параплато имеет форму овала с зазубренной южной границей, обусловленной кулисообразными краевыми швами. Площадь первой примерно 360 тыс. км<sup>2</sup>, второго — 90 тыс. км<sup>2</sup>.

Парижский параплато не имеет выхода на внешнюю границу Западно-Европейской платформы. Он со всех сторон ограничен парасписами и массивами, между которыми расположены перекрытые чехлом седловины, соединяющие его с соседними параплатоами и впадинами. Парижский параплато имеет форму неправильного шестиугольника площадью около 200 тыс. км<sup>2</sup>.

Аквитанский параплато выделяется в виде почти прямоугольного треугольника, площадью около 100 тыс. км<sup>2</sup>, ограниченного разломами краев Армориканского и Центрально-Французского парасписов, краевыми швами альпийской складчатой системы Пиренеев и почти прямолинейным берегом Бискайского залива.

Также только одной стороной на внешнюю границу платформы со складчатой областью Альп выходит Южно-Германский параплато. Две другие стороны почти равнобедренного треугольника параплатоа образуют Чешский параспис и полосу массивов и выступов Шварцвальда, Оденвальда и Шпессарта. С Чешским парасписом граница проходит по серии кулисообразных разломов — Тюрингского Леса, Баварского Пфалля и др. Северо-западная граница проходит по разлому Рейнского грабена или носит эрозионно-тектонический и эрозионный характер с упомянутыми массивами и выступами. Площадь параплатоа 95 тыс. км<sup>2</sup>.

Ограниченный с двух сторон разломами, а с третьей отделенный краевым швом от древней платформы параплато Сунляо имеет неправильную ромбовидную форму; площадь его немногим более 200 тыс. км<sup>2</sup>.

Зейско-Буреинский параплато почти со всех сторон по эрозионным контурам ограничен выходами фундамента на поверхность и имеет вид вытянутого в субмеридиональном направлении прямоугольника площадью примерно 60 тыс. км<sup>2</sup>.

Между выступом Гарца и грядой Тюрингского Леса расположена Тюрингская впадина, имеющая форму субширотно вытянутого неправильного многоугольника, площадью около 13 тыс. км<sup>2</sup>. Если на юго-юго-западе, западе и северо-северо-востоке она ограничена разломами, то на севере и

и юго-юго-востоке фундамент постепенно погружается под чехол впадины, образуя эрозионные контуры ограничения.

Субгерцинская впадина, зажатая между грядой Флехтинген и выступом Гарца, имеет форму вытянутого неправильного пятиугольника, площадью около 6 тыс. км<sup>2</sup>, с юга ограниченного краевым надвигом Гарца, а с севера — флексуорообразным погружением палеозойских пород гряды Флехтинген под чехол впадины. На северо-западе ее условной границей являются разломы юрского трога Гифхорн.

Граница Португальского прогиба с Иберийским парасписом в большинстве мест выражена разломами или флексурами и в более редких случаях носит эрозионно-тектонический характер.

Таким образом, анализ границ основных структурных элементов чехла молодых платформ Евразии показывает, что как наиболее крупные тектонические формы чехла (плиты), так и средние (параплакосы) и более мелкие (прогибы, впадины) имеют главным образом тектонические ограничения в виде окраинных разломов или флексур. Нередко эти ограничения носят эрозионно-тектонический характер и в более редких случаях — чисто эрозионный. Поэтому большая часть границ прямолинейна. В связи с таким характером границ основных структур чехла последние, как и молодые платформы в целом, имеют форму различных геометрических фигур.

### ФОРМАЦИИ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Несмотря на то, что учение о формациях существует уже более 100 лет, формации в наиболее употребительном сейчас смысле, данном Н. С. Шатским (1945) и Н. П. Херасковым (1952, 1963, 1967), изучены еще мало. Особенно это относится к формациям платформ, в том числе и молодых. Ведущими факторами, определяющими формации, являются тектонический режим (Шатский, 1945; и др.; Херасков, 1952, 1967; Рухин, 1961; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; и др.), а также климатическая зональность (Страхов, 1963). Первый фактор делает формационный анализ важным оружием при решении ряда вопросов тектоники. Не меньшее значение формационный анализ имеет для разработки главной задачи современной геологической науки: установления закономерностей размещения полезных ископаемых. Если для геосинклинальных и складчатых областей в литературе есть прекрасные образцы разработки метода формационного анализа применительно к двум названным выше аспектам, то для платформ число таких работ крайне ограничено. Это обстоятельство, по-видимому, в какой-то степени вызвано тем, что внутри геосинклинальных областей тектонические движения резко дифференцированы, сильно изменяются при переходе от структуры к структуре, а на разных структурах развиты различные формации. В условиях платформы тектонические движения слабо дифференцированы и поэтому формации обычно отражают платформенное развитие в целом. Отдельные, даже крупные, структурные элементы внутри платформ на распределение формаций влияют слабо. В геосинклинальных областях формационный анализ осуществить легче, и он дает заметный эффект.

Н. С. Шатский и др. (1951) разделили все формации на геосинклинальные и платформенные. Затем Н. П. Херасков (1963, 1967), кроме этих классов формаций, выделил еще орогенный. Они же определили основные черты, типичные для каждого класса формаций. Для платформенных формаций характерны спокойное залегание на больших площадях, накопление слагающих их пород в условиях выровненного рельефа, значительная выдержанность по простиранию фаций и мощностей и, наоборот, быстрая сменяемость и неоднократная их повторяемость в разрезе, небольшой градиент мощностей и т. д.

В зависимости от местоположения источника сноса выделяются аллохтонные и автохтонные формации (Шатский и др., 1951); в зависимости от приуроченности к той или иной климатической зоне — формации аридно-го или гумидного типа (Страхов, 1963).

Вопрос о формациях чехла молодых платформ как в целом, так и отдельных районов освещен в немногих работах (Яншин, 1953, 1954; Казаринов, 1958; Бабаев, 1959; Никифорова, Разумова, 1959; Разумова, 1961; Гурова, Казаринов, 1962; Гарецкий, Яншин, 1966; Боголепов, 1967; Крылов, 1968; и др.).

В чехле молодых платформ развиты как морские, так и наземные формации. Для чехла молодых платформ характерно то, что многие его осадочные формации сложены продуктами перемыва различных кор выветривания, формирование которых происходило многократно в течение мезозоя и кайнозоя, особенно в областях выходов фундамента — на щитах, паралипах и т. д.

Среди формаций молодых платформ преобладают автохтонные. Аллохтонные формации в значительном объеме появляются лишь на поздних стадиях развития платформенного чехла, когда соседние геосинклинальные области, по возрасту синхронные с чехлом молодых платформ, превращаются в горные сооружения и становятся источниками сноса. Обычно такие формации накапливаются по окраинам платформ, граничащим с более молодыми горными сооружениями, по характеру приближаются к орогенным и в глубь платформ, уменьшаясь в мощности, быстро переходят в разновозрастные автохтонные.

Аллохтонные формации часто имеют характер моласс (платформенный борт краевого прогиба и прилегающие районы платформы); в этом отношении здесь они приближаются к орогенным формациям и нередко в них переходят. В аллохтонных формациях по сравнению с автохтонными резко возрастает роль континентальных и лагунных отложений, ухудшается сортировка обломочного материала, причем он становится более полимиктовым. Нередко среди них появляются красноцветные и пестроцветные терригенные формации. Особый случай накопления аллохтонных формаций создается тогда, когда в неогене и антропогене часть молодой платформы превращается в область эпиплатформенного орогенеза. При этом одна и та же область размыва (но на разных срезах) может вначале служить источником питания автохтонной, а затем аллохтонной формаций. На начальных и средних этапах развития чехла аллохтонные формации возникают значительно реже — в случае высокого стояния края древней платформы, который являлся источником сноса.

Климатическая зональность в распространении формаций молодых платформ заметно сказывается в том, что кремнистые формации явно тяготеют к более северным участкам платформ, а карбонатные и галогенные — к южным. Например, в пределах Западно-Сибирской плиты широко развиты различные кремнисто-терригенные формации мела и палеогена, которые на Туранской и Скифской плитах сменяются терригенно-карбонатными и чисто карбонатными.

Как отмечалось, для наиболее широко распространенных формаций чехла характерна неоднократная повторяемость их в разрезе. Так, пестроцветная каолиновая автохтонная формация в чехле северной части Туранской плиты отмечена в среднем альбе, туроне, сантоне, среднем и верхнем олигоцене.

В чехле молодых платформ обычно встречаются следующие морские формации: известняковая, известняково-доломитовая, писчего мела и мелоподобных мергелей, терригенно-карбонатная, терригенно-глауконитовая, септариевых глин (майкопская), галогенная и др. Среди континентальных формаций выделяются пестроцветная каолиновая, песчано-глинистая полимиктовая, угленосная, красноцветная слабокарбонатная, зеленоцветная

монтмориллонитовая глинистая, пресноводных известняков и др. Многие формации могут быть подразделены на подформации. Так, среди каолиновой пестроцветной автохтонной формации севера Туранской и юга Западно-Сибирской плит выделяются подформации: бокситоносная каолиновая, железистая каолиновая, железисто-кремнистая каолиновая, лигнитоносная каолиновая (Никифорова, Разумова, 1959). В чехле молодых платформ нередко развита вулканогенно-осадочная формация, которая приурочена к самой нижней части чехла и самым его верхам (неоген — антропоген).

Выделить какие-либо формации, свойственные только молодым платформам, пока не удастся. Однако существуют формации, которые преимущественно распространены на молодых платформах и лишь частично заходят в пределы других основных тектонических единиц земной коры. К таким формациям принадлежат формация септариевых глин, широко распространенная в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской и Туранской плит (нижний олигоцен — верхний эоцен), Скифской плиты (многие горизонты майкопской толщи), Средней Европы (средний олигоцен), северной части Англо-Парижского бассейна (верхний эоцен) и др. Почти не выходят за пределы молодых платформ некоторые формации их нижнего структурного яруса, такие, как сероцветная полимиктовая угленосная верхнего триаса — лейаса Туранской плиты (чушкакульская серия) и др.

На разных молодых платформах чехол начинается с различных формаций. На востоке Западно-Европейской платформой самым нижним членом чехла является галогенная формация цехштейна с грубообломочными базальными слоями в основании. На западе этой платформы и на Каталонско-Кастильском параплакose в низах чехла расположена пестроцветная терригенная формация нижнего триаса (пестрый песчаник). С этой же формации начинается чехол на Мизийском параплакose. На Скифской плите наиболее древней в составе чехла является терригенно-карбонатная формация нижнего и среднего триаса, сменяющаяся выше эффузивно-терригенной формацией верхнего триаса — нижней юры, песчано-глинистой полимиктовой угленосной формацией нижней и средней юры. В ряде районов плиты платформенный чехол начинается с указанных формаций юры или даже более высоко залегающих формаций мела. На севере Туранской плиты и на Западно-Сибирской плите во время образования нижнего структурного яруса их чехла местами происходили контрастные тектонические движения по разломам, которые привели к возникновению локальных участков возвышенного рельефа и к такому же локальному (обычно в грабенах) накоплению грубообломочной угленосной и терригенно-эффузивной формаций триаса-лейаса. Эти формации Н. П. Херасков (1967) отнес к орогенным и выделил под названием катаплатформенных.

На Западно-Европейской и Иберийской платформах, а также на юге Центрально-Евразийской (Мизийский параплакос, юг Туранской плиты и др.) в разрезе чехла важное значение имеют различные карбонатные и терригенно-карбонатные формации (триас, юра). Крайне выдержанной на территории первых двух платформ и Мизийского параплакоса является карбонатная формация среднего триаса (раковинного известняка), часто подразделяющаяся на известняковую и доломитовую подформации. Формация почти полностью отсутствует на остальной территории Центрально-Евразийской и других платформ Азии. Для Западно-Европейской и Иберийской платформ весьма характерна пестроцветная терригенно-карбонатная формация верхов триаса, также полностью отсутствующая на Центрально-Евразийской платформе (за исключением Мизийского параплакоса). С ней тесно связана галогенная подформация, которая обусловила соляную тектонику Аквитанского, Каталонско-Кастильского параплакосов и дна Бискайского залива. Для северо-восточной части Западно-Европейской платформы не менее характерна галогенная формация цехштейна, которая в основном развита в пределах Польско-Германской впадины со

спорным возрастом фундамента и на собственно эпигерцинскую часть платформы заходит лишь далеко вытянутым к югу языком.

Многие карбонатные и терригенно-карбонатные формации в латеральном направлении переходят в различные терригенные формации. На Западно-Европейской платформе юра почти целиком представлена известняковыми и терригенно-карбонатными формациями. То же можно сказать об Иберийской платформе (Альмела, Лосано, 1959; Ruget-Perrot, 1959; McMahon, Curtis, 1964; Beuther u. a., 1966; и др.). На Мизийском параплатосе в низах юры местами появляется песчано-глинистая полимиктовая угленосная формация, а на остальной территории Центрально-Евразийской платформы последняя становится господствующей для нижней и средней юры. Карбонатная и терригенно-карбонатная формации верхней юры (в различных стратиграфических объемах) сохраняются на Скифской и Туранской плитах, но полностью исчезают на Западно-Сибирской плите, где замещаются красноцветной полимиктовой слабокарбонатной формацией, переходящей к северу в терригенно-глауконитовую.

Как на молодых платформах Европы, так и на юге Центрально-Евразийской платформы в средней части формационных рядов (верхний мел) распространена формация писчего мела и мелоподобных мергелей, которая без изменений переходит на территорию древних платформ. В средней части формационных рядов платформ довольно обычна терригенно-глауконитовая формация, наиболее часто встречающаяся в стратиграфическом интервале апт — сеноман. Весьма характерной для верхней части разреза чехла молодых платформ является формация септариевых глин (майкопская), очень широко распространенная на обширной территории Центрально-Евразийской платформы.

Галогенные формации не очень широко развиты в чехле молодых платформ. Уже упоминались цехштейновая и позднетриасовая галогенные формации, распространенные на Западно-Европейской, и позднетриасовая на Иберийской платформах. На юго-востоке Туранской плиты известна галогенная формация кимериджа — титона. Галогенные формации накапливались в глубоких (некомпенсированных перед отложением соли) впадинах. В вертикальном и латеральном направлениях они переходят в карбонатные, пестроцветные и красноцветные терригенно-карбонатные или терригенные формации.

Краткая характеристика формаций молодых платформ свидетельствует о том, что они в целом отвечают требованиям, которые предъявляются к настоящим платформенным формациям, и не имеют принципиального отличия от формаций древних платформ. Это обстоятельство еще раз подтверждает положение, что рассматриваемые в монографии категории тектонических структур действительно принадлежат к платформам, а не к особым «областям завершенной складчатости». Некоторое различие формаций чехла древних и молодых платформ сводится к несколько большему значению для вторых терригенных формаций по сравнению с известняковыми и известняково-доломитовыми (особенно это относится к Центрально-Евразийской платформе), а также к увеличению полимиктовости состава терригенных автохтонных формаций. На древних платформах в автохтонных терригенных формациях преобладает кварц, на молодых — велика роль полевых шпатов и обломков пород (Крылов, 1968). Эти особенности объясняются большей амплитудой и дифференцированностью тектонических движений на молодых платформах.

#### МАГМАТИЗМ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В чехле молодых платформ Евразии магматизм развит слабо. Магматические породы приурочены главным образом к двум структурным уровням: к нижней части разреза платформенного чехла и к самым верхам его. Сред-

няя, большая, часть его разреза, как правило, лишена магматических проявлений. В обоих случаях магматизм в основном эффузивный. Коротко рассмотрим основные проявления магматизма в чехле молодых платформ Евразии.

Наиболее древняя вулканогенно-осадочная толща (туринская серия среднего, частично позднего и, видимо, раннего триаса) развита на Западно-Сибирской плите и на севере Туранской плиты, где она резко несогласно залегает на породах фундамента, выполняет нижнюю часть грабенов, грабенообразных прогибов и более широких и плоских впадин и прогибов. Толща состоит из покровов лав (базальты, базальтовые порфириты, диабазы, андезито-базальты, долериты, липариты и их туфы) различной мощности, переслаивающихся с терригенными породами, общей мощностью до 2000 м. Количество прослоев эффузивов вверх по разрезу сокращается.

На Мизийском параплато небольшие включения пластов эффузивов и их туфов встречены в низах чехла: прослой туфов и туффитов — среди красноцветных пород нижнего триаса, прослой туфов, туффитов и миндаленных базальтов — в карбонатных породах среднего триаса (Западное Предбалканье), прослой розовых кварцевых порфиров — в доломитах и известняках среднего триаса (Тюленево).

В отложениях триаса (особенно верхнего) южной части Аквитанского и на севере Каталонско-Кастильского параплатосов встречаются пластовые интрузии офитов мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров.

В низах платформенного чехла Скифской плиты развита вулканогенно-осадочная толща, которая, по-видимому, в разных местах плиты охватывает различный стратиграфический диапазон. В Центральном и Восточном Предкавказье под отложениями средней юры или нижнего мела на образованиях фундамента расположена толща кислых и средних эффузивов (кварцевые порфиры, плагиопорфириты, кварцевые фельзит-порфиры, андезитовые и диоритовые порфириты) и их туфов, переслаивающихся с терригенными породами, общей мощностью до 300—450 и даже 800 м. В основном эффузивные породы приурочены к верхам верхнего триаса — нижней юры, а отдельные их прослой встречаются как в более низких слоях верхнего триаса, так и в среднем триасе. Видимо, вулканогенные породы (кварцевые порфиры и их туфы) того же возраста вскрыты Медведовской сверхглубокой скв. 2 в Западном Предкавказье. Их вскрытая мощность 1136 м. В Западном Предкавказье, к югу от г. Армавира, в основании платформенного чехла прослеживается вулканогенно-осадочная толща (терригенные породы с покровами диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов и андезитовых порфиритов и их туфов) нижнего мела (до альба включительно) и, возможно, верхов юры. Мощность толщи до 300—350 м. В Ейско-Березанском районе и в Медведовской сверхглубокой скв. 2 в апт-альбских отложениях встречены туфы базальтовых и кварцевых порфиритов. В Равнинном Крыму вскрыты андезитовые порфириты, предположительно юрского возраста, а в нижнем мелу развита мощная (свыше 1000 м) вулканогенно-осадочная толща — терригенные породы с пачками лав андезитового и дацито-андезитового состава и их туфов. В отложениях верхнего мела (сеноман — коньяк) встречены прослой пирокластических пород мощностью до нескольких метров.

На западе Бухаро-Хивинской области Туранской плиты (скважина Кимирек) в отложениях средней и нижней части верхней юры содержится большое количество туфов и осадочно-туфогенных пород. Туфы и туффиты имеют основной и средний состав.

К востоку от современной границы Туранской плиты, в Алакольской впадине, в низах платформенного чехла среди сероцветных угленосных терригенных отложений рэт-лейаса известны пласты андезитовых порфиритов и андезито-базальтов мощностью до 20 м.

На Шпицбергене, в восточной части архипелага, известны внедрения спилитов, пластообразных тел и даек долеритов мощностью от 1 до 30 м, которые секут породы различного возраста, до позднеюрских включительно. Их внедрение, по данным определений абсолютного возраста, происходило от начала юрского периода до середины мелового. Главная фаза магматизма приурочена к концу раннего мела (Фирсов, Лившиц, 1967). На крайнем востоке архипелага известны базальты, перекрывающие отложения валанжина (Nathorst, 1910).

С субгерцинскими тектоническими движениями середины позднемелового времени связывают внедрение ряда интрузий Португалии: гранит-сиенит-габброидного батолита Синтра в Португальском прогибе к западу от г. Лиссабона; куполовидного массива габбро, кварцевых диоритов и сиенитов Синес, расположенного на крайнем юге Португальского прогиба, на его границе с Иберийским парасписом, и находящегося в пределах последнего батолита Моншик, сложенного нефелиновыми сиенитами, пуласкитами и др. Точный возраст этих массивов неизвестен. Однако твердо установлено, что первый из них — послесеноманский, второй — послеюрский, третий — послераннекаменноугольный. Их синхронность предполагается на основании геохимических признаков (Garrington da Costa, 1950, и др.).

На крайнем юго-востоке Туранской плиты, в районе Бадхыза, в отложениях верхнего эоцена имеются три-четыре эффузивные пачки, представленные андезитами, базальтами, туфами, туфокогломератами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Отсюда на север вплоть до южных берегов Аральского моря в верхнеэоценовых отложениях повсюду прослеживаются тонкие прослой пепловых туфов.

В самой верхней части чехла, начиная с олигоцена, но в основном в неогене и антропогене, в пределах Западно-Европейской платформы (особенно широко на Южно-Германском параплаксе, Центрально-Французском и Чешском парасписах и др.) широко известны базальтовые потоки, небольшие трубки взрыва, жилы и дайки. Наиболее крупный покров базальтов (Фогельсберг) имеет в плане округлую форму диаметром около 60 км и расположен на продолжении Рейнского грабена.

Базальтовые поля и вулканические конусы областей Оверни и Эйфеля сохранили даже свои морфологические особенности. Известны неогеновые базальтовые поля в Шотландии и Северной Ирландии. Здесь же развито большое количество базальтовых и долеритовых даек. Подобные дайки встречаются на территории каледонид Норвегии. Кроме излияний основного состава, известны лавы щелочных пород (миоценовый вулкан Кайзерштуль внутри Рейнского грабена). Подобного типа молодые базальты имеются на Иберийской платформе (район бассейна верхнего течения р. Гвадианы в пределах парасписа Иберийской Месеты и впадины Тахо Каталонско-Кастильского параплакса, к северу от г. Лиссабона в Португальском прогибе и др.) и на Мизийском параплаксе (вдоль Свиштов-Сухиндольского разлома в Болгарии).

В связи с началом интенсивных сводово-глыбовых поднятий Большого Кавказа в конце миоцена — начале плиоцена на участке сочленения Скифской плиты и Центрального Кавказа (Минераловодский район) оформились известные лакколиты Бештау, Машук и другие, сложенные гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами. Новое усиление вулканической деятельности (извержение лав, туфов и туфов липаритов и липарито-дацитов с образованием небольших лакколитов, штоков и даек) на границе плиты и альпийской складчатой области Кавказа произошло в позднем плиоцене (Нижнечегемский район, Тырнауз, Эльбрус и др.).

На севере о. Западный Шпицберген известны покровы оливиновых базальтов, агломератовых туфов и трахибазальтов, слагающие антропогеновые вулканы Сверре, Сигурд и Халвдан (Буров, 1965; Семевский, 1965).

К северной части параплатформы Сунляо приурочены вулканы с излиянием базальтов в историческую эпоху.

Таким образом, магматические породы чехла молодых платформ в основном приурочены к его двум структурным уровням: 1) к нижней части, где они обычно связаны с отложениями триаса, а иногда с породами юры и даже нижнего мела, и 2) к неогену и антропогену. Магматические породы в обоих случаях главным образом эффузивные. В начале становления платформенного чехла покровы эффузивов имели главным образом основной состав. Среди них встречаются породы кислого и, реже, среднего состава. Вторая вспышка эффузивных излияний была почти нацело базальтовой. В первом случае эффузивная деятельность связана с расколами фундамента, которые возникли в результате процессов растяжения под влиянием сводообразных поднятий фундамента. В неогене и антропогене одновременно с оформлением областей эпиплатформенного орогенеза и горообразованием в Альпийской складчатой зоне произошла общая активизация тектонических движений на обширной территории к северу от фронта Альпийско-Гималайского орогена. Эти движения вызвали крупные протяженные разломы большой амплитуды (Рейнский, Ронский грабены и др.), которые послужили каналами для излияния базальтов.

#### **СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМАХ И В СОСЕДНИХ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЯХ**

Обычно платформу определяют как крупную тектоническую единицу земной коры, характеризующуюся двумя структурными этапами пород, нижний из которых сложен дислоцированными и нередко метаморфизованными осадочными и магматическими геосинклинальными породами, а верхний несогласно залегает на пенепленизированной поверхности нижнего яруса и состоит из полого залегающих осадочных неметаморфизованных пород платформенного чехла. Такое определение платформе нередко дают до сих пор. Однако еще Н. С. Шатский (1951а) в чехле Урало-Сибирской платформы выделил два структурных яруса: нижний — более дислоцированные, спорадически распространенные отложения рэт-лейаса и верхний — почти горизонтальные вышележащие породы чехла. В последующем А. Л. Яншин (1955, 1965а) еще более твердо обосновал выделение этих ярусов. По существу каждому выделенному Н. С. Шатским (1946а) этапу развития Восточно-Европейской платформы (байкальскому, каледонскому, герцинскому и альпийскому) в разрезе чехла соответствует свой платформенный комплекс, который является единицей более высокого порядка, чем структурный ярус (Богданов, 1963). В складчатых областях среди синхронных платформенному чехлу отложений, как правило, выделяют несколько складчатых структурных комплексов, которые в свою очередь могут быть подразделены на структурные ярусы. Фундамент и чехол платформ являются более крупными классификационными рангами, чем отдельные структурные комплексы и тем более структурные ярусы. Следовательно, платформенный чехол может быть подразделен на ярусы и подъярусы.

Структурные ярусы «...представляют собой части (составные элементы) складчатых комплексов или их платформенных аналогов. Соответственно в историко-геологическом смысле они отвечают вполне определенной стадии эпохи складчатости (геотектонического «цикла»). Они объединяют ряд серий горных пород, обычно охватывающих отложения одной, реже двух систем или частей. Структурные этажи обычно сложены одной или несколькими родственными формациями. Они обладают одинаково проявляющимся магматизмом, метаморфизмом, дислокациями и единством общего

структурного плана. Каждый структурный этаж отделен от выше- и ниже- лежащих этажей несогласием, перерывом или резкой сменой типа формаций (ассоциаций) горных пород» (Богданов, 1963, стр. 15). Основываясь на этом определении структурного яруса, по региональным перерывам и несогласиям, смене структурного плана, условиям залегания, резкой смене формационного состава отложений в чехле молодых платформ Евразии могут быть намечены структурные ярусы, которые нередко разделяются на два или несколько подъярусов.

Как следует из регионального описания тектоники чехла молодых платформ Евразии, границы между структурными ярусами и подъярусами не одинаковы во всех районах, а несколько изменяются на разных платформах и даже в пределах одной платформы или плиты. Так, нижний структурный ярус Туранской и Западно-Сибирской плит в одних местах имеет верхней границей кровлю нижней юры, а в других охватывает и всю среднюю юру. Это связано с неравномерностью и некоторой асинхронностью развития разных участков плиты.

Вместе с тем обособление структурных ярусов связано с общими усилениями тектонических движений, которые охватывали значительные участки земной коры как молодых платформ, так и соседних подвижных областей. Так, обособление нижнего структурного яруса чехла Западно-Европейской и Центрально-Евразийской платформ обусловлено киммерийскими тектоническими движениями, причем в одних районах более ярко проявились раннекиммерийские, в других — позднекиммерийские. Более резкое проявление тех или других вызывает обособление структурного яруса, а более слабое — подъяруса.

На Мизийском параплато нижний структурный ярус чехла отчетливо выделяется значительными угловыми несогласиями в кровле и подошве и стратиграфическими перерывами. Здесь он включает все отделы триаса. Отложения триаса образуют резко выраженные структуры, а вышележащие породы юры залегают значительно спокойнее (см. рис. 13), и угловое несогласие между ними составляет  $10-12^\circ$ . В Предбалканье и других районах юрские отложения постепенно срезают разные горизонты триаса, причем местами весь триасовый комплекс отсутствует, а породы юры трансгрессивно и несогласно залегают на различных более древних породах палеозоя.

Резко выделяется нижний структурный ярус чехла на западе Туранской и Западно-Сибирской плит. В первом районе он обычно охватывает отложения верхнего триаса — лейаса, а во втором — верхи нижнего триаса — лейаса, но местами его верхняя возрастная граница поднимается до кровли средней юры. Отложения этого яруса в отличие от вышележащих пород слагают более резкие структуры. Значительное угловое несогласие между ними (на поднятиях до  $30-35^\circ$ , а в местах затухающих вверх по разрезу флексур до  $75^\circ$ ) и трансгрессивное залегание более молодых отложений на породах нижнего структурного яруса (вплоть до полного их срезания) четко обособляют этот ярус. Характерно, что угловое несогласие наибольших значений достигает на поднятиях и значительно уменьшается (в отдельных случаях вплоть до полного исчезновения) в прогибах.

Менее резко, но также достаточно отчетливо, нижний (триасовый или триас-юрский) структурный ярус выделяется на других параплатосах и впадинах Западно-Европейской платформы.

Началом крупных складчатых и горообразовательных движений в Альпийском геосинклинальном поясе и области эпиплатформенного орогена обусловлено общее оживление тектонических движений и на соседних территориях молодых платформ. С этим моментом истории земной коры связано почти повсеместное на молодых платформах Евразии отчетливое обособление самого верхнего, неоген-антропогенного, структурного яруса и его подъярусов. Начало образования этого яруса в соответствии с не-

тектоническими движениями местами приходится на поздний палеоген. Эти движения в одних местах вызвали крупные поднятия и соответственно региональный перерыв, в других (в связи со сжатиями) — образование надвиговых структур, особенно четко выраженных по границе параплатосов с парасписами, в третьих (в связи с растяжениями) — возникновение грабенов — Рейнского и др. Важными рубежами оживления тектонических движений неогена — антропогена являются предсреднемиоценовый и предпозднеплиоценовый. На Туранской плите этим рубежам отвечает новая граница структурных ярусов, причем отложения верхнего из них (верхнеплиоцен-антропогенового) почти не дислоцированы. В других районах также границы самых верхних ярусов и подъярусов приурочены к названным отрезкам времени.

Заметным рубежом, с которым на молодых платформах связаны поверхности структурных ярусов или подъярусов, является граница мела и палеогена. Во многих местах она выражается в значительном размыве отложений мела и в трансгрессивном (с перерывом) залегании на различных более древних породах разных горизонтов отложений палеогена. Так, на Парижском параплатосе этому моменту отвечает полное отсутствие маастрихтских отложений.

Общими для Альпийской складчатой области и многих территорий молодых платформ являются мощные тектонические движения, происшедшие в апте и альбе. В это время в Альпийской складчатой области отмечаются крупные шарьяжные перемещения, значение которых недавно подчеркнул А. В. Пейве (1967). На огромной территории Западно-Европейской платформы (Южно-Германский параплатос, Тюрингская, Субгерцинская и даже Польско-Германская впадины) эти движения выразились в отчетливом преальбском или предсеноманском (почти полное выпадение апта, а местами и альба) перерыве и несогласии. В других районах (Мизийский параплатос и др.) местами отмечается угловое несогласие между отложениями баррема и альба, местами выпадение не только аптских, но и альбских отложений и залегание с перерывом верхнемеловых пород на различных более древних.

Таким образом, можно констатировать, что в отдельные отрезки геологического времени происходило усиление тектонических движений, которые охватывали крупные участки земной коры и были общими и синхронными для подвижных областей и соседних территорий молодых платформ. Это, конечно, не значит, что имеются какие-то кратковременные общепланетарные фазы складчатости, которые всюду выражаются в виде созданных ими угловых несогласий. Формирование как складчатых, так и платформенных структур было длительным и часто конседиментационным. Однако определенные моменты усиления тектонических движений, охватывавших крупные регионы земной коры, все же существовали. В разных местах их начало и окончание смещались, они были достаточно длительными, охватывая один-два века, а иногда и больше. Это — не фазы складчатости Г. Штилле. Их, скорее, можно было бы назвать тектоническими фазами. Такие тектонические фазы (относительно кратковременные моменты усиления тектонических движений) в различных районах имеют разное выражение. Например, в Альпийской складчатой области они могли проявиться в образовании складок, в одном районе соседней молодой платформы — в его общем поднятии и соответственно значительном перерыве в осадконакоплении, в другом — в небольшом изгибе слоев и угловом несогласии, в третьем — в образовании надвига, в четвертом — в возникновении грабена и резком увеличении мощности соответствующих отложений и т. д.

Соседние с молодыми платформами, синхронные их чехлу геосинклинальные и складчатые пояса, а также области эпиплатформенного орогенеза оказывали непосредственное воздействие на близрасположенные

районы молодых платформ. В ранние стадии развития молодых платформ оно сказывалось в том, что окраинные их участки вовлекались в прогибание соседних геосинклинальных областей, и здесь образовались зоны окраинных (периплатформенных) опусканий (окраинные моноклинали). Такие структуры не возникали только в том случае, если молодая геосинклиналь соседствовала с высоко приподнятым блоком платформы, и тогда она граничила с ним по краевому шву. Это имело место по южной окраине Южно-Германского парапакоса, где крупное Винделизийское поднятие препятствовало образованию зоны окраинного опускания. Они не возникли также в районе приподнятого блока Лабино-Малкинской зоны, в основном соответствующей Северо-Кавказскому массиву ранней консолидации фундамента. Наоборот, хорошо выраженные зоны окраинных опусканий развились на южной окраине Туранской плиты (Бахардокская периплатформенная моноклинали), которая интенсивно втягивалась в погружение Копетдагской геосинклинали, на окраине Мизийского парапакоса (Южно-Мизийская периплатформенная моноклинали), на окраине Аквитанского парапакоса (Южно-Аквитанская периплатформенная моноклинали) и др.

На поздних этапах развития молодых платформ их окраинные участки, прилегающие к более молодым складчатым горным сооружениям, втягивались в погружение краевых прогибов последних. Они развиты во всех районах такого сочленения молодых платформ. Нередко краевые прогибы закладывались в местах ранее существовавшей зоны окраинного опускания (Бахардокское окраинное опускание — Предкопетдагский краевой прогиб, Южно-Аквитанское окраинное опускание — Предпиренейский краевой прогиб). Однако причины возникновения тех и других противоположны. Если первые из них втягивались в прогибание геосинклинальных трогов, то вторые образовались как компенсационные прогибы перед фронтом альпийских складчатых сооружений в результате горообразования и воздымания последних. Собственно краевые прогибы захватывали относительно узкую полосу платформы (по 50—100 км). Однако более слабое погружение могло распространиться на довольно значительное расстояние (до 200—300 км) внутрь молодой платформы.

Участки молодых платформ, прилегавшие к областям эпиплатформенного орогенеза, местами являлись ареной возникновения на них предгорных прогибов и впадин, образовавшихся перед глыбовыми горами эпиплатформенного орогена. Примерами такого предгорного прогиба является Предкиргизский, а предгорных впадин — Кашкадарьинская и Самаркандская на Туранской плите. Определенная активизация тектонических движений, связанных с областью эпиплатформенного орогенеза, не ограничивалась отмеченными структурами, возникавшими вблизи нее. Существенные поднятия гряд и выступов (Нуратау, Султангуиздаг) отмечаются уже довольно далеко (на 500—700 км) от Тяньшаньского эпиплатформенного орогена, но они на порядок меньше. С этими движениями явно связаны и отдельные впадины (Рометанская и др.), расположенные уже в средней части Туранской плиты, в 200—300 км от Тянь-Шаня.

Таким образом, непосредственное воздействие областей альпийской складчатости и эпиплатформенного орогенеза на молодые платформы распространялось относительно недалеко (до 300 км). Однако общая активизация тектонических движений этого времени по существу охватила территорию всех молодых платформ. В этом отношении нет плит «огражденных» и «неогражденных» (Соболевская, 1963а), так как рассматриваемые движения, например, распространились на весь Урал, который соседствует с «огражденной» Западно-Сибирской плитой. Непосредственного воздействия области альпийской складчатости и эпиплатформенного орогенеза на Западно-Сибирскую плиту действительно не оказывают, но не потому, что она чем-то «ограждена», а потому, что расположена на большом расстоянии от названных областей. Как Туранская, так и Западно-Сибирская

плиты принадлежат к одной молодой платформе и, следовательно, имеют один общий палеозойский фундамент. Ни та, ни другая не ограждены от областей активных тектонических движений, а только на разное расстояние отодвинуты от них. Хорошо понимая это, В. Н. Соболевская, автор термина «огражденные плиты», совершенно справедливо только наполовину застриховала Туранскую плиту как «неогражденную», а северную ее часть — показала уже «огражденной» (Соболевская, 1963а, стр. 261, рис. 1). Если принимать за критерий «ограждения» крупные поднятия с выходом фундамента на поверхность, то сырдарьинско-восточноприаральскую часть Туранской плиты также можно причислить к «огражденным», так как она с юга ограничена крупной Кызылкумской системой массивов, гряд и выступов. Существенное воздействие, которое оказывает на молодую платформу соседняя область эпиплатформенного орогенеза, В. Н. Соболевская не учитывает, и поэтому как «неогражденные», так и «огражденные» участки Туранской плиты граничат с этой областью.

### ТИПЫ СТРУКТУР ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Как уже отмечалось, крупнейшими тектоническими единицами чехла молодых платформ являются плиты (Западно-Сибирская, Туранская, Скифская) и парапласы (Мизийский, Парижский и др.). Кроме того, разделенные парасписами, массивами, грядами и выступами фундамента самостоятельно существуют отдельные крупные структуры чехла — впадины (Тюрингская, Субгерцинская и др.) и прогибы (Португальский и др.). В пределах щитов и парасписов могут изолированно развиваться впадины и прогибы чехла довольно больших размеров, как, например, меловой прогиб Чехии на Чешском парасписе. Среди обширных выходов фундамента (щитов, парасписов, хребтов), а также среди более мелких (массивов, кряжей и др.) могут быть развиты небольшие структуры чехла типа мульды и синклиналей (и те, и другие часто бывают приразломными).

Самостоятельным типом отрицательных структур чехла являются грабены. Они встречаются в пределах крупных выходов фундамента, а также внутри плит и парапласов. На границе Урала и Западно-Сибирской плиты расположен Челябинский грабен, а внутри Урала — Орский грабенообразный прогиб. В пределах Каратауского кряжа, между Большим и Малым Каратау, находится Каратауский грабен. Как названные, так и подобные им грабены, расположенные на территории ряда плит, представляют собой первую группу крупных грабенов. Она относится к самым ранним этапам формирования чехла, когда в районах развития этих грабенов не было еще крупных впадин, парапласов и плит. К грабенам этой группы относятся также Буланаш-Елкинский в Зауралье, Джаныспайский в Приишимье, Лангурский и Волчанский на восточном склоне Урала, триасовые грабены Восточных Аппалач и т. д. Другая группа крупных грабенов образовалась на молодых платформах значительно позже, в связи с орогенезом в Альпийской складчатой области. Они являются наложенными и секут ранее образованную структуру, причем закладывались как на выходах фундамента, так и на платформенном чехле. Примерами таких грабенов могут быть Рейнский, Ронский, Лиманский в Средней Европе и др.

Внутри плит и парапласов молодых платформ выделяются структурные элементы более низкого порядка, среди которых мы (Гарецкий и др., 1965) различаем следующие: синеклизы, впадины, зоны прогибов, прогибы, своды, седловины, зоны поднятий, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, одиночные мегантиклинали, зоны окраинных (периплатформенных) опусканий, моноклинали, зоны ступеней (табл. 3).

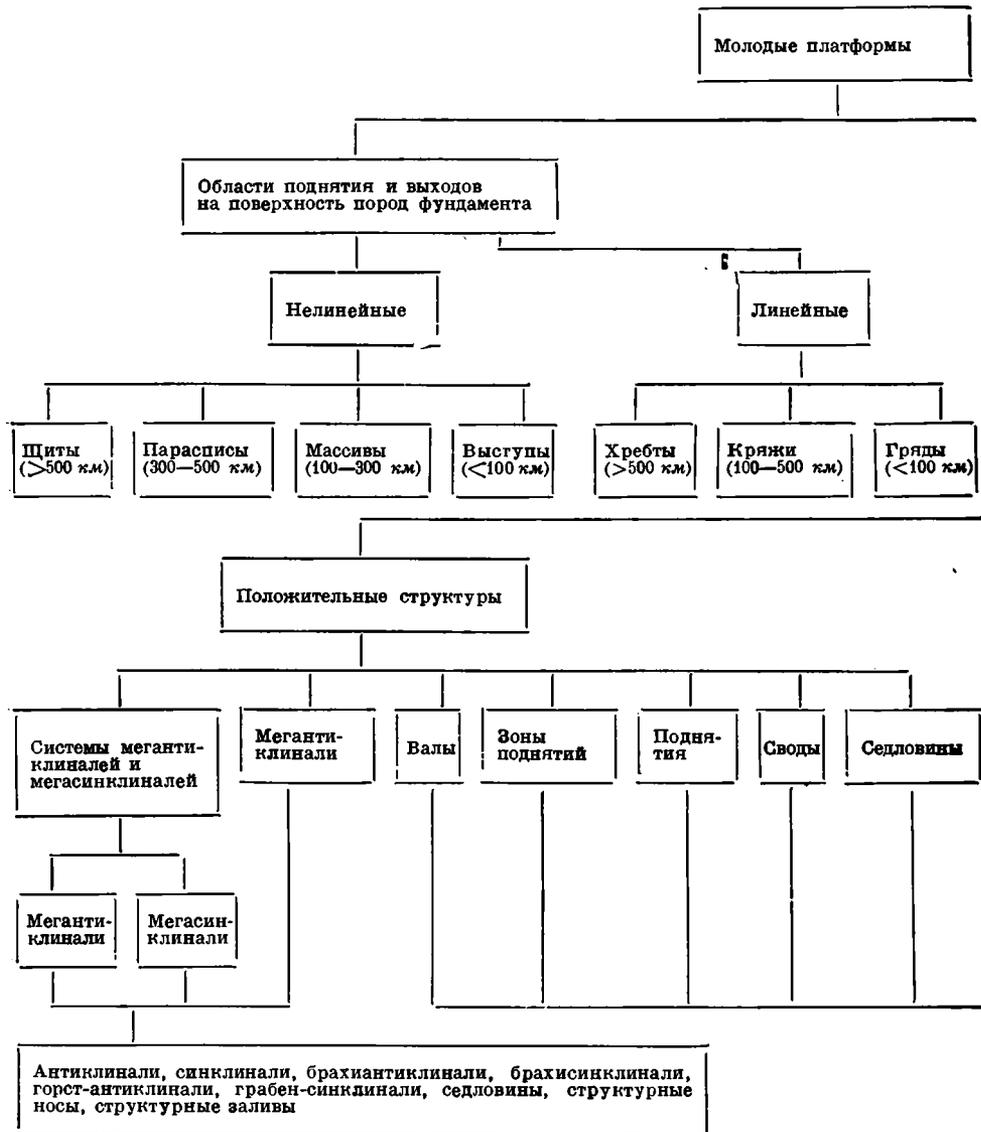
*Синеклизы* — плоские крупные (сотни тысяч квадратных километров) синклиналильные платформенные структуры, имеющие в плане неправильную, вытянутую или изометричную форму и характеризующиеся очень пологими наклонами слоев на крыльях (обычно минуты, реже доли градусов) и относительно небольшой, до 2—3 км (редко до 4 км), мощностью выполняющих пород. Их длина колеблется от 400 до 1000 км, а ширина достигает 250—500 км. К синеклизам молодых платформ относятся Чуйская и Тургайская на Туранской плите, Ханты-Мансийская, Надымская и Усть-Енисейская на Западно-Сибирской плите. Как правило, синеклизы молодых платформ закладывались в областях наиболее древней консолидации палеозойского фундамента. Они могут быть выделены в мезозойском и кайнозойском чехле только на тех территориях, где основная складчатость была каледонской или раннегерцинской. Формирование синеклиз происходило не с начальной стадии платформенного развития, а с некоторым запозданием; поэтому начинающие их разрез платформенные отложения часто лежат со значительным перерывом на породах фундамента. В дальнейшем они спокойно и длительно прогибались.

*Впадины и прогибы* — это крупные отрицательные структуры с более крутым (доли градусов, первые градусы), чем у синеклиз, залеганием слоев. Мощность выполняющих эти структуры пород увеличивается по сравнению с синеклизам до 3—6 км, а иногда даже до 8—10 км. Таким образом, они отличаются от синеклиз значительной стрелой прогибания, большей мощностью выполняющих отложений, заметными на глаз и доступными для измерения компасом углами наклона слоев на крыльях. Уже последнее обстоятельство исключает возможность применения к ним термина «синеклиза»<sup>1</sup>. Впадины и прогибы отличаются друг от друга по своей морфологии: первые имеют округлую изометричную форму, вторые — вытянутую, линейную. Длина оси впадин равна 200—400 км. Длина прогибов достигает 300—500 км, ширина 100—200 км. К впадинам относятся Барсакельмская, Ергашкудукско-Келесская, Мургабская, Сырдарьинская на Туранской плите, Кулундинская, Омская на Западно-Сибирской плите, Дуэро и Тахо на Каталонско-Кастильском параплатосе. Среди прогибов известны Северо-Устюртский, Южно-Мангышлакский, Ассакеауданский, Хорезмско-Измаильский на Туранской плите, Тузловско-Пролетарский, Гудиловский, Восточно-Мангычский на Скифской плите, Худасейский, Пякупурский, Колтогорский, Уренгойский на Западно-Сибирской плите, Рошиорский и Ломский на Мизийском параплатосе, прогиб Франского Альба на Южно-Германском, Бордо на Аквитанском, Маэстраго на Каталонско-Кастильском, Далайский на параплатосе Сунляо и др.

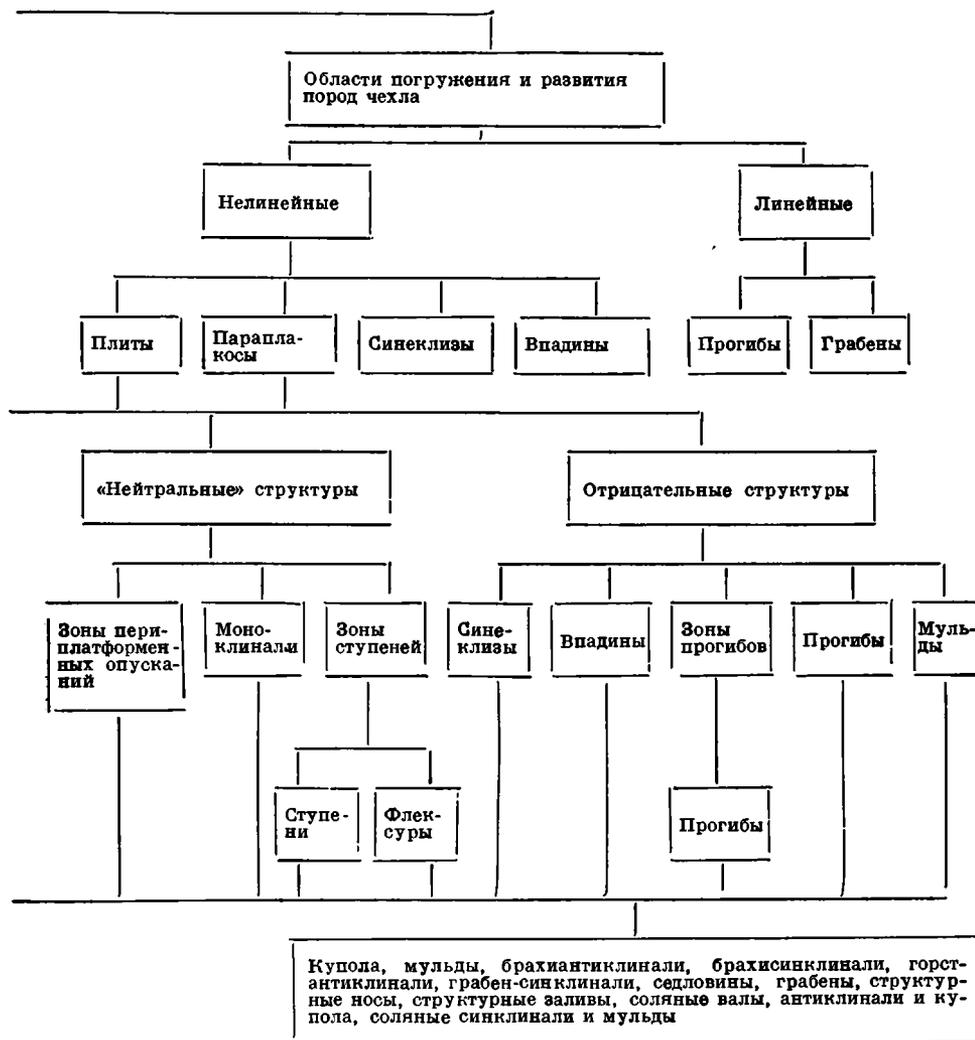
Нередко крупные прогибы расположены цепочкой или слегка кулисообразно, образуя зоны прогибов (Вольвовский и др., 1966), или системы прогибов (Крылов, 1965). Они вытянуты до 700—1000 км и более. Примерами зон прогибов могут быть Северо-Туркменская на Туранской плите, Колтогорско-Уренгойская на Западно-Сибирской, Мангычская на Скифской. Впадины и прогибы, как правило, закладывались в областях позднегерцинской консолидации, наследуя позднепалеозойско-триасовые метагеосинклиналильные прогибы. Для них характерно более интенсивное, чем для синеклиз, прогибание в течение всего платформенного этапа развития.

*Мульды* — более мелкие (до 100 км в поперечнике), чем впадины, но также изометричные, округлые отрицательные структуры, которые выделяются в центральных частях впадин и прогибов или развиты отдельно. К ним относятся Мынбулакская на Туранской плите, Штрэмбергская и Крайхгау на Южно-Германском параплатосе и др.

<sup>1</sup> См. статью Н. С. Шатского (1940).



*Своды* — крупные положительные структуры с пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и мощностью платформенного чехла до 1—3 км. Они, как правило, имеют округлую изометричную форму. Длина их осей 200—250 км, реже 300 км. К сводам молодых платформ относятся Центрально-Каракумский, Карабогазский, Нижнесырдарьинский на Туранской плите, Ставропольский на Скифской плите, Среднекаспийский под дном Каспийского моря, Нижневартовский и Сургутский на Западно-Сибирской плите, Северо-Болгарский на Мизийском параплато и Франкский на Южно-Германском. Некоторые своды (Центрально-Каракумский, Карабогазский, возможно, Среднекаспийский и др.) отвечают массивам ранней консолидации. Они ощущались в качестве положительных структурных элементов на протяжении всего платформенного этапа развития.



Ставропольский и Нижнесырдарьинский своды связаны с крупными разломами фундамента, причем последний из них возник лишь в кайнозое.

*Седловины* — положительные структуры различных размеров, пассивно возникавшие между соседними плитами, параплатосами, синеклизами, впадинами, прогибами, мульдами, антиклиналями и синклиналиями. Они характеризуются неправильной формой, зависящей от контуров прилегающих структур, пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и изменяющейся, но в общем пониженной (не выше 3 км) мощностью платформенного чехла. Типичным примером седловины является Кустанайская, соединяющая Урал с Центральным Казахстаном и разделяющая Тургайскую синеклизу Туранской плиты и Ханты-Мансийскую синеклизу Западно-Сибирской плиты. Седловина Пуату разделяет Армориканский и

Центрально-Французский парасписы, Парижский и Аквитанский параплакосы. Существуют седловины меньших размеров, например Карынжарыкская, разделяющая Ассакеауданский и Южно-Мангышлакский прогибы и др.

Своеобразным элементом структуры молодых платформ являются *зоны поднятий*. Это крупные положительные структуры, характеризующиеся чаще пологим (доли градусов, первые градусы), но иногда и значительно более крутым залеганием слоев и мощностью платформенного чехла до 2—3 км. Они обычно имеют удлинённые очертания и состоят из серии кулисообразно расположенных локальных поднятий различного морфологического типа. В их центральных частях нередко наблюдаются выступы и гряды пород фундамента. Длина зон поднятий достигает 200—400 км, ширина 100—200 км. К ним принадлежат Кызылкумская на Туранской плите, Тазовская и Средневазюганская на Западно-Сибирской плите, Прикумская на Скифской плите. Судя по геофизическим данным, зонам поднятий в фундаменте соответствуют линейные структуры того же простирания, пересеченные большим количеством разломов. Эти зоны испытывали относительный подъем на протяжении всего этапа платформенного развития.

Нередко положительные структуры типа поднятий, составляющих зону, расположены поодиночке. Поднятия имеют неправильную, обычно слабо вытянутую форму длиной до 100 км и те же, что и зоны поднятий, углы наклона слоев и мощности платформенного чехла. Их примерами являются Пурпейское на Западно-Сибирской плите, Карактауское и При-ташкентских чулей на Туранской, Шпессартское и Рёнское на Южно-Германском параплакосе и др.

*Системы мегантиклиналей и мегасинклиналей* — крупные положительные структуры, отличающиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев и мощностью чехла до 2—3 км, иногда до 4 км. Они имеют четкую ориентировку и состоят из серии равновеликих мегантиклиналей и мегасинклиналей, часто расположенных кулисообразно. Мегантиклиналь — это крупная антиклиналь в чехле молодых платформ, часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с положительной структурой фундамента. Тектонотипом ее является Каратауская мегантиклиналь п-ова Мангышлак, впервые описанная под этим названием Н. И. Андрусовым (1911). Мегасинклиналь — это крупная, длительно развивающаяся синклиналь платформенного чехла, также часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с отрицательной структурой фундамента. За тектонотип этого вида структур может быть принята Чакырганская мегасинклиналь п-ова Мангышлак, расположенная между Каратауской и Беке-Башкудукской мегантиклиналями. Длина систем мегантиклиналей и мегасинклиналей колеблется от 350 до 800 км, а ширина — от 100 до 300 км. Длина составляющих эти системы отдельных мегантиклиналей и мегасинклиналей достигает 100—300 км, ширина составляет первые десятки километров. Системы мегантиклиналей известны на Туранской плите (Мангышлакская, Туаркырская, Примугоджарская и Северо-Приаральская), на Скифской (Ейско-Березанская, Тарханкутская), на Парижском параплакосе (Парижская) и на Аквитанском (Северо-Аквитанская). Обычно они связаны с областями интенсивного проявления наиболее молодой, позднегерцинской, складчатости фундамента. Эти системы испытывали резко дифференцированный по амплитуде на разных структурах относительный подъем на протяжении всего платформенного этапа развития. Для них характерно не только длительное эволюционное развитие, но и сравнительно кратковременные моменты активизации тектонических движений, которые являлись одним из основных факторов развития общего структурного плана. Наиболее резкий из таких скачков совпадает по времени с эпохой альпийского орогенеза.

Одиночные *мегантиклиналы* — крупные положительные структуры, характеризующиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев на крыльях и мощностью пород платформенного чехла до 1—3 км. Они имеют четкую линейную ориентировку и вытянуты на 300—500 км при ширине 30—100 км. Мегантиклиналы являются основным структурным элементом систем мегантиклиналей и мегасинклиналей, но, кроме того, встречаются в платформенном чехле молодых платформ и поодиночке. Иногда они сопровождаются мегасинклиналями. Из таких одиночных мегантиклиналей могут быть указаны Нижнеамударьинская и Кассарминская на Туранской плите, Невинномысская мегантиклиналь с Беломечеткинской мегасинклиналью на Скифской плите. Мегантиклиналы связаны с областями интенсивного проявления наиболее молодой, позднегерцинской, складчатости фундамента. Они испытали относительное поднятие на протяжении всего платформенного этапа развития.

*Моноклиналы* — крупные нейтральные структуры с пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев и мощностью пород платформенного чехла до 2—3 км, а в отдельных случаях до 6—7 км. Они, как правило, расположены по окраинам плит и парасписов и вытянуты в виде широких (до 100—200 км) полос на многие сотни, даже 1000 км и более. Моноклиналы выделяются на юге Туранской плиты вдоль Предкопетдагского краевого прогиба, по окраинам Западно-Сибирской плиты вдоль Урала и Центрального Казахстана, в средней части Каспийского моря, на юге Скифской плиты (Лабано-Малкинская) и т. д. Они формировались в течение всего платформенного этапа развития. Происхождение и развитие их различны.

Наиболее интенсивно происходил рост тех моноклиналей, которые возникли в областях плит, примыкавших к альпийским геосинклиналям. Их развитие было связано с энергичным прогибанием соседней геосинклинали. Такие моноклиналы, по аналогии с перикратонными опусканиями на древних платформах (Павловский, 1959), могут быть названы зонами окраинного (периплатформенного) опускания (периплатформенными моноклиналями). Их примерами являются Бахардокская, Южно-Мизийская, Южно-Аквитанская зоны. Они наклонены от молодой платформы в сторону соседней геосинклинальной области.

Бортовые моноклиналы, возникшие по бортам плит и параплакозов (Восточно-Уральская на Западно-Сибирской плите), связаны с общим прогибанием плиты и относительным воздыманием окружающих ее структурных элементов. Существуют моноклиналы третьего типа, которые возникли на краю плит или параплакозов в результате вовлечения этого края в воздымание соседней альпийской складчатой области или эпиплатформенного орогена. Они образуются на поздних этапах развития молодых платформ и наклонены внутрь платформы. К ним может быть отнесена Лабано-Малкинская моноклиналь.

*Зоны ступеней* — крупные нейтральные структуры с пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев, а на разделяющих отдельные ступени флексурах — крутым (градусы, десятки градусов) их наклоном. Мощность отложений, слагающих зоны ступеней, достигает 2—4 км. Зоны ступеней выделяются в районах сочленения крупных отрицательных и положительных элементов и протягиваются на расстояние 300—500 км, ширина их 50—200 км. К ним относятся Бухаро-Хивинская и Жетыбайская на Туранской плите, Тимашевская на Скифской, Таоанская на параплакозе Сунляо и др. Их образование связано с движением по крупным системам параградных (образующих ступени) разломов (Бабаев и др., 1962). Зоны ступеней развивались в течение всего платформенного этапа.

Все перечисленные выше крупные структурные элементы молодых платформ осложнены структурами более низкого порядка. Повсеместно

встречаются брахиантиклинали и брахисинклинали, горст-антиклинали и грабен-синклинали, седловины, структурные носы и структурные заливы. Кроме того, в синеклизах, впадинах и на сводах наблюдаются округлые купола и мульды, а в пределах мегантиклиналей и мегасинклиналей могут быть выделены линейные антиклинали и синклинали.

Большую группу более мелких структур, осложняющих синеклизы, впадины, прогибы, окраинные моноклинали и другие крупные структурные элементы, составляют различного типа соляные структуры (соляные валы, антиклинали, купола, компенсационные синклинали, мульды и т. д.), которые будут рассмотрены ниже.

Таким образом, для чехла молодых платформ характерно большое разнообразие тектонических форм: линейных и изометричных, пологих (слабо выраженных) и резких (отчетливо заметных), симметричных и асимметричных, крупных и мелких, связанных с разломами и чисто пликативных, вызванных процессами сжатия и процессами растяжения и т. д. Отличительной чертой общего морфологического облика структуры чехла молодых платформ является заметное преобладание линейных тектонических форм.

### РАЗЛОМЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

В строении и развитии молодых платформ Евразии играют большую роль разломы. Основной структурный рисунок молодых платформ и главных их тектонических элементов определяется сетью разломов. Как было видно из анализа структурных ограничений молодых платформ (см. гл. I и рис. 1), краевым швам, в большинстве случаев представляющим собой глубинные разломы (Пейве, 1945, 1956а), принадлежит решающая роль в обособлении молодых платформ как крупных блоков земной коры. Прямые линейные контуры и угловатые очертания молодых платформ обусловлены тем, что их границами служат глубинные разломы. Многие глубинные разломы, ограничивающие молодые платформы, относятся к крупнейшим разломам Евразии, создающим основной структурный каркас этого огромного материка. Среди них выделяются две системы разломов: диагональная и ортогональная (Тектоника Евразии, 1966). К первой принадлежат глубинные разломы западного и восточного ограничений Западно-Европейской платформы, восточного ограничения Центрально-Евразийской платформы и др. Ко второй относятся субмеридиональная система разломов Урала, субширотные разломы южных ограничений Иберийской, Западно-Европейской, Центрально-Евразийской и Дунбейской платформы и др. Отмеченные глубинные разломы имели длительное развитие.

Некоторые из ограничивающих молодые платформы глубинных разломов проникают в их внутренние области и нередко проходят в пределах различных тектонических единиц земной коры. В этом отношении весьма хорошим примером является «линия Карпинского» — зона глубинных разломов, создающая Брестский и Припятский прогибы и Днепровско-Донецкий грабен Восточно-Европейской платформы, Донбасс и «кряж» Карпинского, образующая Маньчжунский грабен, а затем уходящая в пределы Туранской плиты, где она определяет такие ее выдающиеся структурные элементы, как Мангышлакская система дислокаций и Бухаро-Хивинская зона ступеней. Эта крупнейшая в Евразии структурная линия впервые была отмечена еще А. П. Карпинским (1919), а затем неоднократно описывалась в литературе (Успенская, 1961; Борисов, 1967; и др.). Рассмотренный Сарматско-Туранский линеамент — протяженная полоса растяжения земной коры и верхней мантии, являющаяся скорее всего древним аналогом современных рифтовых поясов континентов.

Глубокие дислокации, охватывающие и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ), впервые описанные Н. С. Шатским (1948),

связаны с зоной глубинного разлома, которая рассекает самые различные по строению участки земной коры: древнюю Русскую плиту (в Поволжье), молодую Скифскую плиту (Предкавказье) и Альпийскую складчатую область (Кавказ).

Как отмеченные выше планетарные глубинные разломы, так и разломы более мелкого порядка разбивают территорию собственно молодых платформ на блоки различных размеров и форм. Среди этих многочисленных разломов имеются самые разнообразные по типу, происхождению, размерам, направлению, времени проявления и т. д. Многие из них были упомянуты и кратко охарактеризованы при региональном описании молодых платформ.

Одна группа разломов собственно молодых платформ разграничивает внутренние их блоки с разным возрастом складчатости фундамента. Они, как правило, относятся к категории глубинных. Прекрасным примером такого типа разломов является Восточно-Уральский шов, ограничивающий с востока уралиды (Гарецкий, Шрайбман, 1960; Самодуров, 1965). Протяженность его определяется многими сотнями километров, причем в разных местах он выражен различно. Местами он погребен и ощущается только в фундаменте, местами проявляется в чехле флексурами, а местами — разрывами в отложениях мезозоя и кайнозоя, выходящими на современную поверхность. Однако он всюду выражен резкой сменой пород фундамента, а также в геофизических полях — узкими линейными положительными магнитными аномалиями, отражающими интрузии вдоль зоны разлома, полосой повышенных градиентов силы тяжести, сменой характера геофизических полей по обе стороны разлома, резким изменением простираний магнитных и гравитационных аномалий.

К таким же разломам на Туранской плите принадлежит разлом, разграничивающий каледониды Сырдарьинской впадины от субширотных герцинид, и Таласо-Ферганский разлом, отделяющий каледонскую структуру Центрального Казахстана и Малого Каратау и их продолжения под Чуйской синеклизой от герцинского прогиба Большого Каратау и др.

Разломы подобного рода (главным образом погребенные) широко известны в пределах Западно-Сибирской плиты (Дедеев и др., 1962; Проводников, 1963; Сурков, 1963; и др.). Некоторые из них (например, Омско-Пуровский) отражаются в строении платформенного чехла в виде флексур, выходящих на поверхность, или в виде разрывов и флексур, затрагивающих только нижние горизонты чехла. Такого же характера разломы разграничивают зоны различной стабилизации в пределах Западно-Европейской платформы.

Другая группа разломов ограничивает многие крупные структурные элементы молодых платформ. К ним частично принадлежат отдельные отрезки упомянутых выше разломов. Так, Восточно-Уральский шов с запада, а Таласо-Ферганский разлом с северо-востока ограничивают Нижнесырдарьинский свод на Туранской плите. Мангышлакская система дислокаций с севера ограничена Северо-Мангышлакским разломом, составляющим существенный отрезок зоны разломов линии Карпинского. Крупный разлом северо-западного направления ограничивает Центрально-Каракумский свод на юго-западе.

Большинство парасписов, массивов и гряд Западно-Европейской платформы если не со всех, то с нескольких сторон ограничено системами кулисных разломов. Так, Чешский параспис отделен от Южно-Германского параплакса кулисообразно расположенными разломами Тюрингского Леса, Баварского Пфяля, Дунайским и др. Эти разломы имеют северо-западное (герцинское) простирание и носят характер крутых надвигов. Своим происхождением они обязаны проявившейся в мезозое саксонской тектонике. Развитие большинства из них еще продолжалось в неогене и даже в антропогене. Такого же типа разломы ограничивают Гарц, Арденны и др.

Вогезы, Шварцвальд и Оденвальд оборваны разломами Рейнского грабена, возникшего во вторую половину палеогена и в неогене в связи с общим неотектоническим оживлением тектонических движений. Разломы Рейнского грабена носят характер ступенчатых сбросов. Аналогичные разломы Ронского грабена составляют юго-восточное ограничение Центрально-Французского парасписа. Отмеченные разломы Западно-Европейской платформы герцинского и рейнского простираций секут созданную ранее структуру и являются наложенными.

Добруджский массив с юго-запада ограничен разломом северо-западного простираения, имеющим характер крутого надвига и наследующим древний разлом фундамента. Крупный субмеридиональный сброс ограничивает с запада параплакос Сунляо.

Третья группа разломов связана со значительными, но более частными структурными элементами молодых платформ. Одни из них образуют триас-юрские грабены Западно-Сибирской и Туранской плит, имеют характер сбросов и обычно наследуют разломы фундамента. Другие связаны с многими мегантиклиналями Туранской и Скифской плит, Парижского и Аквитанского параплакосов. Эти разломы, как правило, наследуют более древние палеозойские разломы и в ряде случаев продолжают разломы обнаженных частей фундамента. Они имеют длительную историю развития, временами совсем не проявлялись, причем последние интенсивные подвижки по ним приурочены к неогену. Проведенные детальные исследования показали весьма сложную картину строения некоторых из них. Так, разломы Чушкакульской мегантиклинали (Гарецкий, 1962), Жерлепеский разлом Куландинской мегантиклинали (Броневова и др., 1969) представляют собой зоны, вытянутые не менее чем на 100 км и состоящие из серии кулисных, параллельных друг другу разрывов (сбросов, взбросов, крутых надвигов, иногда сдвигов) и различных пликативных структур (антиклиналей, приразломных синклиналей, брахиантиклиналей, брахисинклиналей, куполов, мульд, структурных заливов и мысов), а также грабенов и приразломных моноклиналей. Такие разломы, как Тастыбулакский Тасаранской мегантиклинали (Гарецкий, 1962; Кирюхин, 1968), построены гораздо проще.

Ведущее значение разломы этой группы приобрели при формировании структур платформенного чехла Средней Европы, которые Г. Штилле были объединены под названием «саксонская тектоника». Примерами таких разломных зон сложного строения могут служить зоны Финне, Шлотгейм — Веймар — Лейхтенбург и Эйхенберг — Гота — Заальфельц Тюрингской впадины, детально изученные рядом исследователей (Bubnoff, 1955; Dolezalek, 1955; Wegener, 1955; Teschke, 1957; Grumbt, 1960, 1964; Jungwirth, Puff, 1963; и др.). Эти разломы северо-западного (герцинского) простираения состоят из серии сбросов, взбросов, надвигов и грабенов, сопровождаемых различными пликативными структурами. В ряде случаев они дополнительно осложнены еще соляной тектоникой. В Субгерцинской впадине с саксонскими разломами герцинского простираения связаны различные соляные антиклинали и сопровождающие их структуры.

Наконец, на молодых платформах развиты различные еще более мелкие разрывы, осложняющие отдельные антиклинали, купола и другие частные структуры. Они бывают продольными и поперечными по отношению к последним и обычно носят характер сбросов относительно небольшой амплитуды.

В последнее время увеличился интерес к горизонтальным движениям земной коры, доказательству и закономерностям развития которых посвящены специальные работы (Буртман и др., 1963; Суворов, 1968; и др.). По некоторым разломам молодых платформ либо доказаны, либо предполагаются горизонтальные перемещения блоков земной коры. Основные горизонтальные смещения по известному Таласо-Ферганскому сдвигу произо-

шли уже в послепермское время (Буртман, 1964; Суворов, 1968). Недавно приведены данные о его подвижности в меловое время (Верзилин, 1968). Можно предполагать небольшие (до 0,6 км) сдвиговые перемещения по отдельным разрывам зон разломов Северного Приаралья (Бронева и др., 1969). Горизонтальную составляющую имеют многие разломы Средней Европы, а блоки вдоль линеамента Эльбы, по точным данным повторного нивелирования, смещаются в горизонтальном направлении на 0,5 м за последние 100 лет (устное сообщение П. Банквитца).

### СОЛЯНЫЕ СТРУКТУРЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Соленосные формации, с которыми связаны соляные структуры на молодых платформах Евразии, принадлежат к следующим стратиграфическим подразделениям: верхнему девону — турне (Чуйская впадина Туранской плиты), нижней перми (Чуйская впадина и Мизийский параплакос), верхней перми (Субгерцинская и Тюрингская впадины и Южно-Германский параплакос), верхнему триасу (Аквитанский и Каталонско-Кастильский параплакосы), верхней юре (юг Туранской плиты).

Галогенные образования верхнего девона Чуйской впадины представлены каменной солью, ангидритами и гипсами мощностью более 600 м (Дитмар, 1966). Они образуют две группы соляных куполов: Бетпақдалинскую с куполом Бестобе и Сарысуйскую с куполом Рахметнута и др. (Петрушевский, 1938; Зайцев, 1940, 1946; Смахов, 1958; Дитмар, 1966; и др.). Соляные купола в плане имеют округлую или овальную форму. Геофизическими исследованиями установлен ряд криптодиапировых куполов. В районе Бетпақ-Далы соль прорывает нижнетурнейские известняки, и ее относят к фамену, а в районе Сарысу соль прорывает породы виле — намюра, и ее возраст условно считается фаменско-турнейским (Варенцов и др., 1964).

Нижнепермская соленосная толща Чуйской впадины сложена переслаивающимися каменной солью, алевролитами, аргиллитами и песчаниками мощностью от нескольких десятков метров до 950 м (Дитмар, Тихомиров, 1964). Залегание ее обычно пластовое, и лишь к югу от Джекказгана соль нижней перми участвует в строении диапировых куполов, «питающихся» здесь главным образом верхнедевонской солью.

На юге Мизийского параплакоса, в районе Провадии в Болгарии, имеется единственный соляной купол, прорывающий отложения верхней перми, триаса, юры и мела. Соль, слагающая его шток округлой формы, считается нижнепермской.

Соленосные отложения цехштейна (верхней перми) начинают платформенный чехол эпигерцинских впадин Средней Европы. В Субгерцинской впадине мощность соли цехштейна колеблется от 400 до 2000 м. Здесь развита серия почти параллельных друг другу нередко кулисообразно расположенных, обычно узких линейных соляных антиклиналей и разделяющих их плоских мульд. Они вытянуты в герцинском (северо-западном) направлении на 10—30 км, иногда до 60 км. Среди соляных антиклиналей могут быть намечены следующие их типы: 1) пологие, почти симметричные, с широким сводом (Хакельская); 2) полно развитые, почти симметричные, с выходами соли на поверхность и образованием на крыльях вторичных компенсационных синклиналей (Ошерслебен-Штасфуртская); 3) асимметричные, в сводовой части нарушенные разломом, нередко с образованием грабена (Хьювальдская); 4) узкие, сильно сжатые, иногда даже слегка опрокинутые, асимметричные, осложненные на крыле разломом значительной амплитуды (Кведлинбургская). Сейсморазведочные и буровые исследования показывают, что соляные антиклинали как правило связаны с разломами подсолевого ложа.

Мощность соли цехштейна в Тюрингской впадине значительно меньше (до 500—700 м). Для этой впадины характерна серия зон разломов герцинского простирания, с которыми связаны различные тектонические формы — грабены, антиклинали, синклинали и др. В строении некоторых антиклиналей участвует соль, и тогда они близки к ряду антиклиналей Субгерцинской впадины. Центральные, наиболее напряженные, части зон разломов (например, Эйхенберг — Гота — Заальфельд) осложнены диапировыми куполами. Между зонами разломов, на пластинообразных блоках, развиты пологие мульды и широкие антиклинали асимметричного строения, на крыльях нередко осложненные соляными подушками.

На Южно-Германском параплато, еще ближе расположенном к краю залива цехштейнового моря, наибольшая (до 300 м) мощность соли сохранилась только в прогибе Фульда. Здесь развиты купола округлой формы, сопровождаемые компенсационными мульдами и структурами оседания.

Соленосные отложения верхнего триаса известны на Аквитанском параплато и дне Бискайского залива. Их мощность достигает 600—700 м. Здесь распространены соляные структуры трех типов: 1) одиночные соляные купола с выходящим на поверхность соляным ядром в виде овала неправильной формы, размером 3—7×1—5 км (Дакс, Бастенн-Гожак и др.); 2) соляные антиклинали с прорванным выходящим на поверхность соляным ядром (Терси); 3) соляные антиклинали с расположенным на глубине соляным ядром длиной до 20—25 км и шириной несколько километров (Рокфор, Одиньон и др.).

Соляные структуры близкого типа, связанные с верхнетриасовой солью, развиты по северной и южной окраинам Каталонско-Кастильского параплато и особенно широко распространены в пределах краевого прогиба Эбро (Brinkmann и др., 1967; и др.).

Соленосная формация верхней юры (киммериджа — титона) развита на юго-востоке Туранской плиты. Первоначальная мощность соли превышала 900 м (Быков и др., 1962). Соль образует два соляных вала: субширотный Репетекский длиной 350 км и субмеридиональный Байрамалийский протяженностью 150 км (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; и др.). Они состоят из цепочки резко выраженных антиклиналей, причем в сводах некоторых из них имеются прорванные соляные диапиры, выходящие на поверхность (Донгузсырт, Шальгерич-Баба) или к подошве плиоцен-антропогенных отложений ложбины палео-Амударьи (Репетекская, Мартовская). В ядре Репетекской антиклинали мощность соли достигает 3000 м, а на ее крыльях быстро сокращается до 800—900 м. Соляные антиклинали Репетекской зоны имеют длину 7—35 км, ширину 3—10 км и высоту по поверхности меловых отложений 500—1600 м. Углы падения слоев пород мела в различных складках колеблются от 5—10° до 50—87°. Амплитуда антиклиналей по отношению к разделяющим их седловинам достигает 300—600 м. Антиклинали иногда осложнены разрывами, среди которых преобладают продольные. С обеих сторон соляных антиклиналей прослеживаются вытянутые параллельно им узкие линейные синклинали, которые, по-видимому, являются компенсационными депрессиями, возникшими при образовании соляной антиклинали.

Байрамалийский соляной вал имеет амплитуду поднятия по отношению к сопряженным синклиналям до 300—600 м. Он слегка асимметричен: углы падения слоев мела на его западном крыле равны 3—7°, а на восточном — 1—4°. Происхождение этих валов обычно связывают с продольными разломами подсолевого ложа. Однако существует точка зрения, согласно которой они возникли в результате резкого снижения давления на соляную толщу под эрозионными долинами палео-Амударьи и палео-Мургаба, имеющими глубину до 1000 м (Гарецкий, Юревич, 1966).

Таким образом, на молодых платформах Евразии развиты соляные

структуры, имеющие разнообразную морфологию, разный генезис и связанные с различными стратиграфическими подразделениями — от верхнего девона до верхней юры.

### УНАСЛЕДОВАННЫЕ И НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Многообразие развития структур чехла молодых платформ в разных районах (ярко выраженная их унаследованность в одних местах, не менее отчетливая наложенность в других) явилось причиной того, что такие важнейшие понятия тектоники, как унаследованность и наложенность, вырабатывались в основном в процессе изучения именно молодых платформ.

Впервые Э. Зюсс (Suess, 1888), изучавший складки мезозоя Англо-Парижского бассейна, отметил, что их простирание совпадает с направлением складок палеозойских отложений во внешней зоне армориканской дуги герцинид. Такой тип складчатости он назвал постумным. Происхождение и значение этого термина подробно разобраны А. Л. Яншиным (1951). По представлению Э. Зюсса, древние складки эпохи герцинской складчатости «умерли», но после некоторого времени полного тектонического покоя здесь образовались складки того же простирания в отложениях мезозоя.

В дальнейшем в нашей геологической литературе впервые А. Д. Архангельским (1932), а затем и другими исследователями термины «постумный» и «унаследованный» употреблялись как синонимы. В качестве примера постумных складок А. Д. Архангельский (1923) привел дислокации меловых и третичных пород (впоследствии названные им Арало-Кызылкумским валом) к югу от Мугодзар, «...которые возникли в осадочных породах, скрывающих древние, опустившиеся в настоящее время горные хребты» (стр. 47).

Н. С. Шатский (1938) на примере средне-верхнепалеозойских мульд Центрального Казахстана показал генетический смысл понятия «унаследованность», которое им было значительно расширено. Н. С. Шатский применял его не только для раскрытия сущности взаимоотношения структур фундамента платформы и ее чехла, но и для выяснения степени преемственности геосинклинальных структур разных этапов их развития (разных структурных этажей). Одновременно с разбором «унаследованных тектонических структур» Н. С. Шатский ввел понятие о «наложенных тектонических структурах». Унаследованные верхнедевонские и каменноугольные мульды Центрального Казахстана по строению и в стратиграфическом отношении тесно связаны со структурами среднего и нижнего девона и в ряде случаев готландия, т. е. представляют лишь позднедевонскую и каменноугольную стадии длительного процесса палеозойского развития данной структуры. В наложенных мульдах верхнедевонские и каменноугольные отложения, наоборот, расположены с резким несогласием и перерывом на породах нижнего палеозоя, без промежуточных толщ. Важно подчеркнуть, что эти понятия Н. С. Шатский не считал взаимоисключающими, а отмечал их относительность. Одна и та же структура, по его мнению, может быть унаследованной, например, по отношению к среднедевонской мульде и наложенной по отношению к ордовикской. Далее он подчеркивал, что «...под унаследованными складками мы понимаем структуры, связанные генетически с одноименными предшествующими, а не только сходные по форме и положению» (Шатский, 1938, стр. 757).

В этой же работе Н. С. Шатский подметил унаследованный характер развития крупных мезозойско-кайнозойских мульд чехла Урало-Сибирской

платформы, которые «...обладают главнейшими чертами палеозойских мульд, но выраженными слабее» (там же, стр. 766). Во многих мезозойско-кайнозойских унаследованных мульдах, особенно по их краям, развиты постумные складки, совпадающие по простиранию с палеозойскими складками. В этих «пологих антиклиналях выражаются слабые затухающие верхнемезозойско-кайнозойские движения палеозойского складчатого фундамента...» Поэтому «...эти складки нельзя называть «постумными», по-смертными; они являются унаследованными, так как представляют последние проявления палеозойского складкообразования уже в платформенной стадии его развития» (там же, стр. 766).

Таким образом, уже из этой работы видно, что Н. С. Шатский понятие «унаследованность» рассматривал весьма широко и применял его не только к отдельным мезозойско-кайнозойским складкам типа «постумных» (при этом возражая против последнего термина), но и к крупным мезозойско-кайнозойским мульдам, а также к тектоническим формам разных структурных ярусов фундамента.

Несколько позже Н. С. Шатский (1951а) рассмотрел характер унаследованности платформенных мезозойско-кайнозойских структур Центрального Казахстана и Западной Сибири (Тургайской синеклизы, Чуйской мульды, Иртышской синеклизы и др.) по отношению к структурам палеозойского фундамента и пришел к выводу, что «... в областях крупных длительно прогибавшихся синклиналих палеозойских зон, или синклинориев, или отдельных синклиналов в платформенную стадию развития образуются крупные синеклизы и пологие постумные синклиналильные складки» (Шатский, 1951а, стр. 249). В этой работе Н. С. Шатский отдельные складки в мезозойско-кайнозойском чехле вновь назвал «постумными», несмотря на то, что в более ранней статье (Шатский, 1938) считал более правильным именовать подобные структуры «унаследованными».

Н. С. Шатский обосновал широкое понятие разбираемого явления как общей закономерности разнообразных процессов геологии и естествознания вообще. Он раскрыл диалектическую сущность этого явления, рассматривая черты унаследованности и наложенности как различные, дополняющие друг друга стороны одного и того же сложного поступательного процесса развития тектонических структур. «В новых структурах всегда можно распознать элементы старых, но всегда измененных в какой-то степени. И, наоборот, в длительном развитии старых структур всегда возникают, хотя бы в очень слабом виде, зачатки новых. При геологическом анализе строения земной коры первые выделяются как черты унаследования, как унаследованные затухающие с течением времени структуры, вторые — как новообразования, как новые элементы структуры, своим развитием, следовательно, затупевающие старые» (Шатский, 1951а, стр. 51).

В дальнейшем Н. С. Шатский (1955) выяснил черты унаследованности некоторых структур древних платформ. Принцип унаследованности в указанном выше понимании, разработанном главным образом Н. С. Шатским и его учениками, получил широкое распространение в геологической науке.

А. В. Пейве (1956б) отметил, что в проблеме тектонической унаследованности можно различать три стороны: 1) унаследованность тектонического плана; 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений.

Применительно к чехлу молодых платформ принцип унаследованности детально разработали Б. А. Петрушевский (1939, 1955) и особенно А. Л. Яншин (1939, 1940, 1948, 1951, 1953, 1965а).

Используя этот принцип, Б. А. Петрушевский (1955) первый отметил различие структур платформенного чехла западной и восточной частей Тургайской равнины; на основании этого он пришел к выводу о

разном возрасте ее фундамента в той и другой частях (герцинском и каледонском) и провел границу между ними. Основные положения Б. А. Петрушевского в дальнейшем полностью подтвердились.

А. Л. Яншин в мезозойско-кайнозойском чехле Северного Приаралья установил серию параллельных антиклинальных и синклиналильных зон, оси которых «насажены» на продолжения осей однозначных, но более сложных (антиклинорных и синклинорных), погружающихся к югу палеозойских структур Мугоджар. Установив их полное сходство в строении и развитии с постумными структурами Англо-Парижского бассейна, А. Л. Яншин (1951) отметил, что как те, так и другие структуры не являются новообразованными вследствие повторных движений альпийского орогенеза, а развивались очень длительно, в результате постепенного затухания процессов геосинклиналиной складчатости. «Никакой „смерти“ древних складок при этом не происходило. Молодые складки являются прямыми наследниками их развития, а не „постумами“, и термин неприемлем по смыслу» (Яншин, 1951, стр. 275). В связи с этим платформенные дислокации Северного Приаралья и Англо-Парижского бассейна, которые Э. Зюсс называл «постумными складками», А. Л. Яншин предложил именовать «унаследованными». Следовательно, он не все унаследованные структуры молодых платформ (в широком понимании) относил к категории «унаследованной складчатости», а лишь те из них «... в развитии которых черты унаследованности выражены особенно резко» (там же, стр. 276).

Эта группа складок представляет собой наиболее высокоразвитые формы унаследованных структур. Они являются не только «консеквентными» (Schwinniger, 1933), т. е. для них характерна не только унаследованность простираний (согласованность структурного плана), но и обычно совпадение тектонических форм и знака движений. Поэтому, когда речь идет вообще об унаследованных структурах чехла молодых платформ, то это еще не значит, что говорится об «унаследованной складчатости». Первое понятие более широкое, второе — более узкое. В этом отношении термин А. Л. Яншина «унаследованная складчатость» не совсем удачен, так как его часто можно спутать с общим принципом унаследованности движений земной коры. Этого существенно важного момента не учитывают многие критики воззрений А. Л. Яншина (Репкина, 1958; Соболевская, 1963а; Топорков, 1964; и др.). В связи с этим, может быть, более подходящим был бы другой термин, предложенный А. Л. Яншиным (1951) для тех же складок, — «эпигионовые». Для отмеченной категории унаследованных структур, отличающих их от остальных, характерно то, что они наследуют не только простирание структур фундамента, но и «копируют» их тектонические формы. Это — структуры копировки (Бубнов, 1960).

В. Н. Соболевская в своей работе, посвященной анализу представлений об унаследованности в тектонике молодых плит, отмечала, что А. Л. Яншин (1951) «... пришел к ряду существенно иных заключений, чем Н. С. Шатский» (Соболевская, 1963а, стр. 269) и что тезис о прямом наследовании (без «смерти») древних складок мезозойскими структурами отсутствует у Н. С. Шатского. Приведенные мной выше цитаты из первой работы Н. С. Шатского (1938) полностью опровергают вывод В. Н. Соболевской и показывают, что заключения А. Л. Яншина не противоречат взглядам Н. С. Шатского на унаследованность, а очень близки к ним.

В. Н. Соболевская считает, что в чехле молодых плит существует только унаследованность простираний, которая передается от фундамента к чехлу лишь через разломы, и полностью отрицает унаследованность тектонических форм. В. Н. Соболевская критикует приведенные мной (Гарецкий, 1957, 1962) примеры совпадения однозначных структур чехла и фундамента. Для вывода о совпадениях осей палеозойских и мезозойско-кайнозойских структур в плане или его отсутствии наилучшим является

сравнение геологических и структурных карт поверхности фундамента и различных горизонтов чехла. Они приведены в упомянутых работах, и их объективное сравнение вряд ли могло во многих случаях служить основанием для отрицания такого совпадения. Однако В. Н. Соболевская почему-то совершенно игнорировала этот материал и, рассматривая отдельные геологические разрезы, отрицала существование положительных структур в фундаменте, антиклиналей в чехле и тем более их совпадение. Хотя мной неоднократно подчеркивалось, что наследуются не отдельные складки палеозоя, а крупные структуры типа антиклинорий и синклинорий, В. Н. Соболевская, заметив на разрезе небольшую частную складку фундамента, отмечала, что она никак не отражается в строении чехла. Но этого же никто не отрицает!

Описывая Изембетскую антиклиналь, В. Н. Соболевская признает эту положительную структуру в палеозое, но отрицает ее существование в мезозое и кайнозое. Все эти выводы делаются по геологическому разрезу, на котором из-за малого искажения масштабов и относительно небольшой амплитуды мезозойско-кайнозойского поднятия антиклиналь не бросается в глаза. Приведенные наряду с разрезом структурные карты по различным горизонтам мезозойско-кайнозойского чехла, на которых хорошо вырисовывается антиклиналь, В. Н. Соболевской не были приняты во внимание.

Оси мезозойско-кайнозойских структур чехла (мегаантиклиналей и мегасинклиналей) периферии Мугоджар непосредственно продолжают к югу оси однозначных палеозойских структур фундамента (антиклинорий и синклинорий) обнаженной части Мугоджар. Этот факт, а также последовательное сопоставление структурных планов детально разбуренных складок чехла и фундамента приводят к выводу, что на периферии Мугоджар имеются твердо доказанные случаи их совпадения, т. е. унаследованности тектонических форм.

В. Н. Соболевская подчеркивала, что большинство антиклиналей периферии Мугоджар сопровождается разломами и что в связи с последними и происходит наследование простираций структур чехла. Действительно, антиклинали периферии Мугоджар очень часто осложнены разломами, но разломами же сопровождаются и соответствующие структуры фундамента, т. е. наследуются как пликвативная тектоническая форма, так и сопутствующий ей разлом. В данном случае вопрос о том, что наследуется — разломы или пликвативная структура — теряет смысл, так как эти разломы имелись и развивались не только в мезозое и кайнозое, на платформенном этапе развития, но и в палеозое, на геосинклинальном этапе. Они сами являются не новообразованными, а унаследованными. И в фундаменте, и в чехле мы видим разлом, а рядом с ним пликвативную структуру. Следовательно, в чехол унаследованно передалось и то и другое. Что здесь первично, а что вторично — этот главный вопрос относится уже не к проблеме унаследованности, а к проблеме складкообразования. Конечно, при этом нельзя отрицать возможность возникновения новообразованного разлома, согласного с простираем структур фундамента и обусловившего формирование складки в отложениях платформенного чехла.

Нередко за доказательство прямой унаследованности структур чехла принимают совпадение конфигурации рельефа поверхности фундамента со структурой различных горизонтов внутри чехла и пишут об унаследованности структур чехла от рельефа поверхности фундамента (Геологическое строение..., 1958; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; и др.). Этого, конечно, недостаточно для подтверждения прямой унаследованности структур чехла, хотя в результате значительных мезозойско-кайнозойских тектонических движений поверхность фундамента на антиклиналях, как правило, бывает высоко приподнятой, а в синклиналях — опущенной. Однако для доказательства наследования тектонических форм чехла и фун-

дамента необходимо рассматривать не столько строение поверхности фундамента, сколько его внутреннее строение. Ведь образование платформенных структур можно объяснить блоковыми подвижками фундамента, которые могут происходить в плане, отличающемся от плана его внутреннего строения. Тогда то или иное гипсометрическое положение поверхности фундамента может определяться мезозойско-кайнозойскими движениями и вовсе не обязательно будет отвечать его внутреннему строению. Кроме того, на рельеф поверхности фундамента молодых платформ существенное влияние оказывает его значительная эрозионная расчлененность (Гарецкий, 1957).

Сделанный при региональном описании тектоники молодых платформ анализ взаимоотношений структур фундамента и платформенного чехла показывает, что на территории большинства крупных структурных элементов чехла намечается общая согласованность (консекventность) структурных планов фундамента и чехла. Это устанавливается почти всюду в пределах Центрально-Евразийской, Дунбейской и Иберийской платформ, а также на Парижском и Аквитанском параплатоах Западно-Европейской платформы. Такая общая зависимость структурного стиля платформенного чехла от внутренней тектоники фундамента выражается, во-первых, в унаследованности простираций структур фундамента структурами чехла, во-вторых, в совпадении линейных структур чехла с зонами линейной складчатости фундамента, а большинства изометричных структур чехла — с массивами ранней консолидации фундамента. Первую зависимость совершенно правильно подчеркнула В. Н. Соболевская (1963а).

Простирание структур фундамента устанавливается в его выходах на современную поверхность и на основании данных бурения и геофизических исследований. Магнитные и гравитационные аномалии, как правило, отражают в основном петрографическую неоднородность пород фундамента, т. е. в конечном счете и простирание его структур. Во всех перечисленных выше областях молодых платформ отмечается удивительно четкое совпадение простираций указанных элементов и структур чехла. Районы четких простираций соответствуют линейным зонам складчатости фундамента и участкам линейных структур чехла.

В тех случаях, когда в фундаменте по данным бурения (по наличию областей широкой палеозойской гранитизации) и геофизики (по изометричным распылчатым гравитационным и магнитным аномалиям) установлены массивы ранней консолидации (Центрально-Каракумский и Карабогазский на Туранской плите), в платформенном чехле над ними оказываются изометричные, неправильной формы своды и сводообразные поднятия.

Такие крупные, характерные для молодых платформ структуры, как зоны прогибов и прогибы, нередко расположены над позднепалеозойскими прогибами. Они как бы вложены в них, причем платформенные структуры, как правило, более обширные. Таковыми являются Манычская, Северо-Туркменская зоны прогибов и др. Однако в ряде случаев в результате развития платформенного прогиба происходит некоторое смещение его осей со временем (изменение соотношений разных структурных планов), и тогда, хотя общее простирание древнего и молодого прогибов сохраняется, полного совпадения осей может и не быть. Смещение осей ряда структур чехла в результате последовательного развития и изменения структурного плана на платформенном этапе развития может быть весьма значительным. На это совершенно справедливо указывал Н. С. Шатский, который писал, что «...такие смещения идут иногда так далеко, что покровные отрицательные тектонические структуры располагаются на положительных структурах складчатого основания» (Шатский, 1951а, стр. 250). Тем не менее это смещение происходит параллельно простиранию, и поэтому у таких структур степень унаследованности становится меньшей, приобрета-

ются заметные черты наложенности, но структуры остаются унаследованными по простирацию.

Наиболее высокая степень унаследованности наблюдается у дислокаций копировки. О некоторых из них уже упоминалось. Это Примугодждарская и Северо-Приаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, для многих из которых доказано совпадение не только простираций, но и тектонических форм и движений (Яншиц, 1951, 1953; Гарецкий, 1962). Ряд хороших примеров совпадения тектонических форм фундамента и чехла описан для Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (Шлезингер, 1965), а также для восточного склона Урала (Архангельский, 1962а, б; Рудкевич, 1964). Отчетливо видно, как платформенные структуры района «крыжа» Карпинского лежат на продолжении осей однозначных структур погружающегося Донбасса (см. рис. 8). В зоне мелкой складчатости также в большинстве случаев отмечается прямое совпадение тектонических форм складчатого фундамента и платформенного чехла (Попов, 1936, 1964; Дубинский, 1959; Маловицкий, 1960). Невинномысской (Южно-Ставропольской) мегантиклинали Скифской плиты отвечает одноименный антиклинорий фундамента. Определенные доказательства совпадения однозначных структур чехла и фундамента описывались выше для Ейско-Березанской, Парижской и Северо-Аквитанской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Однако даже в этих наиболее высоких формах унаследованных структур возможно некоторое смещение осей в ту или иную сторону.

Большую сложность процессов наследования платформенных структур на примере Большого Донбасса описал В. С. Попов (1964). Здесь можно выделить три основных типа наследования тектонических структур. Наиболее широко распространены тектонические формы прямого наследования, когда у молодых антиклиналей продолжают развиваться знак, форма и движения старых антиклиналей, а у молодых синклиналей — соответствующие черты старых синклиналей, с полным совпадением их осевых плоскостей. Так же происходит и прямое наследование разрывных нарушений с наращиванием амплитуды в той же плоскости разрыва и в том же направлении. Второй тип — структуры побочного (косвенного) наследования, в которых отмечается смещение сводов молодых унаследованных антиклиналей в сторону размытого крыла палеозойской антиклинали или в сторону надвигаемого крыла (в результате возникновения молодого продольного взброса или крутого надвига). Побочное наследование разрывных форм заключается в образовании побочных ветвей разрывов (надвигов, взбросов, сбросов), которые ниже по падению сливаются с основным разрывом. Третий тип — тектонические формы обращенного (инверсионного) наследования. Над осевыми частями широких пологих палеозойских синклиналей возникает мезозойско-кайнозойские антиклинали, причем и те и другие имеют одинаковое (унаследованное) простираение. Структуры подобного типа встречаются более редко. Обращенное наследование разрывных нарушений заключается в смене движений по плоскости разрыва на противоположное. Они не типичны для структур Большого Донбасса.

Все сказанное выше позволяет сделать вывод о том, что для Центрально-Евразийской, Иберийской и Дунбейской платформ, а также Парижского и Аквитанского параплаксов в целом характерен унаследованный стиль строения и развития чехла. Вместе с тем на территории этих структурных элементов встречаются платформенные дислокации, поперечные к общему простираению структур чехла. Во многих случаях они являются наложенными. Различные поперечные дислокации могут быть разных типов: и унаследованными, и наложенными. В значительной степени это зависит от типа строения складчатого основания. Если он является сложным, первично-перекрестным (т. е. в геосинклинальной системе одновременно существует не одно, а два или несколько разнонаправленных тектонических струк-

тур), то вызванные структурами «второстепенного» направления фундамента поперечные дислокации чехла по существу будут унаследованными. Примером таких поперечных унаследованных структур могут служить многие дислокации антикавказского простираения, неоднократно описанные на Скифской плите. К таким поперечным структурам древнего заложения принадлежат некоторые глубокие дислокации, охватывающие молодые платформы и соседние тектонические области, или суперструктуры (Хаин, 1958). Это — субмеридиональная зона погружения Каспийского моря (Шатский, 1948), Дзирульско-Ставропольская зона воздымания (Мирчинк и др., 1963, 1966а). К более мелким структурам чехла, связанным с субмеридиональными нарушениями фундамента, относятся Сальское поднятие, Адыгейский и Минераловодские структурные носы и др. Возможно, что многие антикавказские структуры наследуют древнейшие допалеозойские простираения, наблюдаемые в настоящее время у докембрийских структур Украинского щита и по магнитным аномалиям прослеживающиеся на территории Скифской плиты (Мирчинк и др., 1963). Вместе с тем мезозойско-кайнозойский Ставропольский свод выколот по поперечным разломам и заложился на палеозойских антиклинориях и синклинориях фундамента, имеющих субширотное простираение. Он носит явно наложенный характер.

Если строение складчатого основания имело простой, первично-линейный, однонаправленный план расположения структур, то всякие поперечные (секущие) структуры чехла явно будут наложенными. Они обычно возникают на более поздних этапах развития платформенного чехла. Так, на Туранской плите в послемеловое время образовался Нижнесырдарьинский свод, который был выколот по разломам частично над пермо-триасовым Тюратамским прогибом, а частично над северо-западным продолжением складчатой зоны Большого Каратау (Самодуров, 1957).

В связи с эпиплатформенным орогенезом в восточной части Туранской плиты в конце палеогена наметилась определенная перестройка структурного плана. На общем фоне субширотных структур возник ряд структур северо-северо-восточного простираения (параллельно ограничению Тяньшаньского эпиплатформенного орогена). К таким структурам принадлежит Рометанская впадина, выполненная в основном неогеново-антропогеновыми отложениями.

По-видимому, также под влиянием эпиплатформенного орогенеза резко наложенными оказались складки Бешкентского прогиба Туранской плиты, расположенного между Бухаро-Хивинской зоной ступеней и юго-западными отрогами Гиссара (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Айзберг и др., 1964; Айзберг, Амурский, 1966; Иногамов и др., 1968). Этот прогиб вытянут более чем на 150 км и постепенно расширяется к юго-западу, где в районе пересечения его р. Амударьей ширина прогиба достигает 100 км. Он осложнен серией антиклинальных и синклинальных линейных складок, вытянутых на 100—150 км с северо-востока на юго-запад параллельно простираению юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Амплитуда колебаний поверхности мела при переходе от синклиналей к антиклиналям колеблется от 300 до 900 м, причем она уменьшается как к юго-западу (вместе с затуханием складок в этом направлении)<sup>1</sup>, так и к северо-западу (по мере удаления от области эпиплатформенного орогенеза). Эти складки асимметричны, причем у антиклиналей более крутые юго-восточные крылья (углы падения слоев верхнего мела и палеогена достигают 10—30°). Они нередко осложнены разломами, амплитуда которых по поверхности мела достигает 500 м. Эти резко выраженные линейные складки секут простира-

<sup>1</sup> Затухание складок, возможно, также связано здесь с резким отгибанием к востоку границы области эпиплатформенного орогенеза в районе немного южнее Репетекского соляного вала.

ния магнитных аномалий, которые здесь, как и всюду в зоне тяньшанид, имеют субширотное направление и отражают простирающие структуры фундамента (Борисов, Рыманов, 1960).

Многие разломы чехла секут простирающие структуры фундамента и являются наложенными. Их примерами могут быть разломы Сансер и Юин на Парижском параплакосо.

При изучении молодой платформы в Средней Европе вырабатывалось такое важное понятие, как «саксонская тектоника». Выделивший его Г. Штилле (Stille, 1910) под саксонской тектоникой понимал характерные для Средней Европы складки, возникшие в чехле начиная с юрского времени и позже независимо от их направления — герцинского (северо-западного) или рейнского (северо-северо-восточного). Типичное развитие саксонская тектоника имеет в Субгерцинской и Тюрингской впадинах, по северной окраине Рейнского парасписа, в Гессенской впадине и отчасти на Южно-Германском параплакосо. Для саксонской тектоники характерны разломные зоны, сопровождающиеся различными структурами типа грабенов, антиклиналей, соляных валов и т. д. Преобладающее направление этих зон герцинское и отчасти рейнское. Простирающие же структуры фундамента в Германском среднегорье, как правило, рудногорское, северо-восточное (Штилле, 1964). Следовательно, саксонская тектоника является наиболее резко выраженной формой наложенной тектоники чехла молодых платформ.

Следует напомнить, что позднепалеозойские структуры орогенного и метагесинклинального комплексов (вестфаль, стефан и красный лежень) еще строго подчинены рудногорскому простирающему вариссийского фундамента. Первое резкое проявление северо-западных, герцинских, направлений относится к цехштейну, но в триасе оно вновь сменилось унаследованным, северо-восточным. Лишь с юры, а затем в мелу и палеогене отчетливо проявилась саксонская тектоника, в результате которой вариссийский фундамент и верхнепермско-триасовый платформенный чехол зонами разломов был разбит на ряд параллельных пластинообразных блоков северо-западного (герцинского) направления. После первоначальных растяжений, во время которых возникли грабены и другие структуры растяжения, последовали процессы сжатия, создавшие различные пликативные складки, а также надвиги и др. В конце палеогена (а в ряде случаев ранее) и особенно интенсивно в неогене образовались в основном грабенообразные структуры рейнского простирающего. Возникшие в совокупности сложные наложенные структуры<sup>1</sup> платформенного чехла и представляют сущность саксонской тектоники.

Следовательно, для территории Германского среднегорья Западно-Европейской молодой платформы, включающей Субгерцинскую, Тюрингскую и Гессенскую впадины, северную окраину Рейнского парасписа и отчасти Южно-Германский параплакос, характерен наложенный стиль строения чехла. Он же свойствен и описанному выше Бешкентскому прогибу Туранской плиты.

Однако как при унаследованном стиле развития в чехле появляются наложенные структуры, так и при наложенном отмечаются черты унаследованности. Ряд особенностей строения чехла Тюрингской впадины — различные типы разрезов в разных местах, наиболее интенсивные и сжатые тектонические формы в пределах Тюрингского позднепалеозойского прогиба<sup>2</sup> и т. д. отчетливо связаны с тектоникой фундамента. В пределах Южно-Германского параплакоса, где саксонская тектоника проявилась слабее, в платформенном чехле имеется уже значительное число унаследован-

<sup>1</sup> Следует напомнить, что герцинское направление этих структур, возможно, наследуется от более древних, докембрийских, простирающих.

<sup>2</sup> См. соответствующий раздел регионального описания.

ных тектонических форм. Это поднятия Шпессарт и Рён, мульда Фульда и др.

Таким образом, для молодых платформ характерны весьма сложные взаимоотношения структур фундамента и чехла, разнообразные проявления унаследованности и наложенности. Большинству молодых платформ (почти всюду Центрально-Евразийской, Дунбейской, Иберийской, а также Парижскому, Аквитанскому параплакосам и др.) свойствен унаследованный стиль строения и развития чехла. Он в первую очередь проявляется в виде общей согласованности простираний структур фундамента и чехла. В ряде районов отмечается унаследованность не только простираний, но и тектонических форм и движений. Здесь развиты структуры копировки (мегантиклинали, мегасинклинали и др.), которые являются наиболее высоким проявлением унаследованного развития. По довольно хорошо изученному району Северного Приаралья (Яншин, 1951, 1953) этот тип унаследованного развития можно назвать североприаральским. Следует помнить, что для областей платформ с преобладающим унаследованным стилем строения и развития характерны структуры с самой различной степенью унаследованности, но вместе с тем встречаются и наложенные структуры.

Для меньшей части территории молодых платформ (Германское среднегорье и Бешкентский прогиб) типичен наложенный стиль строения чехла. Наиболее крайним его выражением являются резко наложенные структуры Тюрингской, Субгерцинской впадин и др. Этот тип наложенного строения может быть назван саксонским. При преобладающих наложенных структурах в чехле одновременно возникают структуры с чертами унаследованности и даже унаследованные.

В большинстве мест альпийские геосинклинальные трюги заложены согласно с простиранием структур палеозойских складчатых областей. Даже такой резкий изгиб альпийских структур, как Карпато-Балканская дуга, унаследован от подстилающей их дуги позднепалеозойских структур (Янев и др., 1967). Однако в Средней Европе, где Альпийская складчатая область проникает далеко на север, в пределы эпипалеозойской платформы, и испытывает очень резкий изгиб, дуга складчатых сооружений Альп почти перпендикулярно сечет простирание палеозойских структур фундамента. Именно здесь в чехле молодой платформы развилась наложенная саксонская тектоника. Уже далее к западу, где дуга Альп поворачивает на юго-запад и вновь становится согласной с простиранием палеозойских структур, чехол соседней территории молодой платформы имеет преобладающий унаследованный стиль строения и развития.

Наложённые складки Бешкентского прогиба образовались под воздействием эпиплатформенного орогенеза юго-западных отрогов Гиссара, простирания структур которого являются секущими по отношению к структурам палеозойского фундамента.

Степень унаследованности структур чехла молодых платформ в значительной мере зависит от возраста складчатости фундамента. Наиболее высокие унаследованные тектонические формы североприарального типа (структуры копировки), как правило, развиты на тех участках платформы, фундамент которых пережил позднегерцинское складкообразование (в позднем палеозое или раннем мезозое).

Судя по возрасту складчатости в Актюбинском периклиналином прогибе (средний триас), а также по значительной дислоцированности верхнепермских отложений (скважины на юге Чупкакульской мегантиклинали, п-ове Кулацды и др.), фундамент периферии Мугоджар наиболее поздние интенсивные складкообразовательные движения претерпел скорее всего в конце раннего — среднем триасе. На этой территории развиты унаследованные дислокации копировки — Примугоджарская и Северо-Приаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Унаследованные структуры копировки характерны для Мангышлака, Донбасско-Промысловской зоны, Ейско-Березанского района, зоны Тулча, Парижского парапласа, Северо-Аквитанской системы дислокаций и др. В двух последних районах основное складкообразование закончилось в допермское время, а в остальных значительно позже — от поздней перми (Донбасско-Промысловая зона) до конца юры (Ейско-Березанский район и др.).

На других эпигерцинских частях молодых платформ, где возраст складчатости фундамента в общем колеблется от среднего до позднего карбона, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей обычно не возникали. Здесь развиты крупные прогибы и зоны прогибов, поднятия и зоны поднятий, впадины и своды. Они, как правило, наследуют простирание структур фундамента, но местоположение их осей нередко смещено по отношению к осям однозначных структур фундамента. На эпикаледонских частях молодых платформ линейные унаследованные тектонические формы крайне редки, но широко развиты пологие синеклизы и впадины с многими чертами наложенности.

Как предполагал Н. С. Шатский (1938), а затем установил А. Л. Яншин (1951), унаследованные дислокации продолжали в мезозое и кайнозое позднепалеозойские тектонические движения фундамента. Развитие унаследованных тектонических структур копировки (мегантиклиналей, мегасинклиналей и др.) не продолжается бесконечно, а происходит лишь в какой-то промежуток времени, когда еще «живет» импульс, переданный в платформенный чехол складчатыми дислокациями фундамента. Продолжительность этого промежутка времени колеблется в разных местах в зависимости от различных причин, но обычно не превышает 150—250 млн. лет (Яншин, 1951, 1965а). Действительно, Мангышлакская система дислокаций уже не ощущается в залегании позднеплиоценовых и антропогеновых отложений. На восточном берегу Каспийского моря отложения акчагыла повсеместно залегают примерно на одних и тех же отметках (Эберзин, Клейнер, 1958; Клейнер, 1958, 1965). Антропогеновые террасы здесь также совершенно не дислоцированы (Федоров, 1957). Значит, эти структуры закончили свое развитие до позднего плиоцена. В Северо-Аквитанской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей развитие структур длилось до олигоцена. Формирование основных структур Ейско-Березанской системы продолжалось до конца отложения майкопской серии, т. е. до конца раннего миоцена, и полностью прекратилось к среднему миоцену (Берето, 1963). Донбасско-Промысловские и Тарханкутские дислокации еще развивались в антропогене (Якушова, 1955; Полканова, Варущенко, 1964). К палеогену закончили свой рост многие унаследованные структуры Зауралья (Безруков, 1934; Яншин, 1951, 1965а).

#### РАЗМАХ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИХ ПРИЧИНЫ

О размахе и интенсивности тектонических движений можно судить на основании сравнения структурных карт, составленных по одному и тому же горизонту для различных областей распространения чехла молодых платформ. Самым нижним из этих горизонтов, отражающим строение платформенного чехла, является его подошва — кровля фундамента. На этой поверхности отразились все тектонические движения, происходившие в течение платформенного этапа развития. Ее эрозионная расчлененность в целом имеет подчиненное значение. Учитывая равнинность современного рельефа молодых платформ, можно считать, что глубина залегания подошвы чехла в общих чертах дает представление об изменениях мощностей

отложенный платформенного чехла, т. е. позволяет приближенно судить о суммарной амплитуде тектонических движений. Поэтому подошва чехла, которая дает возможность отразить форму и главные особенности тектоники основных структурных элементов чехла платформ, на большинстве тектонических карт изображается в виде стратоизогипс как одна из важнейших.

На Туранской плите эта поверхность наиболее расчленена в ее эпигерцинской части. В ряде участков плиты фундамент высоко приподнят и даже выходит на современную поверхность. Во многих прогибах и впадинах внутренних частей плиты подошва чехла погружена до отметок минус 4 — минус 6 км. В крайних районах плиты, на юго-востоке Туркмении, она расположена на отметках минус 6 — минус 10 км.

Сравнивая отметки залегания этой поверхности на соседних поднятиях и прогибах в пределах плиты, можно видеть, что размах тектонических движений за платформенный этап развития в районах погребенных уралид и тяньшанид колеблется от 1,5 до 4 км, а наклон этой поверхности (исключая участки разломов и флексур) — от 40 до 125 м на 1 км. На Мангышлаке и Туаркыре эти цифры возрастают соответственно до 4—6 км и до 80—200 м на 1 км. Вдоль южной окраины плиты, в районах непосредственного воздействия на нее Альпийского складчатого пояса и области эпиплатформенного орогенеза, размах тектонических движений увеличивается до 6—8 км.

В эпикаледонской части Туранской плиты подошва чехла погружена на значительно меньшие глубины (до 1—2,5 км). Наклон ее обычно не превышает здесь 20—30 м на 1 км и лишь в отдельных местах достигает 40—50 м на 1 км.

На Западно-Сибирской плите общий наклон подошвы чехла на ее бортах обычно не превышает 30 м на 1 км, а в центральной части плиты она залегает еще более полого. Разница залегания подошвы чехла на поднятиях и в соседних прогибах не превышает 1—1,5 км. В целом размах тектонических движений за платформенный этап развития и наклон этой поверхности в пределах Западно-Сибирской плиты меньше, чем на Туранской. Однако если окажутся достоверными те материалы, согласно которым на севере плиты подошва чехла погружена до 8—10 км (Ростовцев, 1966), то общий размах движений обеих плит, а местами и наклон этой поверхности будут близкими.

На юге Скифской плиты, в зоне влияния на нее альпийской области Кавказа, подошва чехла погружена до отметок минус 10 — минус 12 км, а на севере — лишь до минус 5 — минус 6 км, т. е. общий размах движений имеет здесь тот же порядок, что и на Туранской плите. Наклон этой поверхности достигает наибольших величин (до 80—100 м на 1 км) в районе Донбасско-Промысловских и Ейско-Березанских дислокаций.

Общий размах тектонических движений на Мизийском параплато 3—4 км, увеличиваясь на крайнем юге до 5—6 км, а наклон поверхности фундамента колеблется от 50 до 200 м на 1 км.

На Западно-Европейской платформе, в пределах Южно-Германского параплато, общий размах колебаний подошвы чехла достигает 1,5—2 км и увеличивается на юге, в районе Предальпийского краевого прогиба, до 4—6 км. В Тюрингской впадине он не превышает 1,5 км, а в Субгерцинской увеличивается до 3—4 км. На Аквитанском параплато размах колебаний подошвы чехла обычно равен 1,5—2,5 км, а в Предпиренейском краевом прогибе увеличивается до 4—5 км. На Парижском параплато он достигает 3—4 км. Наклон же поверхности фундамента всюду колеблется здесь от 20 до 200 м на 1 км, достигая наибольших значений в районах Парижской и Северо-Аквитанской систем дислокаций. На параплато Сунляо разница отметок глубин залегания фундамента достигает 4—5 км.

По более высоким горизонтам чехла в пределах всех молодых платформ Евразии трудно выбрать какую-либо одну общую стратиграфическую поверхность. Поэтому подобное сравнение размаха и интенсивности тектонических движений за определенный отрезок времени сделать не удастся. Для Туранской, Западно-Сибирской и Скифской плит могут быть сопоставлены карты поверхности меловых отложений.

На Туранской плите поверхность меловых отложений залегает на отметках от + 200 до — 100 м в наиболее приподнятых ее районах, до — 800 или — 1200 м во внутренних прогибах и впадинах плиты и до — 1600 и даже — 2200 м в глубоко опущенной ее части — на юге и юго-востоке Туркмении. Размах тектонических движений за послемеловое время (особенно если учесть степень размыва меловых отложений) на эпигерцинской части плиты колеблется от 1000 до 2000, местами до 2500 м, а наклон поверхности меловых отложений чаще всего составляет 10—20 м на 1 км, местами уменьшаясь до 5—8 м, а местами увеличиваясь до 20—30 и даже до 40 м. Наибольших величин эти параметры достигают в Мангышлакской и Туаркырской системах мегантиклиналей и мегасинклиналей. Наименьшие значения как амплитуды тектонических движений за послемеловое время (500—700 м), так и наклона кровли мела (до 8—10 м на 1 км) наблюдаются в Тургайской и Чуйской синеклизах.

На Западно-Сибирской плите поверхность меловых отложений от отметок выше 0 по окраинам плиты испытывает (с локальными опусканиями и воздыманиями, соответствующими частным структурам) постепенное погружение к осевой части, где она залегает на отметке — 700 м. Общий размах и особенно дифференцированность этой поверхности здесь значительно ниже, чем на Туранской плите.

На Скифской плите отложения мела в ряде приподнятых участков обнажены; в других участках их поверхность погружается до отметок минус 1000 — минус 1500 м и в пределах краевых прогибов — до минус 2 — минус 3 км, т. е. общий размах послемеловых движений имеет те же величины, что и на Туранской плите. Близки и цифры наклона поверхности меловых отложений (от 10 до 30—40 м на 1 км), которые максимальны в пределах Тарханкутских, Ейско-Березанских дислокаций и в районе Невинномысской мегантиклинали.

Из сделанного обзора следует, что размах и интенсивность тектонических движений на молодых платформах зависят главным образом от трех основных причин: 1) близости к альпийским и другим мезозойским и кайнозойским складчатым областям; 2) близости к областям эпиплатформенного орогенеза и 3) возраста складчатости фундамента.

Альпийская геосинклинальная область двояко воздействует на прилегающий к ней край платформы: на ранних стадиях развития втягивает его в прогибание (образуя зоны окраинных опусканий), а на поздних стадиях, в момент превращения в складчатые горные сооружения, на краю платформы создает компенсационный краевой прогиб. В результате такого воздействия наиболее глубоко погруженные участки молодых платформ прослеживаются в районах периплатформенных и краевых прогибов. Соответственно общий размах тектонических движений как за весь платформенный этап развития, так и за отдельные его отрезки (например, за послемеловое время) здесь максимален. Наклон структурных поверхностей, как правило, имеет в этих районах средние значения.

Область эпиплатформенного орогенеза оказывает непосредственное воздействие на соседнюю территорию молодой платформы, усиливая дифференцированность тектонических движений. Например, в результате только этого влияния на востоке и юго-востоке Туранской плиты амплитуда Мургабской впадины увеличилась более чем на 1 км, Рометанской впадины — на 800 м и т. д. В то же время ряд поднятий, наоборот, претерпел воздымание на 1—1,5 км. Соответственно с этим в районах, подверженных влия-

нию области эпиплатформенного орогенеза, значительно возросли величина размаха тектонических движений и особенно степень наклона структурных поверхностей.

Чем моложе возраст складчатости фундамента, тем более резкие тектонические формы возникают в чехле, тем большие величины имеют размах и интенсивность тектонических движений на платформенном этапе развития. Действительно, дифференциация различных структурных поверхностей и особенно наклон этих поверхностей являются наибольшими в районах позднегерцинской (пермь или ранний мезозой) складчатости. Самые малые величины эти параметры имеют в эпикаледонских областях молодых платформ.

### ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ В ДРУГИЕ ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В современных границах молодые платформы оформились не сразу. Они в ходе развития меняли свои границы. До образования мезозойских и кайнозойских геосинклинальных поясов, ряда областей эпиплатформенного орогенеза и структур с корой океанического типа молодые платформы занимали значительно большие территории. В мезозое и кайнозое многие участки молодых платформ были существенно переработаны и на их месте возникли другие тектонические зоны: мезозойские и кайнозойские геосинклинали; области эпиплатформенного орогенеза; глубоководные котловины морей, лишенные «гранитного» слоя, и молодые океанические плиты.

Палеозойские геосинклинальные области занимали огромные пространства между древними платформами и различными океаническими структурами. Охватившие эти области каледонская и герцинская складчатости в разное время превращали их в консолидированные участки земной коры — молодые платформы. Лишь в ряде районов мезозойского и кайнозойского складчатых поясов востока Азии и на немногих участках Альпийской складчатой области имеются факты, позволяющие говорить об их непрерывном («сквозном») геосинклинальном развитии в течение палеозоя и мезозоя. Молодая палео-Евразийская платформа, включавшая все современные молодые платформы в одну область, объединила древние платформы Евразии и Африки в единый огромный платформенный материк (за исключением относительно небольших участков «сквозного» геосинклинального развития). В областях альпийского, мезозойского и кайнозойского складчатых поясов после завершения палеозойской складчатости в ряде мест очень скоро наступила регенерация геосинклинального режима.

Однако в большинстве районов после образования герцинского фундамента и до заложения геосинклинальных прогибов был значительный отрезок времени, когда в их пределах формировался платформенный чехол, а участки его отсутствия были сильно пенеценизированы. Таким временем в Альпийской геосинклинальной области был триас, а на отдельных участках даже юра и начало мела. Исключение составляли лишь Сванетский, Внутренний Динарский и Пеннинский прогибы, в которых уже в триасе шло образование аспидной и спилито-кератофировой формаций. Стадию развития, которая протекала после консолидации палеозойской геосинклинальной области и до регенерации альпийского геосинклинального режима, часто называют квазиплатформенной (Хаин, 1964).

Как мы видели выше, разрезы триаса и дотитонской юры почти всех районов Балкан и Карпат ничем не отличаются от разрезов синхронных отложений Мизийского параплакса, платформенный характер которых не вызывает сомнений. Следовательно, палео-Мизийская плита занимала значительно большую территорию, захватывая почти все Балканы и Карпаты. В это время здесь оформилась молодая платформа и режим как в преде-

лах современного Мизийского парапакоса, так и на соседних площадях палеоплиты был настоящий платформенный, а не квазиплатформенный. Альпийские геосинклинальные трогги на молодой палео-Мизийской плите в большинстве мест начали закладываться с триаса. Лишь в Тулчинском и Лудокамчийском прогибах регенерация геосинклинального режима наступила с позднего триаса (с норийского века). Если первый из них в конце лейаса полностью замкнулся и вновь вошел в состав молодой платформы, то второй так и остался в пределах альпийской геосинклинали Балкан.

После складкообразования и консолидации палеозойской геосинклинальной области Западной Европы Иберийская и Западно-Европейская современные платформы представляли собой единую область, а Аквитанский и Каталонско-Кастильский парапакосы — одну плиту, платформенный чехол которой был сложен породами триаса, юры и неокома. Лишь с апт-альба в Северо- и Южно-Пиренейских зонах, а с сеномана и в Субпиренейской зоне заложилась альпийские геосинклинальные трогги. Тогда Пиренеи вошли в состав Альпийской складчатой области юга Европы, обособили Иберийскую платформу и разделили единую до этого плиту на два парапакоса — Аквитанский и Каталонско-Кастильский.

Из этих примеров видно, что отдельные участки уже сформировавшейся молодой платформы перерабатывались и преобразовывались в альпийские геосинклинали, которые закладывались прямо на чехле молодых платформ.

Сравнение разрезов мезозоя и палеогена Ферганской и Афгано-Таджикской впадин, входящих в Тяньшаньский эпиплатформенный ороген, и соседних районов Туранской плиты показывает их сходство как по мощностям, так и по формационной принадлежности. Это свидетельствует о близости тектонических обстановок, существовавших в мезозое и палеогене на территориях Туранской плиты и Тяньшаньского эпиплатформенного орогена и об отсутствии в то время принципиальной границы между ними. Детальное изучение изменения литологического состава и мощностей донеогеновых отложений Афгано-Таджикской впадины показало, что здесь в мезозое и палеогене структуры имели унаследованное (субширотное) простирание, согласное с направлением тяньшаньских структур (Захаров, 1958).

Особенно поучительно изучение разрозненных участков развития отложений мезозоя и палеогена, сохранившихся от размыва в различных небольших приразломных мульдах и синклиналях на больших высотах в хребтах Тянь-Шаня (Гиссарском, Зеравшанском, Туркестанском и др.). Отложения верхнего мела и низов палеогена здесь являются прибрежно-морскими мелководными, принципиально не отличимыми от разновозрастных пород Туранской плиты и упомянутых выше впадин. Следовательно, на месте современных высоких хребтов и глубоких впадин Тянь-Шаня в то время существовал единый морской бассейн, контуры которого хорошо видны на различных литолого-фациальных картах и схемах (Бабаев, 1959; Бабаев, Акрамходжаев, 1960; Атлас..., 1964; и др.). Чистые рудистовые известняки сенона свидетельствуют о большой геоморфологической выровненности территории во время их накопления.

Приведенные материалы показывают, что палео-Туранская плита в мезозое и палеогене на востоке и юго-востоке не оканчивалась в пределах ее современных границ, а распространялась далеко в глубь территории Тянь-Шаня. Лишь в конце палеогена и особенно с середины миоцена восточная и юго-восточная части палео-Туранской плиты претерпели существенную перестройку, и здесь возникла область Тяньшаньского эпиплатформенного орогенеза, которая характеризуется исключительно большой контрастностью глыбовых движений (их размах достигает 15—17 км). На месте молодой платформы образовались глубокие впадины, выполненные главным образом неоген-антропогеновыми молассами мощностью до 5—8 км, и высоко поднятые хребты, с которых был почти полностью срезан платформен-

ный чехол. Неоген-антропогеновые орогенные движения, как правило, носили здесь резко наложенный характер по отношению к простиранию структур как фундамента, так и чехла палео-Туранской плиты (Петрушевский, 1955; Захаров, 1958; и др.).

В состав упомянутой выше палео-Мизийской плиты в мезозое и палеогене входила Западная Стара-Планина. В конце палеогена эта юго-западная часть палео-Мизийской плиты в связи с горообразованием соседней альпийской геосинклинальной области Балкан была выколота по разломам (с севера Старапланинской «лобной линией», а с юга — Забалканским разломом) и высоко приподнята. Здесь возникло современное горное сооружение Западной Стара-Планины, которое, следовательно, является Западно-Балканской областью эпиплатформенного орогенеза (Боков, 1968; Гарецкий, 1968).

Некоторые участки молодых платформ явно были вовлечены в опускающие глубоководных котловин морей, лежащих внутри кайнозойских складчатых поясов. Такой захват Апулийской молодой платформы Восточно-Средиземноморской котловиной хорошо виден даже из взаимоотношений их контуров (см. рис. 1). Эти котловины имеют земную кору субокеанического характера, т. е. лишены «гранитного» слоя и в ряде случаев имеют повышенные мощности осадочного слоя. Границы многих молодых океанических плит секут подводное продолжение молодых платформ континента. Это показывает, что последние были переработаны и преобразованы в эти океанические структуры.

## Глава V

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ЕВРАЗИИ

До недавнего времени о глубинном строении земной коры молодых платформ можно было судить лишь приближенно, только на основании данных расчетов гравиметрических измерений и сейсмологических исследований. В последнее время в ряде районов молодых платформ (особенно на Туранской и Скифской плитах) проведены сейсмические исследования ГСЗ, которые дали весьма достоверную информацию о глубинном строении земной коры молодых платформ.

Как уже отмечалось, по данным сейсморазведки обычно весьма четко выделяется преломляющий горизонт, который приурочен к поверхности консолидированной коры («гранитного» слоя), обычно совпадающей с поверхностью геосинклинального комплекса фундамента. Ряд более высоких горизонтов прослеживается как в орогенном и метагеосинклинальном комплексах, так и в платформенном чехле. В консолидированной коре и верхней мантии Земли также выделяется ряд опорных, регионально прослеживаемых сейсмических горизонтов. Так, например, на Туранской плите выделяются следующие горизонты: граница Г с  $V_T = 6,5-6,8$  км/сек, приуроченная к верхней части «гранитного» слоя; граница К с  $V_T = 6,8-7,5$  км/сек — поверхность Конрада (поверхность «базальтового» слоя); граница М с  $V_T = 8,1-8,3$  км/сек — поверхность Мохоровичича (поверхность подкорового слоя); и границы  $M_1-M_4$  — четкие сейсмические границы в верхней мантии Земли (Вольвовский и др., 1966). Следовательно, как и на других участках материковой земной коры, верхи верхней мантии и консолидированная кора в пределах молодых платформ характеризуются волнисто-горизонтальной расслоенностью, которая скорее всего обусловлена границами, связанными с процессами глубинного метаморфизма — «фронтами» мигматизации, гранитизации, базальтификации и др. (Борисов, 1967).

Наиболее отчетливо могут быть прослежены поверхности консолидированной коры и Мохоровичича (подошвы земной коры), хотя в ряде случаев и их выделение неоднозначно. Поверхность Конрада выражена повсеместно, и во многих местах разделение земной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои в значительной мере условно.

Земная кора молодых платформ, как и других областей материков, состоит из осадочного слоя и консолидированной коры, причем в составе последней выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои. Глубина залегания поверхности фундамента молодых платформ, т. е. мощность их осадочного слоя, обычно составляет 1—5 км, но местами достигает 7—8 км и даже 10—15 км.

Общая мощность земной коры, т. е. глубина залегания поверхности М, на молодых платформах обычно колеблется от 27 до 45 км, иногда достигая 50 км. Так, на большей части Туранской плиты она равна 32—40 км, увеличиваясь на юго-востоке до 45—50 км, а на Центрально-Казахстанском щите составляет 40—45 км. На Западно-Сибирской плите поверхность М в северной ее части залегает на глубинах 32—33 км, а в южной — 32—44 км. Урал оконтуривается стратоизогиной — 45 км поверхности М. В пределах Скифской плиты мощность земной коры достигает 35—40 км, на Мизийском параплато — 28—30 км и на Южно-Германском — 27—31 км. Мощность «гранитного» слоя в пределах молодых платформ обычно колеблется от 10 до 22 км, а «базальтового» — от 10 до 20 км. Таким образом, глубинное строение земной коры молодых платформ довольно выдержано по площади.

Расчеты гравитационного поля Туранской плиты, произведенные В. И. Шрайбманом (1967; Вольвовский и др., 1966), показали, что в пределах молодых платформ строение верхней мантии неоднородно. На основании учета гравитационного влияния наиболее гравитационно-активных границ раздела земной коры, которыми в первую очередь являются поверхность фундамента и поверхность М, была построена схема остаточных аномалий силы тяжести, в значительной степени обусловленных плотностными неоднородностями верхней мантии. Минимальные значения остаточные аномалии имеют в районах Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов и Восточного Приаралья. Их значения уменьшаются при приближении к эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня. Наоборот, в районах Северо-Устюртского прогиба, Сырдарьинской и Мургабской впадин, а также в сторону Предкопетдагского краевого прогиба происходит увеличение значений остаточных аномалий  $\Delta g$ . Следовательно, в общем виде можно наметить зависимость между определенными тектоническими элементами и зонами уплотнения и разуплотнения верхней мантии.

Так, областям молодого эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня соответствует зона пониженной плотности подкорового вещества. В пределах Туранской плиты зоны пониженной плотности верхней мантии в общем соответствуют положительным структурным элементам (Карабогазский, Центрально-Каракумский своды и др.), а зоны уплотнения подкорового вещества — отрицательным (Северо-Устюртский и Предкопетдагский прогибы, Сырдарьинская и Мургабская впадины). Отмеченные закономерности распределения зон уплотнения и разуплотнения подкорового вещества показывают, что в формировании крупных структурных элементов молодых платформ активную роль играют процессы, происходящие в верхней мантии.

На молодых платформах по поверхности М, как и по более высоким горизонтальным, в целом вырисовывается чередование изометричных и линейных областей. Первые области обычно характеризуются мозаичными гравитационными и магнитными аномалиями, а вторые — линейными. Эти области, как правило, ограничены крупными разломами, которые пронизывают всю мощность земной коры и ощущаются в поверхности М. Эти данные свидетельствуют о блоковом строении земной коры и верхов мантии в пределах молодых платформ. Изометричным угловатым блокам поверхности М соответствуют массивы ранней консолидации в фундаменте и изометричные своды или впадины в платформенном чехле. Узким линейным зонам в фундаменте отвечают геосинклинальные трого, а в чехле — различные линейные отрицательные и положительные тектонические формы.

На молодых платформах в целом наблюдаются соответствие структуры различных поверхностей земной коры от самых верхних горизонтов платформенного чехла до поверхности М (Вольвовский и др., 1966; Рихтер, Семов, 1968) и зависимость глубины залегания этих поверхностей от строения верхней мантии. Исключение составляют киммерийские геосин-

клинальные прогибы типа Мангышлакского и др. Они выделяются узкими линейными прогибами поверхности М и резким воздыманием поверхности фундамента. Несоответствие поведения различных поверхностей земной коры наблюдается также в пределах отдельных блоков, связанных с молодыми неотектоническими движениями. Так, гряде Султануиздаг с выходом фундамента на современную поверхность соответствует значительное локальное прогибание поверхности М. Также небольшие «корни» гор отмечаются на Урале.

Таким образом, для областей молодых платформ характерен тип строения земной коры материковых платформ. В этом отношении их трудно отличить от древних платформ, хотя, возможно, в целом можно говорить о несколько меньшей мощности земной коры на молодых платформах по сравнению с древними. Кроме того, на древних платформах кора обладает ровной, очень близкой к горизонтальному положению поверхностью раздела М и сравнительно устойчивыми мощностями, а на молодых платформах она отличается несколько более изменчивыми мощностями и более сложным рельефом поверхности М (Беляевский, 1969). По подсчетам Н. А. Беляевского (1969), в составе коры древних платформ «базальтовый» слой составляет около 60%, а на молодых, наоборот, «гранитный» слой преобладает над «базальтовым».

Между строением верхней мантии и глубинных слоев земной коры, с одной стороны, структурой подошвы платформенного чехла и более высоких его горизонтов, с другой, наблюдается определенная зависимость.

## Глава VI

### СРАВНЕНИЕ ТЕКТОНИКИ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ И ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Описанные выше тектонические единицы земной коры — по типу формаций, тектоническим формам и общему стилю строения и развития близки к древним платформам и принадлежат к категории платформенных структур. Как и для древних платформ, для молодых также характерны фундамент и чехол, причем последний состоит из платформенных формаций, в целом довольно спокойно дислоцированных. Для чехла тех и других платформ в общем не свойствен магматизм, а если в его составе и встречаются магматические формации, то они представлены главным образом основными эффузивами. Как древние, так и молодые платформы имеют четкие линейные ограничения, связанные, как правило, с глубинными разломами, и представляют собой крупные стабильные блоки земной коры, имеющие форму неправильных изометричных многоугольников. Те и другие являются историческими категориями основных тектонических единиц земной коры. Очень близким является глубинное строение древних и молодых платформ. Их геофизическая характеристика в общем тождественна. Гравитационные поля близки к нормальным. Глубинные структуры (рельеф поверхности М и др.) этих платформенных областей имеют относительно небольшую амплитуду и существенно отличаются от глубинных структур орогенных областей. Земная кора в их пределах принадлежит к типу материковых платформ, ее мощность обычно не превышает 35—45 км.

И для древних, и для молодых платформ характерны такие крупные структурные элементы, как щиты и плиты. Общими для них являются выходы фундамента в виде массивов и выступов, а для их платформенного чехла тождественны синеклизы, впадины, грабены, моноклинали, зоны ступеней, своды, поднятия и многие более мелкие структуры.

Вместе с таким общим принципиальным сходством строения древних и молодых платформ имеются существенные черты их различия. Прежде всего это различие заключается в пространственном положении тех и других платформ в общей структуре земной коры. Если древние платформы всегда образуют самостоятельные массивы материковой коры и со всех сторон окружены более молодыми геосинклинальными областями, то молодые платформы обычно причленяются к древним платформам или заполняют пространство между ними и в связи с этим только с одной или нескольких сторон граничат с более молодыми геосинклинальными областями.

При сравнении древних и молодых платформ бросается в глаза их отличие по общему рисунку структурного плана. Для древних платформ характерно мозаичное чередование изометричных крупных антеклиз, сводов,

синеклиз и впадин. Лишь отдельные крупные линейные грабены (авлакогены) и более мелкие линейные структуры типа валов нарушают общий изометричный рисунок структурного плана чехла древних платформ. Структуры первого порядка молодых платформ имеют в общем несколько меньшие размеры, и в целом в их чехле преобладают структуры линейные. Поэтому рисунок структурного плана молодых платформ отличается большей закономерностью, которая выражается в относительно редком существовании крупных изометричных или слабо линейных структур и в последовательной смене в пространстве положительных и отрицательных тектонических форм.

Такое же различие между древними и молодыми платформами наблюдается и в рисунке геофизических полей. Для первых характерны обширные мозаичные гравитационные и магнитные аномалии и относительно более редкие протяженные линейные (полосовые) системы аномалий, отражающие крупные зоны разломов. Вторым свойственны более дифференцированные геофизические поля с преобладанием линейных гравитационных и магнитных аномалий, причем нередко наблюдается чередование очень протяженных полос относительных положительных и отрицательных систем аномалий. К некоторым участкам, обычно соответствующим в фундаменте массивам ранней консолидации, приурочены мозаичные аномалии, которые иногда также группируются в определенные полосы, а иногда образуют беспорядочные или слабо выраженные кольцевые системы.

Молодым платформам свойственны некоторые специфические крупные структурные элементы, отсутствующие на древних платформах. К таким структурам принадлежат протяженные линейные выходы фундамента типа хребтов, кряжей и гряд. Подобные структуры встречаются в пределах эпибайкальских платформ, но никогда не развиты на территории эпикарельских и более древних.

Только на молодых платформах распространены зоны, или системы, линейных прогибов, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и одиночные мегантиклинали. Специфику молодых платформ в отношении первого типа структур на примере Северо-Туркменской и Маньчжонской систем прогибов недавно подчеркнул Н. А. Крылов (1965).

Часто мегантиклинали молодых платформ называют валами, отождествляя их с валами древних плит. Однако мегантиклинали молодых платформ и валы древних плит — совершенно различные структуры как по морфологии, так и по генезису. Валы древних платформ или даже их группы не представляют собой самостоятельных крупных структурных элементов, равнозначных синеклизам, а всегда являются лишь их структурными осложнениями (Шатский, 1945; Мушченко, 1963). Мегантиклинали и особенно их системы являются самостоятельными структурными элементами такого же ранга, как синеклизы, впадины, прогибы и своды. Валы не создают, подобно мегантиклиналям, линейно выдержанных систем. Кроме того, они почти никогда не сопровождаются равновеликими отрицательными структурами. Валы древних платформ возникли на поздних этапах развития плит, а мегантиклинали молодых платформ унаследованно развивались с самых начальных этапов формирования платформенного чехла. Морфология валов обычно упрощается от более молодых к более древним стратиграфическим горизонтам. Строение мегантиклиналей, наоборот, усложняется при переходе от более молодых слоев к более древним. Валы обычно связаны с разломами, секущими простирания магнитных аномалий, т. е. не совпадающими с простираниями дислокаций фундамента. Напротив, мегантиклинали молодых плит строго наследуют крупные положительные структуры фундамента. Валам древних платформ иногда соответствуют депрессии в поверхности фундамента, чего никогда не бывает на молодых платформах, где мегантиклиналям чехла отвечают более резко выраженные поднятия фундамента.

В свою очередь одни из характернейших структурных элементов древних плит — антеклизы — на молодых платформах, по-видимому, отсутствуют. Наиболее крупными положительными нелинейными структурами в чехле молодых платформ являются своды, которые, вероятно, тождественны сводам древних платформ, но существенно отличаются от антеклиз значительно меньшими размерами и своим образованием. Если антеклизы, как это установлено работами Н. С. Шатского, А. И. Мушленко и других, являются структурами пассивными, образующимися в результате часто одновременного опускания соседних синеклиз, то своды молодых платформ — это структуры активного воздымания, что доказывается историей их тектонического развития.

Как мы видели, для большинства молодых платформ характерна исключительно большая согласованность простираний структур платформенного чехла и фундамента, т. е. их унаследованность. Наложённые структуры в чехле преобладают только при саксонской тектонике. В большинстве случаев уже известные структуры фундамента, магнитные и гравитационные аномалии, в значительной степени отражающие внутреннюю тектонику фундамента, и структуры платформенного чехла имеют общее простирание. В более редких случаях наблюдается унаследованность не только простираний, но и тектонических форм и тектонических движений. К таким структурам принадлежат тектонические формы копировки (мегантиклиналы, мегасинклиналы и др.). Структуры последнего типа на древних платформах отсутствуют, совпадение же простираний структур чехла и фундамента в их пределах является не правилом, а исключением. В большинстве случаев структуры чехла здесь наложённые, причем их простирание сечет направление как структур фундамента, так и отражающих их гравитационных и магнитных аномалий.

Если сравнить поведение различных структурных поверхностей древних и молодых платформ, то можно заметить, что размах тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах (за исключением отдельных их районов) в несколько раз больше, чем на древних платформах. Например, разница в залегании наиболее повышенных и наиболее пониженных участков поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы (за исключением глубоких окраинных впадин — Прикаспийской и Печорской) достигает 3—4 км (Нечитайло и др., 1957; Фотиади, 1958; Неволин и др., 1967; и др.). Наклон поверхности фундамента обычно не превышает 5—15 м на 1 км и лишь местами (в зоне флексур) увеличивается до 30—50 м на 1 км. Примерно такие же величины характерны и для внутренних частей других древних платформ. Как мы видели выше, эти значения для большинства районов молодых платформ значительно больше. На Туранской плите они соответственно равны 10—12 м и 50—200 м на 1 км. Только в пределах эпикаледонской части плиты эти цифры снижаются до 1—2 и 15—50 м на 1 км. На Скифской плите данные величины достигают 10—13 м и 88—100 м на 1 км. На Западно-Сибирской плите поведение поверхности фундамента в ее внутренних частях приближается к поведению поверхности фундамента на древних платформах, но в северной части плиты указанные значения увеличиваются до 5—6 км, возможно, 8—10 м и 30—50 м на 1 км. Последние цифры характерны и для ее внешней зоны. На Мизийском параплато общей размах поверхности фундамента превышает 4—6 км, а ее наклон колеблется от 50 до 200 м на 1 км. В пределах Западно-Европейской платформы первые значения несколько меньше, но вторые — близки. По предельной разнице колебаний отметок положение поверхности фундамента многих площадей древних платформ можно сравнить с положением различных горизонтов внутри мезозоя на молодых платформах.

Разница крайних точек залегания различных горизонтов палеозоя на древних платформах (исключая некоторые глубокие окраинные впадины

типа Прикаспийской) составляет от многих сотен метров до 1,5—2 км, а наклон этих горизонтов обычно колеблется от 2 до 10 м на 1 км. По размаху тектонических движений горизонты палеозоя близки (часто имеют даже меньшие значения) к горизонтам меловых отложений молодых платформ. Наклон же слоев последних, как правило, даже больше. Близкие величины имеет наклон поверхности меловых отложений в эпикаледонской части Туранской плиты и в центральной части Западно-Сибирской плиты.

Еще более спокойны условия залегания мезозойских горизонтов древних платформ. Правда, в отдельных интенсивно прогибавшихся впадинах, например в Днепровско-Донецкой, предельные колебания поверхности отложений сеномана достигают 1000 м и более и по амплитуде приближаются к колебаниям поверхности меловых отложений ряда молодых плит (Туранской и др.). Но даже по сравнению с этой впадиной Русской плиты колебания глубин залегания стратиграфически более высокого, чем поверхность сеномана, горизонта, каким является кровля меловых отложений, во многих районах различных молодых плит имеют значительно больший размах. Еще больше (в 2—5 раз) эти поверхности различаются по их наклону.

Таким образом, в целом можно констатировать, что общая интенсивность тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах выше, чем на древних. Особенно это становится очевидным, если вспомнить, что время существования молодых платформ в абсолютном летосчислении несравненно меньше, чем древних. На молодых платформах за значительно короткое время были созданы более расчлененные, сложно построенные, с большими колебаниями и амплитудами структурные поверхности. Следовательно, тектоническая активность (скорость, размах и дифференцированность тектонических движений) на молодых платформах выше, чем на древних.

В строениях как древних, так и молодых платформ большое значение имеют разломы. Однако если на древних платформах в чехле преобладают разломы, секущие под тем или иным углом структуры фундамента, то на молодых платформах несравненно более широко развиты разломы, простирающиеся согласно со структурами фундамента и нередко наследующие разломы последнего. Разломы, возникшие на платформенном этапе развития и секущие структуры фундамента, характерны только для менее широко распространенного саксонского типа развития молодых платформ. На остальных территориях подобные секущие разломы относительно редки. На древних платформах разломы большей частью имеют характер сбросов и гораздо реже взбросов или крутых надвигов. На молодых платформах значительное число разломов представляет собой взбросы и крутые надвиги. Если на древних платформах разломы в основном связаны только с вертикальными движениями, то на молодых платформах, кроме того, имеются разломы сдвигового характера, и среди них такие значительные, как Таласо-Ферганский сдвиг.

В пределах древних платформ на кристаллическом фундаменте почти всюду с очень большим перерывом, отделяясь от него четкой границей, резко несогласно залегает платформенный чехол. Различные промежуточные толщи (орогенные и метагеосинклинальные) здесь, как правило, либо отсутствуют, либо распространены весьма ограниченно. В пределах молодых платформ, наоборот, очень широко (особенно на плитах и параплатоках) распространены мощные орогенные и метагеосинклинальные толщи. Поэтому на молодых платформах, в отличие от древних, взаимоотношения между чехлом и фундаментом значительно более сложные, и определение границы между ними нередко связано с большими трудностями. Фундамент древних платформ сложен сильно метаморфизованными кристаллическими породами, более монолитен и резко отличается по физическим свойствам от отложений платформенного чехла.

В фундаменте же молодых платформ нередко имеются слабо метаморфизованные терригенные породы, которые по скорости распространения сейсмических волн и плотности близки к отложениям орогенного и метагеосинклинального комплексов, а также к низам платформенного чехла. Кроме того, на молодых платформах часто развит нижний структурный ярус, который сложен терригенными формациями, близкими к формациям орогенного и метагеосинклинального комплексов, и выполняет грабены, грабенообразные прогибы и более широкие плоские впадины. На древних платформах структурную аналогию этим отложениям составляют довендские породы рифея. Однако последние залегают на кристаллическом фундаменте и четко от него отделены. На молодых же платформах отложения нижнего структурного яруса чехла обычно залегают на орогенных и метагеосинклинальных комплексах, и их разделение затруднено.

Отмеченные выше различия основных структурных элементов молодых и древних платформ объясняются главным образом разной продолжительностью перерыва между временем складчатости фундамента и временем начала образования чехла. Кристаллический фундамент древних платформ после складчатости, которой закончилось геосинклинальное развитие их территории, длительное время испытывал восходящие движения и подвергался размыву. С этим связаны многие особенности тектонических явлений начала неогена, а точнее говоря, всей рифейской эры. Важно отметить, что на Восточно-Европейской платформе карельский фундамент во многих местах покрыт в основном верхнерифейскими отложениями.

Время складчатости фундамента и время начала формирования платформенного чехла разделены здесь промежутком не менее 500—700 млн. лет. Конечно, в течение этого огромного отрезка времени в отдельных локальных впадинах фундамента, сравнительно небольших по размерам, происходило накопление пород платформенного типа. Таковы отложения ютния, а в некоторых местах, может быть, даже ятулия на Балтийском щите, породы овручской свиты на Украинском массиве (Палей, 1963; Новикова, 1964). Однако эти отложения нигде не занимают сколько-нибудь больших площадей. Мы вправе говорить, что вся Восточно-Европейская платформа, за исключением, может быть, ее самых восточных районов, до позднего рифея представляла собой огромный щит, который испытывал подъем и подвергался размыву. Подобное явление мы наблюдаем и на других древних платформах.

На молодых платформах наблюдается совершенно противоположная картина. Погружения их значительных территорий начались почти сразу же после складчатости, создавшей фундамент молодых платформ. Герциниды Западной и Центральной Европы формировались в течение среднего и позднего карбона, но уже в перми они начали плащеобразно перекрываться платформенными отложениями. В некоторых зонах Туранской плиты, например в Мангышлакской, складчатость фундамента закончилась только в позднем триасе, хотя в это время на других участках той же плиты, по-видимому, уже шло накопление платформенного чехла (на Мангышлаке оно началось не позднее ранней юры). Фундамент Западно-Сибирской плиты в разных ее частях, вероятно, имеет разный возраст, но в западной, приуральской, части и на продолжении Рудноалтайской зоны возраст его складчатости, несомненно, позднегерцинский — пермский. Между тем, платформенный чехол на обширных пространствах Западной Сибири начинается тюменской свитой, которая охватывает нижнюю и среднюю юру. На Скифской плите в одних местах (Ейско-Березанский и Тарханкутский прогибы) в триасе и юре шло еще накопление геосинклинальных осадков, которые в конце юры подверглись складкообразованию, в других — с начала юры уже отлагались осадки платформенного чехла. С раннего мела они покрыли всю плиту.

Таким образом, перерыв между временем складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла на молодых плитах обычно не превышает нескольких десятков миллионов лет. Следует помнить, что даже современная эпоха для молодых платформ является менее удаленной во времени от эпохи складчатости фундамента, чем вендский или кембрийский период и эпоха складчатости фундамента древних платформ, т. е. все время образования чехла молодых платформ меньше, чем перерыв в основании чехла древних платформ.

Именно относительная близость времени складчатости фундамента и начала формирования платформенного чехла определила специфику структурного развития молодых платформ: широкое распространение в их пределах линейных структур, которые большей частью являются унаследованными по отношению к геосинклинальным структурам основания.

Тектонические движения, вызвавшие складчатость заключительных этапов геосинклинального развития, не прекратились мгновенно. В ослабленном виде они еще продолжались некоторое время уже после начала существования платформенного режима. Именно они создали характерные для молодых платформ линейные структуры.

Чем интенсивнее и длительнее протекал процесс формирования линейных унаследованных структур на молодых платформах, тем больше последние отличаются по общему структурному облику от древних платформ. В тех областях молодых платформ, где унаследованные движения в силу каких-то причин не происходили или были ослаблены, структуры чехла по морфологии приближаются к структурам древних платформ.

Возможно, что унаследованные движения, определившие специфику молодых платформ, имели место и на древних платформах, но по времени они отвечали ранним этапам развития древних платформ, когда последние находились в стадии поднятия и их платформенный чехол на большей части площадей еще не начал формироваться. Поэтому соответствующих структур на древних платформах мы не знаем. Может быть, дальнейшее исследование еще крайне слабо изученных структур раннеплатформенных отложений ятулия и иотния покажет, что по характеру они являются унаследованными от геосинклинального периода развития.

Имеющиеся значительные различия между древними и молодыми платформами привели некоторых исследователей (Шейнманн, 1969; Спичарский, 1962, 1964, 1968; Соболевская, 1964; Косыгин, Трофимук, 1965) к выводу о их резком противопоставлении и даже к отрицанию существования молодых платформ как особых самостоятельных структурных единиц земной коры. Различия в характере структур молодых и древних платформ, несомненно, существуют, однако они легко объяснимы разной историей развития этих крупных элементов земной коры и поэтому вовсе не свидетельствуют о принципиально различном характере тектонических движений. Некоторые структурные формы на древних и молодых платформах сходны. Специфические структурные формы могут иметь разную степень различия. Поэтому, сравнивая древние и молодые платформы Евразии и других континентов, можно расположить их в ряд с довольно последовательным изменением характера структурных форм — от древних (эпикарельских) через зрелые (эпибайкальские) до молодых (эпипалеозойских) и, возможно, юных (эпимезозойских). Крайние звенья этого ряда будут обладать наиболее резкими различиями. Все это говорит о том, что древние и молодые платформы относятся к одной категории крупных структур земной коры.

## Глава VII

### ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ ДЛЯ ПРОГНОЗА ПОИСКОВ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ИХ ЧЕХЛЕ И ФУНДАМЕНТЕ

Первостепенная роль тектоники в размещении различных полезных ископаемых общепризнана. Полезные ископаемые подчинены определенным формациям, а закономерности распределения последних во времени и пространстве контролируются в первую очередь тектоникой. Тектонический фактор, как правило, является решающим не только при выяснении общих закономерностей размещения полезных ископаемых, но и при определении более частных, локальных, зависимостей. В связи с этим при поисках любого полезного ископаемого изучение тектоники района, его геологической истории является первой и важнейшей задачей. Поэтому большинство прогнозных карт составляется на тектонической основе.

С породами чехла и фундамента молодых платформ связаны многие полезные ископаемые, прежде всего — нефть и газ. Подавляющее большинство нефтяных и газовых месторождений расположено в пределах платформенных областей. В последнее время в связи с более интенсивными исследованиями они обнаружены не только на древних, но и на молодых платформах, причем удельный вес последних в поисках и добыче нефти и газа с каждым годом все увеличивается<sup>1</sup>. На территории молодых платформ известны обширные области скоплений нефти и газа. Уникальные и крупные их месторождения обнаружены в Западной Сибири, Степном Мангышлаке, Бухаро-Хивинской области, Каракумах и Предкавказье. Более мелкие месторождения известны в Крыму, на Мизийском, Аквитанском, Парижском параплатоках и других районах.

Закономерностям размещения скоплений нефти и газа на молодых платформах посвящена большая литература (Бакиров, 1957, 1965; Брод, 1960; Буртшар, Машков, 1963; Геологические условия..., 1963, 1964; Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности..., 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Дикенштейн и др., 1965; Наливкин и др., 1965; Сверчков, 1965; Успенская, 1965, 1967; Атанасов, 1966; Бабаев, 1966; Закономерности размещения..., 1967; Условия формирования..., 1967; Федоров и др., 1968; и др.). Поэтому ниже рассматриваются лишь отдельные аспекты этой проблемы.

---

<sup>1</sup> В СССР к началу 1967 г. с молодыми платформами было связано свыше 25% разведанных запасов нефти и около 70% запасов газа (Н. А. Крылов, 1968 г.).

Признаки нефтегазоносности имеются на всех более или менее значительных участках распространения чехла молодых платформ. Следовательно, потенциально нефтегазоносными можно считать области всех плит, параплаксов, синеклиз, впадин, прогибов и т. д. Однако, как правило, зоны промышленного нефтегазонакопления связаны с крупными областями прогибания земной коры, т. е. с участками, обладающими достаточно мощным осадочным покровом. Поэтому для определения перспектив нефтегазоносности той или иной территории важное значение имеет глубина залегания фундамента, т. е. мощность платформенного чехла. Этот параметр учитывается в первую очередь при прогнозировании нефтегазоносности.

Анализируя структурную карту поверхности фундамента Туранской плиты с этой точки зрения, можно сделать вывод, что в целом перспективы нефтегазоносности эпигерцинской части плиты выше, чем ее эпикаледонской части, а в пределах последней определен интерес представляющий наиболее глубоко погруженные Сырдарьинская впадина и Чуйская синеклиза.

Если пометить все известные месторождения нефти и газа на различных структурных картах, построенных по разным горизонтам чехла, то будет видно, что они расположены или в пределах наиболее глубоких отрицательных структур, или на бортах последних, а также на различных положительных структурах, непосредственно с ними сопряженных. Весьма характерно, что самые богатые зоны нефтегазонакопления связаны с наиболее глубокими частями отрицательных структур. На основании анализа размещения месторождений нефти и газа на Скифской и Туранской плитах Н. А. Крылов (1968 г.) пришел к выводу о том, что от глубины прогибания зависит количество зон нефтегазонакопления на борту прогиба: чем глубже прогиб, тем в более высоких частях борта встречаются скопления нефти и газа.

Скопления нефти и газа связаны со структурами более мелкого порядка: локальными поднятиями — антиклинальными и брахиантиклинальными, куполами и структурными носами, расположенными в пределах разных крупных отрицательных структур (прогибов, впадин и т. д.), зон поднятий, мегантиклиналей, зон ступеней и др. Большое значение в размещении зон нефтегазонакопления имеют крупные разломы. Нередко наблюдается определенная приуроченность скоплений нефти и газа к локальным структурам, связанным с зонами крупных разломов.

При определении перспектив нефтегазоносности конкретных локальных структур существенное значение имеет анализ истории их формирования. Нефтегазоносными обычно являются те структуры, которые сформировались к моменту проникновения нефти и газа в слагающие их пласты. Структуры, возникшие позже, могут оказаться пустыми. Так, промышленные скопления газоконденсата, нефти и газа в нижнемеловых отложениях установлены в тех поднятиях «кряжа» Карпинского, которые сформировались к началу сантона и, наоборот, отсутствуют на более молодых структурах (Ворониц, 1967). При значительном переформировании нефтяных и газовых месторождений нефти и газ могут уйти из более древних поднятий, и в итоге их скопления окажутся заключенными в молодой структуре. Примером может служить Газлинское месторождение газа (Дикенштейн и др., 1959). Связь типов локальных структур и времени их формирования с распределением скоплений нефти и газа для Скифской и Туранской плит описаны в ряде работ (Геологические условия..., 1963, 1964; и др.). Интересные примеры влияния типов локальных структур, выделенных по совокупности ряда признаков (унаследованность, новообразованность, интенси́вность), на распределение и формирование месторождений нефти и газа привел В. С. Лазарев (Условия формирования..., 1967).

Для правильного прогнозирования нефтегазоносности большое значение имеет изучение связи тектонических форм с существующими в раз-

резах коллекторами и непроницаемыми крышками. Так, Н. А. Крыловым (1968 г.) для Бухаро-Хивинского, Южно-Мангышлакского и Восточно-Мангышского нефтегазоносных районов подмечена следующая особенность. В структурно наиболее глубоких участках промышленные скопления нефти и газа приурочены к юрским отложениям. В пределах тех же участков, но в относительно более высоко приподнятых поднятиях, а также в следующей структурно приподнятой зоне залежи нефти и газа встречаются как в юрских, так и в меловых отложениях. В самых высоких частях бортов прогибов или на сопряженных с ними положительных структурных элементах скопления нефти и газа имеются только в отложениях мела. Такая особенность размещения залежей нефти и газа в значительной мере связана с распространением регионально развитых крышек (соляная толща кимеридж-титона, глинисто-мергельная толща келловей-оксфорда и кимериджа). По мере подъема от глубоких частей прогибов к их бортам одновременно с общим уменьшением мощности всего платформенного чехла происходит сокращение мощности и фациальное замещение отложений с потерей свойств непроницаемых крышек.

В районе крупнейших месторождений нефти и газа на Южном Мангышлаке мощность основного промышленного объекта — юрских отложений — достигает 2 км, имеются хорошая верхнеюрская карбонатно-глинистая крышка мощностью 300—500 м и почти лишенные разрывов пологие простые антиклинали — Узеньская, Жетыбайская и др. Сравнительное изучение результатов поисковых работ на нефть и газ в западной части Туранской плиты показало, что отмеченные факторы являются здесь основными критериями перспектив нефтегазоносности. Только при одновременном существовании нефтесодержащих толщ больших мощностей, наличии непроницаемой крышки достаточной мощности и простых по морфологии локальных тектонических форм возникают условия, благоприятные для скоплений нефти и газа (Гарецкий, Шлезингер, 1966).

Анализ тектоники Северо-Восточного Устюрта и Северо-Западного Приаралья, распространения в разрезе палеогена коллекторов и непроницаемых крышек, гидрогеологических условий и других факторов позволил нам (И. С. Плещеев, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий) рекомендовать здесь проведение поисков газа. Выполненные трестом Актюбнефтеразведка геологопоисковые работы увенчались успехом: в отложениях эоцена было открыто Базайское газовое месторождение с запасами газа около 20 млрд. м<sup>3</sup> и ряд более мелких — Кызылойское и др. (Авров и др., 1965б; Булекбаев и др., 1966).

На молодых платформах еще крайне слабо изучены перспективы нефтегазоносности глубоко залегающих отложений нижнего структурного яруса чехла и пород метатеосинклинали и орогенного комплексов. Однако известная уже сейчас их нефтегазоносность, структурные и литологические их особенности свидетельствуют о том, что во многих районах они могут представлять определенный интерес в отношении поисков в них залежей нефти и газа.

В чехле молодых платформ расположен ряд крупных артезианских бассейнов, содержащих пресные, минеральные, горячие и перегретые воды. Значение первых в безводных пустынных условиях некоторых районов молодых платформ (Туранская плита и др.) неопценимо, вторые могут служить основой для создания лечебниц и курортов и, наконец, третьи представляют собой мощный источник энергии, обладающий огромными ресурсами и постоянной естественной возобновляемостью. Практически бесперспективными или очень слабоперспективными на получение этих вод могут рассматриваться районы щитов, парасписов, массивов и других выходов на поверхность фундамента. Перспективность обнаружения артезианских вод на молодых платформах прежде всего связана с размерами

площадей распространения чехла, с его мощностью и структурой. Наиболее благоприятные условия для образования артезианских бассейнов возникают в крупных синеклизах, прогибах, впадинах, мульдах, мегасинклиналях и синклиналях, выполненных мощными толщами терригенных отложений. Наиболее крупные артезианские бассейны Евразии приурочены к молодым платформам. К ним относятся Приаральско-Казылкумский, Каракумский, Чуйский, Западно-Сибирский, Зейско-Буреинский, Парижский и др. В этих бассейнах заключены колоссальные запасы пресных, минеральных и термальных вод, причем последние обычно нагреты до температуры 50—150°. Эти воды, как правило, являются самоизливающимися и характеризуются большими дебитами. Они вскрываются скважинами на глубинах до 1—2,5 км.

Большая роль изучения тектоники для определения залежей артезианских вод видна на примере Арало-Тургайской низменности, где они были открыты только при детальном выяснении тектонических особенностей ее строения.

До конца 30-х годов, т. е. до тех пор, пока существовало мнение о почти горизонтальном залегании слоев мезозоя и кайнозоя между Мугоджарами и Центральным Казахстаном, можно было предполагать, что здесь имеется единый артезианский бассейн. Результаты редких разведочных скважин на воду экстраполировались на всю территорию Арало-Тургайской низменности. Получение в них соленой и горько-соленой воды в свое время привело А. А. Козырева (1927), а позднее Б. К. Терлецкого (1932) к выводам о невозможности нахождения пресных артезианских вод как в пределах этой низменности, так и вообще в южной пустынной зоне Казахстана. Вся эта территория ими рассматривалась как бесперспективная для получения глубоко залегающих пресных вод и на картах обозначалась как содержащая только соленые артезианские воды.

Установление А. Л. Яншиным (1939, 1951) унаследованных дислокаций в Приаралье и на периферии Мугоджар позволило по-новому подойти к вопросу о водоносности этой обширной пустынной территории (Яншин, 1952). Обнаружение здесь ряда синклинальных структур, разделенных антиклиналями, свидетельствовало о существовании не единого артезианского бассейна, а ряда таких бассейнов.

Изучение этих дислокаций позволило выявить режим артезианских вод в различных бассейнах. Наряду с синклиналями, в которых артезианские горизонты лишены дренажа (Саксаульский бассейн) и поэтому засолены, были выявлены такие крупные бассейны, в которых мощные водоносные горизонты хорошо дренированы и содержат пресные артезианские воды (Челкарский и др.).

Новая оценка закономерностей размещения пресных артезианских вод позволила А. Л. Яншину сделать ряд теоретических прогнозов с рекомендацией конкретных точек для проведения бурения. Все эти прогнозы впоследствии подтвердились. В Чокусинской синклинали, к востоку от песков Малые Барсуки, были открыты пресные артезианские воды в песках основания саксаульской свиты верхнего эоцена. На участках к северо-востоку от ст. Чокусу и близ железорудного месторождения Кутанбулак они оказались фонтанирующими. На обширной площади Челкарского прогиба были обнаружены пресные и минеральные лечебные артезианские воды в альб-сеноманских песчаных отложениях. Наконец, в 1950 г. бурением был подтвержден прогноз А. Л. Яншина о существовании к юго-западу от Чушкакульской антиклинали обширного Донгузтауского артезианского бассейна с фонтанирующими пресными водами из песчаных отложений сеномана и верхнего альба.

В настоящее время на территории Арало-Тургайской низменности разведан ряд артезианских бассейнов (Челкарский, Донгузтауский, Приаральско-Кзылкумский, Тургайский и др.), воды которых с успехом при-

меняются в народном хозяйстве (Яншин, 1952; Сыдыков, Сотников, 1958; Ахмедсафин, Сыдыков, 1964; Сыдыков, 1966; и др.).

В чехле молодых платформ угленосные формации главным образом связаны с поздне триас-юрскими отложениями, выполняющими грабены, грабенообразные прогибы или впадины, и значительно реже — с более молодыми меловыми и третичными отложениями. Угли здесь большей частью бурые и в общем балансе угольных месторождений занимают довольно скромное место. Наиболее широко они развиты на севере Туранской и на Западно-Сибирской плитах (Челябинский грабен и др.). Для этих угленосных формаций характерно небольшое площадное распространение и быстро изменяющиеся от участка к участку мощности, подчиненные конседиментационному развитию более частных антиклиналей и синклиналей внутри грабенов (Крашенинников, 1967). Некоторые месторождения бурого угля приурочены к компенсационным синклиналям и мульдам, возникшим в третичных отложениях в связи с образованием соляных антиклиналей (Субгерцинская впадина).

Юрские, меловые и палеогеновые отложения молодых платформ содержат громадные запасы оолитовых железных руд. Такие месторождения на древних платформах отсутствуют. Наиболее распространенный тип месторождений оолитовых железных руд связан с прибрежно-морскими отложениями и, как правило, приурочен к прибортовым участкам плит, параплатосов, синеклиз, впадин и прогибов. Так, в окраинных районах Западно-Сибирской плиты в верхнемеловых отложениях обнаружен ряд крупных месторождений оолитовых железных руд — Колпашевское, Аятское, Мургайское и др. Аналогичное положение занимает Лотарингский железнорудный бассейн, связанный с юрскими отложениями прибортовой части Парижского параплатоса. К синклиналильным структурам в ряде случаев тяготеют своеобразные месторождения оолитовых железных руд речного и дельтового происхождения, причем на месторождениях Северного Приаралья тектонический план контролирует многие особенности их строения, в частности мощность залежей и качество руд (Формозова, 1959).

К крупным впадинам и прогибам молодых платформ в ряде случаев приурочены соленосные формации, с которыми связаны месторождения каменных и калийных солей. Эти месторождения, как правило, контролируются различными постседиментационными соляными структурами — валами, антиклиналями и куполами. С соляной антиклиналью связано знаменитое Штасфуртское месторождение калийных солей в Субгерцинской впадине.

К выходам фундамента на поверхность, т. е. к окраинам плит, параплатосов и впадин, тяготеют различные россыпные месторождения устойчивых при выветривании и переносе минералов — циркона, рутила, ильменита, алмазов и др. Внутри чехла они в целом приурочены к синклиналильным структурам.

Прослеживая под платформенным чехлом определенные тектонические зоны фундамента, которые в обнаженных выходах содержат месторождения того или иного полезного ископаемого, можно наметить перспективные участки для поисков того же ископаемого в их погребенных частях. В этом отношении большое значение имеет установленное для молодых платформ преимущественно унаследованное развитие структур их чехла. Изучая структурный план чехла, можно сделать определенные выводы о простираниях погребенных структур фундамента, о взаимоотношениях их между собой в плане и т. д. Первостепенную информацию о структурах фундамента дают различные геофизические исследования.

Удачные попытки использовать изучение тектоники чехла для суждения о структурах фундамента и на этом основании прогнозировать поиски полезных ископаемых предпринимались давно. Одно из наиболее ранних исследований подобного рода было предпринято еще Р. Годвин-Остенем

(Godwin-Azsten, 1846), который проследил унаследованные структуры северо-восточной части Франции через Ла-Манш в пределы Юго-Восточной Англии и на этом основании предсказал существование на ее территории погребенной полосы распространения угленосного карбона. Позднее его предсказания были подтверждены бурением, и в настоящее время Кентский бассейн в долине р. Темзы выше г. Лондона дает значительную часть добычи каменного угля в Англии.

Подобным же образом по простирацию и характеру структур чехла на востоке Парижского параплакса было установлено погребенное продолжение Саарского угольного бассейна в пределы Лотарингии (Pruvost, 1928; и др.).

Вдоль восточной границы осевой зоны Уральской складчатой системы известны крупные массивы ультрабазитов, к которым на Южном Урале приурочены крупнейшие месторождения хромитов и никеля. Подземное продолжение осевой зоны Урала может быть прослежено далеко на юг по наследующей ее в платформенном чехле Кокпектинской мегантиклинали. В погребенной части осевой зоны Урала, по данным геофизики и отчасти бурения, отмечается ряд ультрабазитовых массивов. Изучение всех этих материалов позволило нам (Гарецкий, Яншин, 1959) на широте южного окончания Мугоджар выделить крупнейший на Урале Кокпектинско-Давульский ультрабазитовый массив и рекомендовать его для поисков хромитовых и никелевых руд. Уже первые проведенные здесь относительно небольшие поисково-разведочные работы дали вполне обнадеживающие результаты (Коблов, 1961).

Приведенные здесь примеры достаточно убедительно показывают важность изучения тектоники молодых платформ для выявления новых минеральных ресурсов как в их чехле, так и в фундаменте.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ строения и развития молодых платформ Евразии позволил прийти к ряду основных выводов.

Молодые платформы — это крупные, исторически сложившиеся тектонические единицы материковой земной коры, которые характеризуются гетерогенным фундаментом каледонского и герцинского возраста основной складчатости и мезозойско-кайнозойским (иногда верхнепермским) чехлом и которые с одной или нескольких сторон ограничены более молодыми, чем возраст их фундамента, складчатыми областями.

В пределах Евразии расположены шесть молодых платформ — от таких крупнейших, как Центрально-Евразийская и Западно-Европейская, до небольших, как Апулийская. Если бы последняя со всех сторон была окружена Альпийской складчатой областью, то ее можно было бы считать срединным массивом. Только соприкосновение с различными тектоническими единицами земной коры позволяет рассматривать ее как самостоятельную платформу. Иберийская, Дунбейская и Катазиатская платформы по размерам занимают промежуточное положение между упомянутыми выше.

Изученность молодых платформ Евразии крайне неравномерна. Наиболее хорошо и равномерно по площади изучены Западно-Европейская платформа, Туранская и Скифская плиты Центрально-Евразийской платформы. Недостаточно информации имеется по тектонике Иберийской и Дунбейской платформ и плохо известно строение Катазиатской платформы.

Молодые платформы имеют достаточно определенные границы. Они граничат со следующими основными тектоническими единицами: древними платформами, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями, областями эпиплатформенного орогенеза и структурами с «океаническим» типом земной коры (глубоководными котловинами внутренних морей и океаническими плитами).

Как правило, границами молодых платформ служат крупные глубинные разломы. Поэтому молодые платформы характеризуются угловатыми очертаниями и на значительных протяжениях имеют прямолинейные границы.

Структурные комплексы фундамента молодых платформ чрезвычайно разнообразны. Под чехлом молодых платформ развиты каледонские складчатые области с зонами консолидации разного возраста, со слабо развитым складчатым орогенным комплексом и широко распространенными, различными по строению средне-верхнепалеозойскими метагеосинклинальными наложенными впадинами и унаследованными прогибами. Широко распространены герцинские складчатые области с линейными антиклинориями и синклинориями и изометричными массивами ранней

консолидации, с полно развитыми краевыми, периклинальными и внутренними прогибами, выполненными мощным складчатым орогенным комплексом, с широко распространенными метагеосинклинальными пермотриасовыми впадинами и прогибами, с киммерийскими складчатыми зонами в районах, прилегающих к Альпийской геосинклинальной области, со своеобразными позднепалеозойско-раннетриасовыми прогибами, а также с вулканогенными мезозойскими впадинами и прогибами тихоокеанского типа на востоке Азии. Для фундамента молодых платформ характерно очень широкое распространение орогенных и метагеосинклинальных комплексов. В разрезе древних платформ эти комплексы, как правило, отсутствуют, что скорее всего связано со спецификой докембрийского тектонического развития и длительностью поднятия фундамента после основной складчатости.

Платформенный чехол в разных районах палеозойд Евразии начал формироваться в разное время: на Западно-Европейской платформе — с поздней перми и триаса, в пределах Центрально-Евразиатской — с разных эпох триаса и юры, на Дунбейской — с мела. Важно подчеркнуть, что на территории одной Центрально-Евразиатской платформы в триасе шло одновременно в одних местах развитие еще геосинклинальных прогибов, в других — образование орогенных и метагеосинклинальных впадин и прогибов, а в третьих — уже формирование платформенного чехла. Устанавливается преемственность становления чехла молодых платформ от позднепалеозойской истории развития складчатых областей: чехол на молодых платформах преимущественно развит в тех областях палеозойд, которые в конце геосинклинального этапа не подверглись мощным орогенным процессам или в пределах которых наиболее широко распространены орогенные и метагеосинклинальные комплексы.

Среди формаций чехла молодых платформ преобладают автохтонные; аллохтонные появляются лишь по окраинам платформ, граничащим с более молодыми горными сооружениями и в более редких случаях — с древними платформами. В чехле молодых платформ обычно встречаются формации как морские (известняковые, известняково-доломитовые, песчого мела и мелоподобных мергелей, терригенно-карбонатные, терригенно-глауконитовые, септариевых глин, галогенные и др.), так и континентальные (пестроцветные каолиновые, песчано-глинистые полимиктовые, угленосные, красноцветные слабокарбонатные, зеленоцветные монтмориллонитовые глинистые, вулканогенно-терригенные, пресноводных известняков и др.). Эти формации характеризуются спокойным залеганием, широким распространением, выдержанностью по площади и, наоборот, быстрой сменяемостью по вертикали, неоднократной повторяемостью в разрезе, т. е. они являются настоящими платформенными формациями. По сравнению с древними платформами на молодых платформах большее значение имеют терригенные формации и меньшее — известняковые и известняково-доломитовые, даже в климатически благоприятных палеогеографических условиях. Отмечается увеличение полимиктовости состава терригенных формаций молодых платформ. И то, и другое связано с более высокой подвижностью и расчлененностью рельефа молодых платформ во время накопления осадочного чехла по сравнению с древними платформами.

Магматические породы (в основном эффузивы) в чехле молодых платформ приурочены главным образом к нижней его части (триас, реже юра и низы мела) и к верхам. В первом случае они имеют основной, реже кислый и средний состав, во втором, — как правило, базальтовый. Эффузивная деятельность в нижней части чехла связана с расколами фундамента, возникшими в результате процессов растяжения под влиянием сводообразных поднятий, а в верхах чехла — с общей активизацией тектонических движений в неогеновое и антропогеновое время на обширной территории к северу от фронта Альпийско-Гималайского орогена.

В чехле молодых платформ Евразии всюду могут быть намечены структурные ярусы, которые нередко разделяются на два или несколько подъярусов. В связи с некоторой асинхронностью развития границы между структурными ярусами и подъярусами могут изменяться даже в пределах отдельных платформ и плит. Моменты усиления тектонических движений (тектонические фазы) являются общими и в целом синхронными как для областей Альпийского складчатого пояса и эпиплатформенного орогенеза, так и соседних с ними районов молодых платформ. Непосредственное воздействие на районы молодых платформ соседних с ними и синхронных их чехлу геосинклинальных, складчатых поясов и областей эпиплатформенного орогенеза распространяется на расстояние 200—300 км. Первые вызывают формирование на молодых платформах зон окраинных опусканий и краевых прогибов, а вторые — образование выступов и гряд обнаженного фундамента и неоген-антропогенных впадин и прогибов.

На молодых платформах выделяются различные по форме и размерам основные структурные элементы. В областях выходов на поверхность пород фундамента расположены изометричные по форме щиты, парасписы, массивы, выступы и линейные хребты, кряжи и гряды. В областях развития пород чехла выделяются разнообразные структуры: изометричные плиты, параплакосы, синеклизы, впадины, мульды, седловины, своды и линейные прогибы, зоны прогибов, грабены, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, одиночные мегантиклинали, валы, зоны поднятий, поднятия, зоны окраинных опусканий, моноклинали, зоны ступеней. Эти крупные структуры осложнены различными более мелкими тектоническими формами: антиклиналями, синклиналями, брахиантиклиналям, брахисинклиналями, седловинами, структурными носами и заливами, куполами, мульдами, грабенами. В ряде районов развиты соляные структуры: валы, антиклинали, купола, синклинали, мульды и др. Многие основные типы структурных элементов молодых и древних платформ тождественны или очень близки (щиты, плиты и др.). В то же время на молодых платформах развиты свойственные только им крупные структуры (хребты, мегантиклинали и др.). Отличительной чертой общего облика структуры чехла молодых платформ является заметное преобладание линейных тектонических форм.

Соленосные формации, с которыми связаны соляные структуры на молодых платформах, принадлежат к следующим стратиграфическим подразделениям: верхнему девону — турне (Чуйская впадина), нижней перми (Чуйская впадина, Мизийский параплакос), верхней перми (Субгерцинская, Тюрингская впадины, Южно-Германский параплакос), верхнему триасу (Аквитанский и Каталонско-Кастильский параплакосы), верхней юре (юг Туранской плиты). Соляные структуры молодых платформ Евразии относятся к различным морфологическим типам и имеют разный генезис.

Разломы в строении и развитии молодых платформ играют большую роль. Основной структурный рисунок как молодых платформ, так и главных их тектонических элементов определяется сетью разломов. Краевые швы, ограничивающие молодые платформы, а также многие разломы внутри них относятся к категории глубинных и принадлежат к крупнейшим разломам, создающим основной структурный каркас материка Евразии. Вся территория молодых платформ разломами различного порядка разбита на блоки разных размеров. Среди многочисленных разломов имеются самые разнообразные по типу, происхождению, размерам, направлению, времени проявления и т. д. Важно отметить, что на молодых платформах развиты разломы сдвигового характера (Таласо-Ферганский, Эльбский, Жерленеский), отсутствующие на древних платформах.

Молодые платформы наряду с общностью многих черт их развития

разнообразны по строению, и каждая из них обладает индивидуальными особенностями. Достаточно вспомнить Западно-Европейскую платформу с широким развитием характерных для нее изометричных парасписов и параплаксов, более цельную «блюдообразную» Западно-Сибирскую плиту, сильно дифференцированную Туранскую плиту с исключительно большим набором различных типов структур, Скифскую — с широким развитием в ее фундаменте киммерийских прогибов, Дунбейскую — со своеобразными вулканогенными мезозойскими впадинами и прогибами тихоокеанского типа и т. д. Однако по главному признаку — соотношению структур чехла и фундамента — молодые платформы на основании преобладания в их чехле унаследованных или наложенных дислокаций могут быть разделены на два типа: с преобладающим унаследованным стилем строения и развития и с преобладающим наложенным характером строения. Подавляющее большинство молодых платформ относится к первому типу. Ко второму принадлежит лишь ряд районов Западно-Европейской платформы (Субгерцинская, Тюрингская, Гессенская впадины, Южно-Германский параплакос и др.) и Туранской плиты (Бешкентский прогиб). Крайний ряд унаследованного развития может быть назван североприаральским, а крайний ряд наложенного — саксонским. Для первого характерно широкое распространение структур копировки (таких, как мегантиклинали и мегасинклинали), а для второго — структур, связанных с разломами, секущими простираения структур фундамента. Наложённый тип строения возник на окраинах молодых платформ, поблизости от тех мест, где границы синхронных образованию их чехла геосинклинальных и складчатых поясов и областей эпиплатформенного орогенеза секут простираения палеозойских структур их фундамента.

Степень унаследованности структур чехла в значительной мере зависит от возраста складчатости фундамента. Наиболее унаследованные тектонические формы североприаральского типа (структуры копировки), как правило, развиты на тех участках платформ, фундамент которых пережил позднегерцинское складкообразование (в позднем палеозое или раннем мезозое). Развитие таких унаследованных дислокаций продолжается в течение 150—250 млн. лет.

Размах и интенсивность тектонических движений (т. е. их тектоническая активность) на молодых платформах зависят главным образом от возраста складчатости фундамента, а также от близости к мезозойским и кайнозойским складчатым областям и областям эпиплатформенного орогенеза. Чем моложе возраст складчатости фундамента, тем более резкие и с большей степенью унаследованности тектонические формы возникают в чехле, тем большие величины имеют размах и интенсивность тектонических движений.

В современных границах молодые платформы оформились не сразу. Они возникли в конце палеозоя — начале мезозоя, развивались, изменяли границы, и в последующем значительные их участки преобразовывались в другие тектонические элементы земной коры: мезозойские и кайнозойские геосинклинальные зоны, области эпиплатформенного орогенеза, глубоководные котловины морей и молодые океанические плиты.

Общая мощность земной коры молодых платформ в большинстве мест колеблется от 27 до 45 км, иногда достигая 50 км. Мощность платформенного чехла обычно варьирует от первых километров до 3—5 км, но местами достигает 7—8, даже 10—15 км. Мощность «гранитного» слоя 10—22 км, «базальтового» — 10—20 км. Глубинное строение земной коры молодых платформ довольно выдержано по площади.

По различному строению чехла и фундамента, разным типам структурных ограничений, характерности тектонического облика тектонотипом молодых платформ следует считать Центрально-Евразийскую, а тектонотипом молодых плит — Туранскую.

По типу слагающих чехол формаций, тектоническим структурам и общему стилю строения и развития молодые платформы из всех основных структурных элементов земной коры наиболее близки к древним платформам. И древние, и молодые платформы принадлежат к единой (платформенной) категории структур земной коры. Вместе с общим принципиальным сходством строения молодых и древних платформ между ними имеются существенные различия: преобладающий линейный характер общего рисунка структурного плана и геофизических полей на первых и преобладающий изометричный их характер на вторых; развитие некоторых линейных структур на молодых платформах (хребты, кряжи, гряды, зоны прогибов, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и др.), отсутствующих на древних, и, наоборот, отсутствие на них антеклиз, характерных для древних платформ; преимущественно унаследованный стиль строения и развития на молодых платформах и, наоборот, преимущественно наложенный — на древних; значительно большая общая интенсивность тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах, чем на древних и т. д. Отмеченные выше различия в строении молодых и древних платформ главным образом объясняются разной продолжительностью (относительно короткой у первых и огромной у вторых) перерыва между временем складчатости и временем начала формирования чехла.

Многие черты строения и развития молодых платформ, как это было видно, специфичны только для них, что говорит об эволюции однотипных структурных элементов в истории Земли. Поскольку эти отличия существенны, можно утверждать, что молодые платформы представляют собой самостоятельный тип основных структур земной коры.

Для молодых платформ, в связи с особенностями их тектоники и истории геологического развития, характерны многочисленные и крупные месторождения нефти, газа, оолитовых железных руд, а также других полезных ископаемых, распространение которых определяется структурными условиями.

В связи с неравномерной изученностью молодых платформ, относительно небольшим сроком систематического исследования их тектоники, недостаточным количеством фактического материала о строении глубоких горизонтов молодых платформ многие вопросы их строения и развития до сих пор остаются спорными и нерешенными.

Крайне неравномерна и в целом скудна информация о строении фундамента молодых платформ. Поэтому для большинства платформ нет более или менее однозначных схем строения их фундамента. Необходимо длительное систематическое накопление фактического материала. То же можно сказать и о глубинном строении земной коры молодых платформ в целом. Более половины территории палеозойд Евразии перекрыто платформенным чехлом, поэтому знание тектоники фундамента этих областей важно не только для решения различных вопросов их строения, но и для восстановления общей картины структурного плана палеозойд, выяснения закономерностей их строения, развития и типизации.

Несмотря на то, что изучение ряда киммерийских прогибов фундамента проводится уже давно, настоящая их систематизация, сравнительно-тектонический анализ пока еще только намечается. Большое значение имеет обнаружение в последнее время новых таких прогибов. Более полное и всестороннее установление их роли в строении фундамента молодых платформ и закономерностей их размещения — важная задача ближайшего времени.

Среди геологов идут большие споры по поводу тектонической принадлежности, классификации и строения так называемых переходных комплексов, заключенных между типичными геосинклинальными комплексами фундамента и типичным чехлом. Новый фактический материал об этих

толщах, в большом количестве имеющийся по областям развития чехла, и его сравнение с данными по обнаженным территориям помогут разрешить эти споры.

Границы молодых платформ в общих чертах ясны. Однако их характер во многом еще не раскрыт. Особенно мало сведений о сочленении молодых платформ с крупными тектоническими единицами дна морей и океанов. Не выяснены различные случаи сочленения молодых платформ и областей эпиплатформенного орогенеза. Большое как теоретическое, так и практическое значение имеет окончательное установление границ молодых и древних платформ в таких глубоко погруженных впадинах, как Польско-Германская, Прикаспийская, Северо-Устюртская и др.

Учение о формациях и связанных с ними полезных ископаемых на молодых платформах, по существу, еще только делает свои первые шаги. Нужна дальнейшая разработка классификации структур и разломов молодых платформ. Весьма интересны вопросы взаимоотношения тектонических движений на молодых платформах и соседних подвижных областях (складчатых и эпиплатформенных орогенных). Дальнейшего углубленного изучения требует проблема унаследованности и наложенности развития структур, которая имеет общий теоретический и практический интерес для тектоники и которая наилучшим образом может быть разрешена в первую очередь на фактическом материале по молодым платформам.

Только началось проводиться сравнение тектоники древних и молодых платформ как единого эволюционного ряда одной категории основных структурных элементов земной коры. В связи с этим весьма спорным является вопрос о том, к какой группе платформ — молодым или древним — следует относить «эпибайкальские» платформы. Здесь также нет единства взглядов. Одни геологи (Яншин, 1965а; и др.) относят их к молодым платформам, другие (Журавлев, 1966; и др.) — к древним. Действительно, «эпибайкальские» платформы в одних местах имеют черты, приближающие их к молодым платформам, а в других — к древним.

В Забайкалье байкалиды и древние каледониды по простиранию связаны постепенными переходами, и границу между ними провести очень трудно. Здесь же в их пределах развиты линейные эвгимнические структуры типа хребтов и кряжей, отсутствующие на настоящих древних (эпикарельских) платформах. Как на каледонидах, так и на байкалидах юга Сибири развиты средне-верхнепалеозойские впадины, выполненные метагеосинклинальным комплексом. На Тимане и Печорской впадине в платформенном чехле развита серия линейных резко выраженных структур, имеющих простирания, согласные с направлением гравитационных и магнитных аномалий. Подобные структуры не типичны для древних платформ.

Вместе с тем средне-верхнепалеозойские отложения Печорской впадины и западных окраин Сибирской платформы не образуют метагеосинклинальных комплексов, выполняющих наложенные впадины (как на каледонидах), а входят в состав собственно платформенного чехла. На территории Сибирской платформы как над байкалидами, так и над участками с более древним складчатым основанием в чехле развиты однотипные спокойные платформенные структуры. Возможно, что отмеченные особенности строения «эпибайкальских» платформ связаны с тем, что они занимают среднее положение в ряду древние — молодые платформы, и их следует отнести к платформам «зрелым».

Существуют разные точки зрения и по вопросу о том, имеется ли платформенный чехол в пределах мезозойской складчатой области востока Азии. Одни исследователи считают, что эта область находится еще в орогенной стадии развития, и платформенный чехол здесь отсутствует, другие рассматривают ее как территорию, вступившую на платформенный путь

развития, т. е. полагают, что на востоке Азии есть «эпимезозойская» платформа.

Для окончательного решения вопроса о месте «эпибайкальских» и «эпимезозойских» платформ в едином эволюционном ряду платформ необходимо специальное сравнительно-тектоническое исследование, объектами которого должны быть как типичные молодые и древние платформы, так и отмеченные выше тектонические структуры.

Сделанное в монографии описание тектоники молодых платформ как одного из основных типов тектонических структур земной коры позволит ближе подойти к разрешению важнейшей проблемы современной тектоники — к определению пространственных и хронологических закономерностей размещения и эволюции тектонического развития основных типов структур земной коры и установлению закономерностей распределения приуроченных к ним главнейших полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А.* 1968. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня.— Вестн. АН Каз. ССР, № 8.
- Авров В. П., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Шлезингер А. Е.* 1969. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы.— В кн. «Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований». Л., «Недра».
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е.* 1965а. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсоевлым отложениям.— *Геотектоника*, № 1.
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Игуменов В. М., Царев В. Я., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* 1965б. Новый газоносный район Приаралья.— Докл. АН СССР, 162, № 2.
- Айзберг Р. Е., Амурский Г. И.* 1966. Тектоника зоны сочленения Туранской плиты и эпиплатформенной орогенической области Юго-Западного Гиссара.— Труды ВНИГНИ, вып. 49.
- Айзберг Р. Е., Кокорина Л. К., Коц В. Г.* 1964. Погребенное продолжение мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— Сов. геол., № 11.
- Акрамходжаев А. М., Авазходжаев Х. Х., Валиев А. А., Айтходжаев С. С., Иногамов Х. Х., Жукова Е. А., Алимов К. А., Хачиева Л. С., Юлдашев Ж. Ю.* 1967. Особенности геологического строения, структурно-тектонические, фашиально-литологические, геохимические и химико-битуминологические предпосылки нефтегазоносности мезозойских отложений Устюрта. Ташкент.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова И. Е., Ибрагимова Э. С., Жукова Е. А.* 1962. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент.
- Аладатов Г. М.* 1964. Геологическое строение и нефтегазоносность северных районов Западного Предкавказья (Краснодарский край).— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 13.
- Аладатов Г. М.* 1966. Об условиях залегания нижнемеловых и подстилающих образований в пределах платформенной части Западного Предкавказья.— Труды Краснодарск. фил. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 17.
- Аладатов Г. М., Бедчер А. З., Никифоров Б. М., Столовицкий Б. М., Шарданов А. Н.* 1961. О границе палеозоя и мезозоя Ейско-Березанского района Скифской платформы.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 6.
- Аладатов Г. М., Дьяконов А. И., Горлов С. И.* 1970. Геологический разрез сверхглубокой скважины в Предкавказье.— Геол. нефти и газа, № 1.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С.* 1964. Литолого-стратиграфическая характеристика доальбских отложений северных районов Западного Предкавказья.— Труды Краснодарского фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 12.
- Аладатов Г. М., Жабрева П. С.* 1965. Триасовые и юрские отложения в платформенной части Западного Предкавказья.— В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносность Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука».
- Аладатов Г. М., Никифоров Б. М., Шиманский А. А.* 1962. О распространении докембрийских, палеозойских, триасовых и юрских отложений в Западном Предкавказье (Ейско-Березанский газоносный район).— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 10.
- Алексиев Б., Начев Ив., Хрисчев Хр., Чаталов Г., Янев Сл.* 1965а. Краткая характеристика литологических формаций палеозоя и мезозоя Балканской области.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. II, т. I. София.
- Алексиев Б., Начев Ив., Хрисчев Хр., Чаталов Г., Янев Сл.* 1965б. Формационные ряды и закономерности геологического развития Балканской области в палеозое

- и мезозое.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. II, т. I. София.
- Алексин А. Г.* 1966. Особенности геологического строения и условия формирования залежей газа и нефти Восточно-Кубанской нефтегазоносной области. М., Изд-во ВНИИОЭНГ.
- Альмела А., де Кастелло Бранко А.* 1964. Варисциды Иберийского полуострова.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Альмела А., Лосано Р. С.* 1959. Нефтепоисковые исследования в Испании.— В кн. «Материалы по геологии нефти», т. 2. (Международ. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н.* 1961. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад.
- Амурский Г. И., Тиунов К. В., Хариков Б. А., Шлезингер А. Е.* 1968. Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М., «Наука».
- Андреев Б. А.* 1965. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., «Недра».
- Андрусов Н. И.* 1911. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и Горного Мангышлака.— В кн. «Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей». (Труды Комисс. Моск. сель.-хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, серия I, т. 3). М.
- Аркелл В.* 1961. Юрские отложения земного шара. М., ИЛ.
- Арнольд В. Н.* 1963. К вопросу об оценке нефтегазоносности пермо-триасовых отложений Северной Туркмении.— В кн. «Геология и разведка газовых и газо-конденсатных месторождений». Науч.-техн. реф. сб. № 1. М. Изд-во Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та.
- Архангельский А. Д.* 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.— Пг., Госиздат.
- Архангельский А. Д.* 1926. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1—2.
- Архангельский А. Д.* 1928. Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор.— Вестн. Геол. ком., 3, № 2.
- Архангельский А. Д.* 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Л.— М., ГОНТИ.
- Архангельский А. Д.* 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М., Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В.* 1936. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* 1933. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В.* и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Архангельский Н. И.* 1955. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Архангельский Н. И.* 1960. Основные проблемы геологии мезозойских образований восточного склона Урала.— Труды Горно-геол. ун-та. Уральск. фил. АН СССР, вып. 96.
- Архангельский Н. И.* 1962а. Геотектонические основы поисков важнейших полезных ископаемых в мезозойских образованиях восточного склона Урала и Зауралья.— Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 63.
- Архангельский Н. И.* 1962б. Тектоника восточного склона Урала в пределах распространения мезозойских и палеогеновых отложений.— В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск.
- Архипов В. С., Полканова Л. П.* 1966. О дислоцированности пермо-триасовых отложений Устюрта.— Геотектоника, № 2.
- Астагова Т. В.* 1962. Новая стратиграфическая схема триасовых отложений Туаркыра.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Атанасов А.* 1966. Некоторые закономерности в распределении нефтяных и газовых залежей в Северной Болгарии.— Геол. нефти и газа, № 8.
- Атанасов А., Монахов И., Шиманов Ю.* 1965. Долнодыбникское газонефтяное месторождение.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. IV. София.
- Атанасов А., Бояджиев С., Богданов С., Иорданов М., Чешитев Г.* 1966. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1 : 200 000.— Геотектоника, № 6.
- Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. 1964. М., Изд-во ГУГК.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М.* 1968. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий.— В кн. «Орогенические пояса». (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».

- Азмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А.* 1967. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. Западный Узбекистан. Ташкент.
- Азмедсафин У. М., Сыдыков Ж.* 1964. Подземные моря Казахстана. Алма-Ата.
- Бабаев А. Г.* 1959. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент.
- Бабаев А. Г.* 1966. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., «Недра».
- Бабаев А. Г., Акрамходжаев А. М.* 1960. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Ташкент.
- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М., Каеш Ю. В., Кушников И. В., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Федотов Ю. А.* 1962. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана.— *Новости нефть и газ. геол.*, серия геол., № 3.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Кушников И. В.* 1963. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент.
- Бабаев А. Г., Федотов Ю. А.* 1960. К проблеме пермо-триаса Западного Узбекистана.— *Докл. АН Узб. ССР*, № 8.
- Бакиров А. А.* 1957. Геотектонические предпосылки для поисков новых крупных нефтегазоносных областей на территориях Среднеазиатских республик.— *Сов. геол.*, сб. 57.
- Бакиров А. А.* 1965. Главнейшие черты региональной тектоники Туранской плиты Средней Азии в связи с изучением закономерностей размещения на ее территории крупных нефтегазоносных областей.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П.* 1968а. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устьюрга.— *Сов. геол.*, № 2.
- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П.* 1968б. Использование орогенного комплекса формаций при геотектоническом районировании фундамента Туранской плиты.— В кн. «Орогенные пояса». (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Бакиров А. А., Князев В. С., Чарыгин А. М.* 1966. Современная структура доверхнепермского складчатого фундамента Туранской плиты.— *Сов. геол.*, № 4.
- Бакиров С. Б., Беляшов Д. Н., Шалабаев С. А.* 1968. Стратиграфия верхнего палеозоя Чуйской впадины.— В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана». Алма-Ата.
- Балавадзе Б. Е., Бураковский В. Е., Гаркаленко И. А.* и др. 1968. Тектоника области Черного и Азовского морей.— *Геотектоника*, № 4.
- Банчев А., Дачев Хр.* 1962. Основные черты на тектонский строеж на Югоизточна Добруджа по данни от геофизични проучвания.— В кн. «Приноси към геология на България», т. I. София.
- Безбородов Р. С., Брод И. О., Бунаков М. С.* и др. 1958. Геологическое строение и история геологического развития Восточного Предкавказья.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья». Л., Гостоптехиздат.
- Безруков П. Л.* 1934. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобола.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 12, вып. 2.
- Беликов Б. П., Лавров Н. П., Иванов И. Б.* 1964. О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— *Докл. АН СССР*, 158, № 2.
- Белов А. А.* 1965. Тектоническое развитие западной части Центрального Кавказа в конце герцинского и начале альпийского этапов.— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 40, вып. 4.
- Белоусов В. В.* 1948. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат.
- Белоусов В. В.* 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В.* 1960. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости).— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В.* 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, переработанное. М., Госгеолтехиздат.
- Беллевский Н. А.* 1969. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным).— *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 44, вып. 2.
- Берего Я. А.* 1963. Палеотектоника и перспективы нефтегазоносности Ейско-Березанского района.— *Труды МИНХИГП*, вып. 43.
- Бернштейн Г. А., Крусская Г. В.* 1963. Новые данные о тектонике южной части Призейской зоны погружений Зее-Буреинской впадины.— *Геол. и геофиз.*, № 3.
- Беспалов В. Ф.* 1956. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— *Сов. геол.*, сб. 52.
- Блюменцвайг В. И.* 1961. Некоторые данные о строении Амура-Зейской депрессии по результатам геофизических исследований.— В кн. «Геофизические работы при решении геологических задач в Восточной Сибири». М., Гостоптехиздат.
- Бобринский В. М.* 1964а. К петрографии магматических пород Нижнего Припутья Молдавской ССР.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии». Кишинев.
- Бобринский В. М.* 1964б. Материалы по петрографии метаморфизованного осадочного

- комплекса погребенного склона Добруджи (Нижнее Припрутье Молдавской ССР).— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии». Кишинев.
- Богаец А. Т., Захарчук С. М., Плахотный Л. Г.** 1965. Место Тарханкутского полуострова в геоструктуре Равнинного Крыма и характер его складчатости.— В кн. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений». Киев.
- Богаец А. Т., Орлова-Турчина Г. И., Проснякова Л. В., Самарская Е. В., Черняк Н. И.** 1967. Новые данные об альпийских отложениях центральной и западной частей Равнинного Крыма.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины». Киев.
- Богаец А. Т., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.** 1966. О некоторых чертах геологического развития Равнинного Крыма и Северного Присивашья в раннемеловое время.— Геол. сб., № 10.
- Богданов А. А.** 1954. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геол., сб. 41.
- Богданов А. А.** 1958. О геологии Лангедока и Восточных Пиренеев.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 2.
- Богданов А. А.** 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
- Богданов А. А.** 1961. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 5.
- Богданов А. А.** 1962. О выделении эпох складчатости и развитие геосинклинальных систем Европы.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 2.
- Богданов А. А.** 1963. О термине «структурный этаж».— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 1.
- Богданов А. А.** 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).— Сов. геол., № 9.
- Богданов А. А.** 1968. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы.— Вестн. МГУ, IV серия, геол., № 5.
- Богданов А. А., Кельбель Г., Зноско Е.** 1964. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 3.
- Богданов Ст., Христова Ст.** 1965. Тектоника неогенового комплекса в Северо-Западной Болгарии и прилегающего района Южной Румынии.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. VI. София.
- Боголепов К. В.** 1961. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат.
- Боголепов К. В.** 1967. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука».
- Боков П.** 1968. Някои съображения относено мястото на Ломската депресия всред геоструктурните области.— Списание Бълг. геол. д-во, 29, кн. I.
- Бокун В. В., Бокун Р. А., Головинский В. И., Гольмиток А. Л.** 1966. Некоторые черты строения мезо-кайнозойского чехла северо-западной части Черного моря.— В кн. «Строение Черноморской впадины». М., «Наука».
- Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Шаповалов М. С.** 1967. Вулкано-кластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Боннар Е., Дебурль А., Глаушек Г., Мишель П., Перебаскин В., Шеффлер И., Серони-Вивьен Р., Вильо М.** 1961. Аквитанский бассейн в Юго-Западной Франции. В кн. «Распространение нефти». М., Гостоптехиздат.
- Бончев Е.** 1946. Основи на тектониката на България.— В кн. «Основи на геологията на България». София.
- Бончев Е.** 1955. Геология на България, ч. I. София.
- Бончев Е.** 1957. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 6.
- Бончев Е.** 1965. Общая геологическая обстановка.— В кн. «Путеводитель экскурсий. А. Карпато-Балканская геол. асоц. 7-го конгр.». София.
- Бончев Е., Карагулева Ю.** 1962. Въпроси на тектониката на Предбалкана.— Изв. на Геол. ин-та на Българск. Акад. наук, кн. X.
- Борисов А. А.** 1944. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Борисов А. А.** 1960. О методике и результатах работ по составлению структурной карты Туркмении по геофизическим данным.— Прикл. геофиз., вып. 24.
- Борисов А. А.** 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра».
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Семенович В. В.** 1960. Очерки геологического строения и нефтегазоносность Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Борисов А. А., Косыгин Ю. А.** 1961. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Борисов А. А., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.** 1963. О границе разновозрастных платформ в Северном Каспии.— Докл. АН СССР, 148, № 4.

- Борисов А. А., Гыманов В. М.* 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 133, № 6.
- Борисов О. М.* 1964. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., № 2.
- Борисяк А. А.* 1923. Геологический очерк Сибири. Пг.
- Бородин Б. П., Гуров В. Н., Млотэк В. И., Тальвирский Д. Б.* 1968. Новые данные о тектонике севера Красноярского края в пределах левого бережья р. Енисей.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Бочкарев В. С.* 1962. Тектоника Челябинского угленосного бассейна и проблема его нефтеносности.— Труды Ин-та геол. Уралск. фил. АН СССР, вып. 63.
- Бочкарев В. С.* 1964. О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий восточного склона Урала и Зауралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Бочкарев В. С., Погорелов Б. С.* 1968. Новые данные о возрасте складчатого фундамента центральных районов Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 179, № 3.
- Бочкарев В. С., Ягофарова Ф. З.* 1968. Новые данные о возрасте складчатого фундамента в районе широтного Приобья Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 181, № 3.
- Бояджиев Ст.* 1964. Върхув взаимоотношения на висококристаллинния покъл и диабазфилитонидната формация.— В кн. «Сборник в чест на академик Йовчо Смилов Йовчев». София.
- Боякова В. Д., Юкляевских В. В.* 1967. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Челябинского бурогоугольного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Боярских Г. К., Карагодин Ю. Н., Ростовцев И. Н., Рудкевич М. Я., Смирнов В. Г.* Тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 1.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* 1970. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М., «Недра».
- Брод И. О.* 1960. Об известных и возможных нефтегазоносных бассейнах Средней Азии.— Новости нефт. техн., геол., № 11.
- Броневой В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г.* 1969. Жерлепеская зона разломов в Северном Приарале.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 2.
- Бубнов С. Н.* 1935. Геология Европы. Внеальпийская Западная Европа, ч. I. Каледониды и варисциды. Л.— М., ОНТИ.
- Бубнов С. Н.* 1960. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ.
- Будай Т., Кодым О. (ст.), Магель М., Машка М., Матейка А., Свобода Й., Зоубек В.* 1963. Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ.
- Будуров К.* 1961. Конодонти от девона на Североизточна България.— Списание Бълг. геол. д-во, т. 32, кн. 3.
- Будуров К., Връблянски Б.* 1964. Конодонти от профила на триаса при махала Антова (с. Трекляно) Кюстендилско.— В кн. «Сборник в чест на академик Йовчо Смилов Йовчев». София.
- Бузинова В. М., Гарханов М. И.* 1968. Новые данные об отложениях промежуточного комплекса на северном склоне Прикумского поднятия.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 2.
- Булекбаев З. Е., Ганелина Р. А., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Шлезингер А. Е.* 1967. Каменноугольные и нижнепермские отложения восточной прибортовой части Прикаспийской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 6.
- Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Тореханов И., Царев В. Я., Шлезингер А. Е.* 1966. Тектоника и газоносность Аяккумско-Устюртской зоны поднятий.— Геол. нефти и газа, № 9.
- Булин Н. К.* 1965. Строение земной коры в Турмении по сейсмологическим данным.— Сов. геол., № 12.
- Булин Н. К., Сыгин Ю. И.* 1960. Опыт применения сейсмологических исследований для изучения строения земной коры на территории Туркмении.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 42, вып. 1.
- Булынникова А. А., Резанов А. Н., Пучкина В. В., Стороженко Н. П.* 1968. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, вып. 41.
- Бунина М. В.* 1957. Тургайский (Убаганский) бурогоугольный бассейн.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 7.
- Бурдина О. В., Сигов А. П., Шуб В. С.* 1956. Кайнотипные эффузивы Челябинска.— Докл. АН СССР, 106, № 1.
- Буров Ю. П.* 1965. Перидотитовые включения и бомбы в трахибазальтах вулкана Сверре на Западном Шпицбергене.— В сб. «Материалы по геологии Шпицбергена». Л.
- Буртман В. С.* 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань).— Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В.* 1963. Горизонтальные

- перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Труды ГИН, вып. 80.
- Бурштар М. С.* 1960. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. М., Гостоптехиздат.
- Бурштар М. С., Арбагов А. А., Банковский С. Ю.* и др. 1969. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма.— Труды ВНИГНИ, вып. 69.
- Бурштар М. С., Бизничаев А. Д., Гасангусейнов Г. Г., Знаменский В. А.* и др. 1966. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., «Недра».
- Бурштар М. С., Волхонина Е. С., Гурова А. Д., Чернобров В. С.* 1968. Тектоника и вулканический магматизм Прикумского района Восточного Предкавказья.— Сб. материалов науч.-техн. сов. по глубокому бурению, вып. 11. М., «Недра».
- Бурштар М. С., Машков И. В.* 1963. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа (на примере Предкавказья и Степного Крыма). М., Гостоптехиздат.
- Быков Р. И., Мальцева А. К., Туранов В. А.* 1962. Перспективы нефтегазоносности юрских отложений Западного Узбекистана и смежных районов.— Сов. геол., № 5.
- Быкова М. С.* 1960. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата.
- Варенцов М. И., Дитмар В. И., Ли А. Б., Шмакова Е. И.* 1964. О возрасте каменной соли в диапировых структурах Чу-Сарысуйской впадины.— Докл. АН СССР, 159, № 2.
- Варенцов М. И., Дорошко С. М., Куренков Н. Т.* 1960. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Зей-Бурейнской впадины.— Геол. и геофиз., № 10.
- Варенцов М. И., Дорошко С. М., Куренков Н. Т.* 1962. Сравнительная характеристика тектоники и истории геологического развития Зей-Бурейнской и других мезокайнозойских впадин Советского Дальнего Востока и сопредельных областей Китайской Народной Республики.— В кн. «Вопросы тектоники нефтеносных областей». М., Изд-во АН СССР.
- Варенцов М. И., Левенко А. И.* 1963. О пермо-триасе Туранской плиты.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
- Васильев В. Г.* 1946. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. М., Гостоптехиздат.
- Васильев В. Г., Вебер В. Т., Мандельбаум М. М.* 1957. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Зей-Амурского междуречья.— Геол. нефти, № 7.
- Вебер В. Т.* 1960. О геологическом строении междуречья Амур-Зей.— Сов. геол., № 11.
- Вергилов В., Венева Р.* 1960. Диабазовые скалы от сондажа при с. Хитрино, Коларовградско.— Изв. на Геол. Ин-т «Страшимир Димитров», кн. 8.
- Верзилин Н. Н.* 1968. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге.— В кн. «Вопросы региональной геологии». Изд-во ЛГУ.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н.* 1958. Тяньшанская складчатая область.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника». М., Госгеолтехиздат.
- Винюков В. Н.* 1963. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды ВНИГРИ, вып. 218.
- Володарский Р. Ф.* 1962. Структурно-тектоническая схема Амурско-Зейской депрессии по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5.
- Волонин В. С., Лишевский Э. Н., Степанов П. П.* 1964. Глубинное строение Зейско-Бурейнской депрессии по геолого-геофизическим данным.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, № 7.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.* 1964. Структура поверхности фундамента Туранской плиты. Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 6.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.* 1965. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты.— Сов. геол., № 7.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.* 1966. Тектоника Туранской плиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. 165.
- Вопросы геологии и нефтегазоносности Краснодарского края. 1966.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 17.
- Воронин Н. И.* 1967. Особенности формирования локальных поднятий южного склона кряжа Карпинского.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Воскобойников М. Е.* 1957. О времени установления платформенного режима в Восточном Приаралье.— Докл. АН СССР, 113, № 1.
- Габриелянц Г. А.* 1965. Геология и газоносность Центральных Каракумов. М., «Недра».
- Ганев М., Стефанов Ст., Чаталов Г.* 1965. Основы на стратиграфията и петрографията на триаса в Тетевенския антиклинорий.— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 5.
- Гарецкий Р. Г.* 1957. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 6.
- Гарецкий Р. Г.* 1962. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, вып. 60.

- Гарецкий Р. Г.* 1964. Тектоника Туранской плиты.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4).— М., «Наука».
- Гарецкий Р. Г.* 1968. О южной границе Мизийской плиты (Болгария).— Докл. АН СССР, 179, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Колесников Е. М., Муравьев В. И., Шлезингер А. Е.* 1965. Об абсолютном возрасте складчатости фундамента Центрального Устюрта.— Докл. АН СССР, 160, № 3.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Щербович С. Ф.* 1963. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Южного периклинального прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Шлезингер А. Е., Флоренский П. В.* 1964. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций).— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* 1963. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты (анализ строения поверхности меловых отложений).— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е.* 1966. Некоторые черты глубинной тектоники Устюрта в связи с перспективами нефтегазоносности.— Труды ВНИГНИ, вып. 49.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л.* 1961. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума.— Сов. геол., № 12.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* 1965. Типы структур молодых платформ.— Геотектоника, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И.* 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, вып. 44.
- Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л.* 1966. Среднеплиоценовые эрозийные долины и соляная тектоника Юго-Восточной Туркмении.— В кн. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур», ч. 2. Киев.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* 1959. Кокпектинский погребенный ультраосновной массив к югу от Мугоджар.— Разведка и охрана недр, № 7.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* 1966. Чехол молодых платформ.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
- Гаркаленко И. А., Богаевский Л. Г., Безверхов Б. Д.* 1964. Некоторые данные о геологическом строении северо-западной части Черного моря.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 8(10).
- Гарро Б.* 1959. Месторождение Паренти.— В кн. «Материалы по геологии нефти», т. 2. (Международ. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
- Гарьковец В. Г.* 1964. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— Сов. геол., № 11.
- Гарьковец В. Г.* 1967. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана.— Сов. геол., № 11.
- Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. 1967. Новосибирск.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия. Под ред. А. А. Бакирова. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. II. Предкавказье. Под ред. А. А. Бакирова. 1964. М., «Недра».
- Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. 1970. М., «Наука».
- Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. 1965.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 1.
- Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. 1963.— Труды ВНИГРИ, вып. 218.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н. Н. Ростовцева. 1958. М., Госгеолтехиздат.
- Геологическое строение и прогноз нефтегазоносности севера Западной Сибири. Под ред. Н. Г. Чочиа. 1968. Л., «Недра».
- Геологическое строение Тургайского прогиба. 1961.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 53.
- Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. 1964. М., «Недра».
- Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья. 1965. М., «Недра».
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. 1958. Л., Гостоптехиздат.
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. 1963. Новосибирск.
- Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. 1963. М., Гостоптехиздат.

- Геология и нефтегазоносность юга СССР. Прикарабогазье. 1964. Л., «Недра».
- Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты. 1967.— Труды СНИИГГИМС, вып. 65.
- Геология и перспективы нефтегазоносности Тургайского прогиба. 1964. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XLIV. Западно-Сибирская низменность, ч. I. Геологическое описание. 1964. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XIV. Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области), ч. I. Геологическое описание. 1967. М., «Недра».
- Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. I. Геологическое описание. 1968. М., «Недра».
- Геология СССР, т. VIII. Крым, ч. I. Геологическое описание. 1969. М., «Недра».
- Гертнер Г.-Р. фон. 1964. Платформенный чехол в пределах Федеративной Республики Германии.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Гертнер Г.-Р. фон, Вагцауер А. 1964. Среднеевропейские варискиды.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Глазунова А. В. 1964. Структурно-фациальные зоны палеозойского фундамента на территории Туркмении (по геофизическим данным).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 105.
- Глазунова А. В., Голуб Д. П., Макарова З. А. 1961. Некоторые вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных для изучения глубинного строения территории запада Средней Азии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 46, вып. 2.
- Гогель Ж. 1964. Области развития осадочных нескладчатых толщ во Франции.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Годин Ю. Н. 1957. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований.— В кн. «Геология СССР, т. XXII. Туркменская ССР, ч. I. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
- Годин Ю. Н. 1961. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Ашхабад.
- Годин Ю. Н. 1962. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг.— В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. 1958. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР (к проблеме нефтегазоносности западных областей Средней Азии).— Сов. геол., № 1.
- Годин Ю. Н., Сытин Ю. И. 1961. О методике построения и основных чертах строения поверхности доюрского фундамента в пределах закрытой территории западной части Средней Азии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 46, вып. 2.
- Голуб Д. П. 1964. О строении палеозойского фундамента Приаралья.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 105а.
- Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. 1966. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины.— В кн. «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука».
- Горбачев И. Ф., Петухов А. В., Тимофеев А. А. 1965. К вопросу о геологическом строении Зее-Буринской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 5.
- Горский И. И. 1961. Нижнемезозойские тектонические движения в южной части Магнитогорского синклизория.— В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Л., Изд-во АН СССР.
- Горский И. И., Леоненко Н. И. 1958. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского прогиба.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 8.
- Грачев Р. И. 1959. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия.— Труды ВНИГРИ, вып. 131.
- Грачев Ю. Н., Дезнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасова К. А., Сосновская А. В. 1960. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита.— В кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел 2». (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., Госгеолтехиздат.
- Грешнер С. Г., Бачин А. П., Иванов О. Д. 1963. Основные черты геологического строения домезозойского фундамента Мугуджар.— Сов. геол., № 11.
- Григоров Б. М. 1961. Магнитное поле в НР България.— Изв. Геофиз. ин-т Бълг. АН, 2.
- Гринберг И. Г. 1964. Новые данные о нижнеюрских отложениях Северного Устюрта.— Сов. геол., № 7.
- Гринберг И. Г., Димаков А. Г. 1968. Допермское основание на Мангышлаке и Устюрте.— Сов. геол., № 10.
- Губкин И. М. 1943. Обзор геологических образований Таманского полуострова.— Изв. Геол. ком., 22, № 8.
- Гурари Ф. Г. 1959. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л., Гостоптехиздат.
- Гурари Ф. Г., Куликов П. К., Ровнин Л. И., Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я. 1964. Геологическое строение Западно-Сибирской низменности в свете современных геолого-геофизических данных.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».

- Гурова Т. И., Казаринов В. И.* 1962. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат.
- Даннинг Ф. У.* 1964. Британские острова.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Даражчиев Ш., Атанасов Ант., Йорданов М.* 1963. Главные черты тектонического строения Северо-Восточной Болгарии.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация. Съезд 5-ый. Науч. сообщения, т. IV. Тектоника». Бухарест.
- Дачев Хр.* 1965. Основные черты геологического строения центральной части Северной Болгарии по данным геофизических исследований.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация. Конгресс 7-ой. Доклады», ч. VI. София.
- Дачев Хр., Добрев Т.* 1959. Новые методически и геоложки результаты от исследования на дѣлбочиния тектонски строен на Причерноморската част на Южна Добруджа с помощта на КМПВ.— Годишник на Минно-геол. ин-т, 5, ч. 3.
- Дворкин З. П.* 1961. Газоносность палеозойских отложений Ейско-Березанского района Скифской платформы.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 6.
- Дворкин З. П., Хелькевист В. Г., Чазмахчев В. А.* 1961. Новые данные о геологическом строении Ейско-Березанского газоносного района.— Новости нефт. техн., геол., № 8.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. П., Соколов В. Н., Шаблинская Н. В.* 1962. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных.— Сов. геол., № 7.
- Дикенштейн Г. Х., Аржеский Г. А., Габриэлянц Г. А.* и др. 1965. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. М., «Недра».
- Дикенштейн Г. Х., Безносос Н. В., Каменецкий А. Е., Голубничая А. Е., Загоруйко В. А., Ослоновский А. И., Снегирева О. В., Хелькевист В. Г., Шуцкая Е. К.* 1958. Геология и нефтегазоносность Степного и Предгорного Крыма. М., Гостоптехиздат.
- Дикенштейн Г. Х., Габриэлянц Г. А., Калугин П. И., Кравченко Н. Е., Машрыков К. К., Семенович В. В., Смирнов Л. Н.* 1964. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Зайдельсон М. И.* и др. 1959. Газлинское газонефтяное месторождение. М., Гостоптехиздат.
- Дикенштейн Г. Х., Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Соколова Е. А.* 1964. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Западно-Чуйской (Чу-Сарысуйской) впадины.— Труды ВНИГНИ, вып. 39.
- Дикенштейн Г. Х., Полканова Л. Н.* 1966. О возрасте и структурных этапах фундамента Устюрта и Южного Приаралья.— Геотектоника, № 5.
- Дикенштейн Г. Х., Шебуева И. Н., Барзатная И. Н.* 1964. О крупном перерыве на границе юрского и мелового периодов в Центральных Каракумах.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Дитмар В. И.* 1966. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. М., «Наука».
- Дитмар В. И., Ли А. Б., Цирельсон Б. С.* 1966. Новые данные о возрасте складчатого фундамента Кызылкумской впадины.— Докл. АН СССР, 168, № 4.
- Дитмар В. И., Тихомиров В. И.* 1964. Пермские галогенные отложения юго-западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 158, № 5.
- Дмитров Л.* 1959. Тектоника на Североизточна България в светината на гравиметричните проучвания.— Изв. на Геол. ин-та на Българск. АН, кн. VII.
- Днепров В. С.* 1962. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устюрта.— Труды ВНИГРИ, вып. 194.
- Добрев Т. Б.* 1966. Структура фундамента Мизийской платформы на территории Болгарии.— Сов. геол., № 11.
- Добрев Т., Богданов Ст.* 1958. Някои особености на сеизмогеоложните условия в Североизточна България и резултати от опитното прилагане на рационални сеизмични способи на проучвам.— Минно дело, кн. 2.
- Добрев Т., Пищалов С.* 1963а. Глубинное строение земной коры Болгарии по региональным гравиметрическим данным.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 2.
- Добрев Т., Пищалов С.* 1963б. Комплексная геологическая интерпретация гравиметрических и сейсмических данных на территории Болгарии.— Вестн. МГУ, серия IV, геол., № 4.
- Добрев Т. Б., Щужин Ю. К.* 1967. Исследования земной коры и природа сейсмичности Карпато-Балканского региона.— Сов. геол., № 5.
- Доленко Г. Н., Парыляк А. И., Копач И. П.* 1967. Структурно-тектонические этажи нефтегазоносности Крымской нефтегазоносной провинции.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины». Киев.
- Дубинский А. Я.* 1951. К вопросу о тектонике северных частей Донбасса.— Докл. АН СССР, 80, № 5.
- Дубинский А. Я.* 1956. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна.— Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14.

- Дубинский А. Я.* 1959. Об унаследованных структурах восточного Донбасса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
- Дубинский А. Я.* 1960. Нижнепермские карбонатные отложения Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 133, № 6.
- Дубинский А. Я.* 1961. Карбон складчатого основания Западного Прикаспия и Предкавказья.— Сов. геол., № 8.
- Дубинский А. Я.* 1962. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое.— Сов. геол., № 6.
- Дубинский А. Я.* 1963. Верхнепалеозойские отложения восточного продолжения Донецкого бассейна и Предкавказья.— В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I. М., Госгеолтехиздат.
- Дубинский А. Я., Варданянц Л. А.* 1961. Складчатый фундамент Ясенско-Ленинградской антиклинальной полосы в Северо-Западном Предкавказье.— Докл. АН СССР, 136, № 2.
- Дубинский А. Я., Дюков А. И.* 1964. К вопросу о северном обрамлении Донецкого авлакогена.— Сов. геол., № 5.
- Дубинский А. Я., Маценко Н. Н.* 1965. Вулканогенно-осадочная толща основания осадочного покрова восточной части Скифской плиты.— Сов. геол., № 8.
- Думитреску И.* 1964. Румыния.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Егоян В. Л.* 1965. О некоторых особенностях строения окраинных областей платформ.— В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазовосности Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука».
- Егоян В. Л., Ермаков В. П., Кийко К. И.* 1961. Об открытии морского верхнего триаса в Ейско-Березанском районе Юго-Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 138, № 6.
- Егупов С. В.* 1966. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления.— В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». М., «Наука».
- Енчева М., Кънчев Ил.* 1961 (1962). Стратиграфски и фаунистични изследвания на горния триас от околностите на гр. Котел.— Годишник Упр. геол. проуч., отд. А, 12.
- Ермаков Ю. Г.* 1968. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, № 3.
- Жабров И. П.* 1962. Некоторые вопросы истории геологического развития Предкавказья в мезо-кайнозое.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 10.
- Железнова А. П.* 1964. Новые данные по геологическому строению Зее-Буреинской впадины и дальнейшее направление поисковых работ на нефть и газ.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 3.
- Жинью М.* 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
- Журавлев В. С.* 1960. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 42.
- Журавлев В. С.* 1964. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Журавлев В. С.* 1966. Чехол древних платформ.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
- Зайцев Н. С.* 1940. О строении Сарысуйских куполов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Зайцев Н. С.* 1946. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Зайцев Н. С.* 1963. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Зайцев Н. С.* 1966. Средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
- Закономерности размещения и условия формирования нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской низменности. 1967. М., «Недра».
- Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. 1962. Свердловск.
- Замаренов А. К.* 1962. Верхний палеозой Актюбинского Приуралья. Алма-Ата.
- Затаров С. А.* 1958. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН Тадж. ССР, 95.
- Затарчук С. М., Плахотный Л. Г.* 1961. Перспективы нефтегазовосности майкопских отложений Крыма и Северного Присивашья.— В кн. «Геология и нефтегазовосность Причерноморской впадины». Киев.
- Иногамов Х. Х., Докунихин В. Ф., Жданов Л. Я., Таишходжаев Д. А.* 1968. Особенности строения юрского подсолевого комплекса Бешкентского прогиба.— Узб. геол. ж., № 2.
- Ишугин В. В., Колобаева В. В., Лобачева Л. П., Плохих О. И.* 1968. Глубинное геологическое строение Восточного Устюрта (по данным сейсмических исследований КМПВ).— Сов. геол., № 7.

- Иовчев И.* 1965. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. София.
- Иовчев И., Балуховски Н. Ф.* 1961. Полезные ископаемые на НР България. Нефть и газ София.
- Казаков М. П.* 1962. Основные черты тектоники Предкавказья и южной окраины Русской платформы.— Труды МИНХИГП, вып. 36.
- Казаринов В. П.* 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат.
- Калинин Н. А.* 1963. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устюрт).— Труды ВНИГРИ, вып. 218.
- Каменецкий А. Е.* 1963. Тектоника Равнинного Крыма.— Труды ВНИГНИ, вып. 38.
- Каратаев Г. И.* 1960. Строение земной коры в Западной Сибири по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., № 11.
- Карева Е. А.* 1958. Схема стратиграфии южной части Челябинского бурогоугольного бассейна.— Труды ВНИГРИ, вып. 126, геол. сб. 3.
- Карева Е. А.* 1967. Геологическая история и вопросы перспектив нефтеносности триасово-нижнелейасовых образований Западно-Сибирской плиты.— В кн. «Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа». М., «Недра».
- Карпинский А. П.* 1919. К тектонике Европейской России.— Изв. Акад. наук, 6 серия, 13, № 12—15.
- Касаткин Д. П.* 1960. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 1.
- Кассин Н. Г.* 1937. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин.— Проблемы сов. геол., № 7.
- Кастерас М.* 1964. Пиреней.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Кёльбель Г.* 1964. Строение фундамента Польско-Германской низменности.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Кизевальтер Д. С.* 1960. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— В кн. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». М., Госгеолтехиздат.
- Кизевальтер Д. С.* 1967. К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья.— Докл. АН СССР, 175, № 4.
- Кинг Л.* 1967. Морфология Земли. М., «Прогресс».
- Кириухин Л. Г.* 1968. Структура платформенного чехла и перспективы нефтегазоносности Северного Приаралья.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Клейнер Ю. М.* 1958. Новые данные о плиоцене прибрежной части Степного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 123, № 2.
- Клейнер Ю. М.* 1965. Последние этапы тектонической истории Устюрта и Южно-Мангышлакского плато.— Докл. АН СССР, 160, № 6.
- Клушин И. Г.* 1968. Комплексное применение геофизических методов для решения геологических задач. Л., «Недра».
- Князев В. С., Крылов А. Я., Силин Ю. И., Шнип О. А.* 1963. Новые данные о возрасте пород фундамента запада Средней Азии.— Докл. АН СССР, 48, № 3.
- Князев В. С., Крылов А. Я., Силин Ю. И., Чарыгин А. М., Шнип О. А.* 1966. Абсолютный возраст докембрийских пород западной и центральной частей Средней Азии.— Докл. АН СССР, 166, № 5.
- Князев В. С., Кононова И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А.* 1963. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса.— В кн. «Геологические условия и основные закономерности скопления нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1. Средняя Азия». М., Гостоптехиздат.
- Князев В. С., Сударинов Ю. А.* 1964. Фундамент и промежуточный комплекс эпигерцинской платформы Предкавказья.— В кн. «Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 2. Предкавказье». М., «Недра».
- Князев В. С., Флоренский П. В.* 1962. Литология пермо-триасовых отложений на площади Кызыл полуострова Бузачи.— Труды МИНХИГП, вып. 38.
- Князев В. С., Флоренский П. В.* 1965. Пермские и триасовые отложения Мангышлака и Устюрта (автореферат доклада).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 4.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М.* 1967. Геологическое строение доюрской поверхности Туранской плиты.— Сов. геол., № 6.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А.* 1969. Фундамент Туранской плиты, его состав, структура и история развития.— Труды МИНХИГП, вып. 91.
- Коблов К. А.* 1961. Новый никеленосный район в Южном Примугоджарье.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана», т. 1. Актюбинск.
- Ковалевский С. А.* 1966. Корни Горного Крыма.— Докл. АН СССР, серия геол., 171, № 3.
- Козырев А. А.* 1927. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана. Л., Изд-во АН СССР.

- Комаров Ю. В., Хренов П. М. 1962. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.
- Корнеев Г. П. 1965. Магматические комплексы и тектоническая зональность Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья в мезозое.— В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука».
- Корнеев В. И., Пустильников М. Р. 1966. О тектонике Тамани и западного погружения Кавказа.— В кн. «Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии». М., «Недра».
- Коровин М. К. 1945. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Коровин М. К. 1952. О древнем массиве Тоболи в Западной Сибири.— Изв. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12.
- Коровин М. К. 1954. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Корсаков О. Д., Ершов А. П. 1968. К вопросу о тектоническом строении юго-западной части Аральского моря.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Косыгин Ю. А. 1950. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю. А. 1958. Основы тектоники нефтеносных областей, т. I. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. 1962. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента.— В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск.
- Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. 1965. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Котляр А. И. 1964. Общее тектоническое строение центральной части предгорий Крыма.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 11.
- Коцева Н. 1964. Плотностная характеристика на геологическом разрезе в Северо-восточной Българии.— Изв. Науч.-исслед. геол. ин-та, 1.
- Коцюба О. Д. 1968. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности юго-восточной части бортовой зоны Прикаспийской впадины и направление дальнейших геолого-геофизических работ.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Коцюба О. Д., Герштейн Э. И. 1964. Геологическое строение юго-восточного борта Прикаспийской впадины по данным сейсморазведки.— Труды Нижневолжск. науч.-исслед. ин-та геол. и геофиз., вып. 2. Саратов.
- Краснопевцева Г. В., Магушкин Б. А., Попов Е. А. 1967. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Красный Л. И. 1960. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 37.
- Крашенинников Г. Ф. 1967. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ.
- Крипичевич В. Л. 1968. Строение и перспективы газонефтеносности центральной части Восточно-Кубанского прогиба.— Геол. нефти и газа, № 10.
- Кропоткин П. Н. 1954. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Крылов Н. А. 1965. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР.— Геотектоника, № 2.
- Крылов Н. А. 1966. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., «Наука».
- Крылов Н. А. 1968. Формационные ряды чехла молодых платформ на территории СССР.— В кн. «Геологические формации». Л., ВСЕГЕИ.
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. 1964. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Крылов Н. А., Летавин А. И. 1966. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., «Наука».
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Самойлович А. С. 1966. Строение земной коры в центре и на юго-востоке Западно-Сибирской низменности по данным точечных сейсмических зондирований.— Геол. и геофиз., № 1.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Павленков А. И., Пузырев Н. Н., Рудницкий А. Л. 1968. Глубинные сейсмические исследования земной коры Западной Сибири.— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., «Наука».

- Крылов С. В., Сурков В. С., Мишенькина З. Р.* 1965. Строение земной коры в южной части Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., № 1.
- Кузнецов С. С.* 1961. Читая книгу по геологии Крыма.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., 24, вып. 4.
- Кузнецов Ю. А.* 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кузьмина О. А., Пантелеев Г. Ф., Кувшинова И. Ф., Исаенко В. И.* 1970. Геология и перспективы газонефтегазности Северной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана. М., «Недра».
- Куликов П. К.* 1967. К проблеме тектонического строения фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геол., № 9.
- Куликов П. К.* 1968. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазности.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 4.
- Куликов П. К., Погорелов Б. С.* 1968. Геологическое строение складчатого фундамента в Шаимском нефтеносном районе Западной Сибири и его связь со структурами чехла.— Геол. нефти и газа, № 6.
- Куликов П. К., Ростовцев Н. Н., Сурков В. С., Уманцев Д. Ф., Ковалевская Е. Д., Шаблинская Н. В.* 1965. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты.— Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 1.
- Кумпан А. С.* 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Восточного Казахстана.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата.
- Кумпан А. С.* 1964. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— В кн. «Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций». (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а). М., «Недра».
- Кунин Н. Я.* 1961. Тектоническое строение и перспективы нефтегазности юго-западной части Чу-Сарысуьской депрессии.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол. наук, вып. 2 (143).
- Кунин Н. Я.* 1965. Основные структурные особенности, анализ мощностей и перспективы нефтегазности мезо-кайнозойских отложений Южного Казахстана.— Геотектоника, № 3.
- Кунин Н. Я.* 1968. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуьской депрессий по геофизическим данным. М., «Недра».
- Курприн П. Н., Левин А. И., Сальман Г. Б.* 1962. Геологическое строение и перспективы нефтегазности Северного Прикарабагазья.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 1.
- Курбатов В. С.* 1956. К вопросу о возрасте и строении отложений ядра Туаркырской антиклинали.— Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР, 1.
- Куренков Н. Т.* 1963. О формировании мезо-кайнозойских впадин Дальнего Востока.— Геол. нефти и газа, № 7.
- Кузгиков М. М.* 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре.— В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., «Наука».
- Кэй М.* 1955. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Лавров Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Б.* 1964. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Лапкин И. Ю.* 1958. О характере сочленения Русской платформы с Донецко-Северокавказскими герциндами.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.
- Лапкин И. Ю., Темин Л. С.* 1958. О роли Украинского массива в формировании палеозойской структуры юга Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 120, № 4.
- Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В.* 1966. К тектонике юга Европейской части СССР.— Геотектоника, № 5.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е., Чирвинская М. В.* 1963. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 2.
- Лебедев Т. С., Болубах К. А.* 1966. Строение земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря по данным гравиметрических исследований.— В кн. «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука».
- Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П.* 1966. Особенности тектоники Горного Крыма.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 13.
- Левенко А. И.* 1966. Об открытии нижнепермской флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба.— Докл. АН СССР, 169, № 2.
- Левенко А. И.* 1967. Перспективы нефтегазности Барса-Кельмесской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 7.
- Левин А. И., Байбулагова Э. К., Курприн П. Н.* 1964. Тектоника Прикарабагазья.— В кн. «Геология и нефтегазность юга СССР, вып. 12. Прикарабагазье». Л., «Недра».
- Левина Л. М., Волхонина Е. С.* 1966. О пирокластических породах в пермских отложениях Западного Узбекистана.— Труды ВНИГНИ, вып. 49.

- Лелешус В. Л.* 1964. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 155, № 5.
- Летавин А. И.* 1960. Краткая литолого-петрографическая характеристика фундамента Предкавказья.— Труды МИНХиГП, вып. 27.
- Летавин А. И.* 1966. Некоторые вопросы строения фундамента эпигердинской платформы запада Средней Азии.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигердинской платформы юга СССР». М., «Наука».
- Летавин А. И., Крылов Н. А.* 1959. О переходном комплексе Предкавказья.— Докл. АН СССР, 125, № 4.
- Летавин А. И., Редичкин Н. А., Савельева Л. М.* 1964. Нижнепермские отложения Степного Крыма.— Докл. АН СССР, 156, № 2.
- Литвинович Н. В.* 1962. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. Изд-во МГУ.
- Лишневецкий Э. Н.* 1968. О строении поверхности фундамента Нижнезейской впадины.— Геотектоника, № 5.
- Лишневецкий Э. Н., Степанов П. П.* 1963. Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Буреинской депрессии.— Геол. и геофиз., № 5.
- Лизачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С.* (мл.), *Макарова Э. А., Синчугова Т. А.* 1963. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 105.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г.* 1963. Новые данные о вещественном составе и стадийных изменениях мезозойских отложений Юго-Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 148, № 6.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г.* 1964. К литологии нижнемезозойских отложений Юго-Западного Предкавказья.— Вестн. Харьковский гос. ун-та, № 2, серия геогр., вып. 1.
- Лордкипанидзе Л. Н.* 1963. Эволюция понятия «платформа».— Сов. геол., № 9.
- Лычагин Г. А.* 1957. Геологическое строение и история развития Крымского полуострова.— В кн. «Изучение и освоение минеральных богатств Крыма за годы Советской власти». Симферополь.
- Любофеев В. Н., Журавлева И. П.* 1966. Петрографический состав палеозойских гранитоидов Западного Предкавказья и некоторые особенности их метаморфического изменения.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 17.
- Мазарович А. Н.* 1938. Основы геологии СССР. М.— Л., ОНТИ.
- Мазарович А. Н.* 1957. Основы региональной геологии материков. Изд-во МГУ.
- Мазарович О. А.* 1961. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 2.
- Мазарович О. А.* 1968. Формация варисцийского комплекса каледони Центрального Казахстана.— В кн. «Геологические формации». Л., ВСЕГЕИ.
- Мазина Е. А.* 1958. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба.— В кн. «Труды Объединенной Кустанайской научной сессии», т. 2. Алма-Ата.
- Мазина Е. А., Киселев Л. И.* 1964. К вопросу о южном продолжении железорудной зоны Тургайского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 102.
- Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К.* 1961. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 43.
- Мазина Е. А., Овечкин Н. К.* 1958. Тургайский прогиб.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника». М., Госгеолтехиздат.
- Макаренко Ф. А., Смирнов Я. Б.* 1968. Глубинный тепловой поток и тектоническое строение Предкавказья.— Докл. АН СССР, 183, № 4.
- Маловицкий Я. П.* 1960. Геологическое строение и история геологического развития Доно-Донецких степей.— Труды МИНХиГП, вып. 27.
- Маловицкий Я. П., Бокун Р. А., Маргынова Г. П.* 1963. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 7.
- Маловицкий Я. П., Ласкина В. В., Назаренко О. В.* 1963. Схема рельефа фундамента Азовского моря.— Новости нефть и газ. техн., геол., № 12.
- Маловицкий Я. П., Летавин А. И.* 1960. О палеозойской истории Донбасско-Промысловской зоны.— Докл. АН СССР, 133, № 5.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П.* 1966. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины.— В кн. «Строение Черноморской впадины». М., «Наука».
- Маловицкий Я. П., Судариков Ю. А.* 1959. О Преддонецком прогибе.— Новости нефть. техн., серия геол., № 6.
- Малютина З. А.* 1961. Нижнемезозойские отложения Южного Зауралья в пределах юго-западной окраины Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности». М., Гостоптехиздат.

- Манжен Ж.* 1960. Новые представления о третичном орогенезе Пиренеев.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Манилов С. А.* 1964. Основные результаты региональных геофизических исследований конторы «Спецгеофизика», проведенных на Устюрте и в прилегающих районах.— Труды ВНИГНИ, вып. 39.
- Манолов Ж.* 1962. Бележки върху стратиграфията на долната креда от Салашката синклинала.— Труды Геол. Бълг., серия стратиграф. и тектон., кн. 4.
- Милановский Е. Е.* 1965. Происхождение Черноморской впадины и проблема взаимоотношений Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской складчатых систем.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация. Конгресс 7-ой. Доклады», ч. I. София.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ.
- Мирчинк Г. Ф.* 1940. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 3—4.
- Мирчинк М. Ф., Бобух В. А., Крылов Н. А., Летавин А. И.* 1964. Новые данные о геологическом строении края Карпинского и прилегающих территорий.— Докл. АН СССР, 154, № 6.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* 1962. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю.— Докл. АН СССР, 146, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* 1963. Геотектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* 1966а. Тектоника юга Европейской части СССР.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». М., «Наука».
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П.* 1966б. Объяснительная записка к Тектонической карте юга Европейской части СССР масштаба 1 : 1 000 000. М., Изд-во ГУГК.
- Михайлицкий Ю. П., Старобинец А. Е.* 1968. Строение складчатого фундамента Юго-Восточной Туркмении.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Михайлов Б. М., Ларионов В. А.* 1961. Тектоника и возможная нефтегазоносность южных районов Тургайского прогиба.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 43.
- Мишель П., Гарро Б.* 1959. Аквитанский бассейн.— В кн. «Материалы по геологии нефти», т. 2. (Междунар. геол. конгр. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
- Мобус Г.* 1966. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Мокрицкий В. В.* 1952. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака.— В кн. «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР.
- Монахов Ив., Атанасов Ан.* 1965. Геологическое строение Чиренского газоконденсатного месторождения.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-й. Доклады», ч. IV. София.
- Морозов М. Д., Бродовой В. В., Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Кузьмин Ю. И., Куминова М. В., Эйдлин Р. А., Гольдшмидт В. И.* 1963. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол. наук, вып. 2.
- Московски Ст., Недялкова Сл., Тенчов Я., Харьковска Ал., Шопов Вл., Янев Сл.* 1963. Стратиграфски и литоложни проучвания в ядката и част от мантията на Михайловградската антиклинала между реките Чупрегска и Риковска Бара. (С.-З. България).— Труды Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 5.
- Моссаковский А. А.* 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.
- Моссаковский А. А.* 1967. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсвентного магматизма.— В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». (Тезисы совещания). М., «Наука».
- Мстиславский М. М., Муравьев В. И., Свешиников А. С.* 1966. О верхнетриасовых туфах Горного Мангышлака.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Муратов М. В.* 1947. Строение Причерноморской впадины.— Сов. геол., сб. 16.
- Муратов М. В.* 1949. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн. «Тектоника СССР», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Муратов М. В.* 1955. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геол., сб. 48.
- Муратов М. В.* 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат.
- Муратов М. В.* 1962. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Муратов М. В.* 1964. Скифская плита.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».

- Муратов М. В.* 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, № 2.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.* 1968. Строение складчатого основания Равнинного Крыма.— Геотектоника, № 4.
- Мушенко А. И.* 1960. Метод изображения тектонических форм изолиниями.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Мушенко А. И.* 1963. О некоторых особенностях развития структур Русской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Нагибина М. С.* 1962. Формация и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск.
- Нагибина М. С.* 1963. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Нагибина М. С.* 1966. Внегеосинклинальные мезозойские структуры Востока Азии.— В кн. «Тектоника Евразии», М., «Наука».
- Нагибина М. С.* 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и рививацией.— Геотектоника, № 4.
- Наливкин В. Д., Дееев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В.* 1965. Сравнительный анализ нефтегазосности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., «Недра».
- Наливкин Д. В.* 1933. Геологическое районирование СССР.— Проблемы сов. геол., № 1.
- Начев Ив.* 1962. Опыт за формационен анализ на юрата в България.— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 4.
- Начев Ив.* 1963. Юрската система в Габровско и Поречията на Габровница и Лешница.— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 5.
- Начев Ив.* 1965а. Предгеттангский и внутриюрские перерывы в Болгарии.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. II, т. I. София.
- Начев Ив.* 1965б. Преход между карбонатния и флишкия комплекс на титона в Тетевенские антиклинорий.— Списание Бълг. геол. д-во, 26, № 3.
- Неволин Н. В.* 1958. Тектоника Устюрта.— Геол. нефти, № 7.
- Неволин Н. В.* 1961. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазосности. М., Гостоптехиздат.
- Неволин Н. В.* 1965. Общие черты глубинного геологического строение Западного Казахстана. М., «Недра».
- Неволин Н. В., Касаткин Д. П., Кирейчев В. Д., Кандинов Н. Н., Левитон М. Е., Ртищева В. Ф., Троицкий В. Н., Дюков А. И.* 1967. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы.— Сов. геол., № 2.
- Нестеров И. И.* 1961. Генезис и история структур Березовского района Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГТИМС, вып. 17.
- Нечитайло С. К., Хохлов П. С., Педашенко А. И.* и др. 1957. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазосности. Л., Гостоптехиздат.
- Никифорова К. В., Разумова В. В.* 1959. 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.
- Николаев Н. И.* 1952. О новом тектоническом этапе развития земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 3.
- Николаев Н. И.* 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Гостеолтехиздат.
- Николов Т., Хрисчев Хр.* 1965а. Основы на стратиграфията и литологията на долната креда в Предбалкана.— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 6.
- Николов Т., Хрисчев Хр.* 1965б. Относно стратиграфията и фацналните изменения на част от долнокредните седименти в Тетевенския Предбалкан.— Труды Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 6.
- Новиков А. Г., Симицын Ф. Е., Загоруйко В. А.* 1962. Геологическое строение, перспективы нефтегазосности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол. наук, № 5.
- Новиков А. Г., Симицын Ф. Е., Филиппов Г. Н.* 1963. Тектоника впадин Южного Казахстана в связи с проблемой нефтегазосности.— Изв. АН Каз.ССР, серия геол. наук, № 4 (55).
- Новиков Э. А.* 1962. Об абсолютном возрасте метаморфизованных сланцев Тарханкутского полуострова (Крым).— Вестн. ЛГУ, серия геол. и географ., вып. 4, № 24.
- Новикова А. С.* 1964. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., «Наука».
- Носал В. И.* 1959. О связи нижнемезозойских образований восточного склона Урала с глубинными разломами на примере Челябинской депрессии.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32.

- Носаль В. И., Бочкарев В. С.* 1961. Стратиграфия нижнемезозойских образований Челябинского бурогоугольного бассейна.— В кн. «Решения и труды Межведомственного стратиграфического совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности». М., Гостоптехиздат.
- Огнев В. Н.* 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии.— В кн. «Решения Совещания по доработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент.
- Оленин В. Б., Тарасенко Е. И., Трофимук А. А., Варнавский В. Г.* 1963. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Зее-Буреинской впадины.— В кн. «Проблемы сибирской нефти». Новосибирск.
- Опческу Н.* 1960. Геология Румынской Народной Республики. М., ИЛ.
- Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья. 1965. М., «Наука».
- Особенности геологического строения и оценка нефтегазоносности Мангышлака. Под ред. В. С. Муромцева. 1968. Л., «Недра».
- Основы тектоники Китая. Пер. с кит. 1962. М., Гостеолтехиздат.
- О тектонике мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности. 1960.— Труды СНИИГГИМС, вып. 11.
- Павловский Е. В.* 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В.* 1959. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Павловский Е. В.* 1960. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Павловский Е. В.* 1965. Новое о тектонике Пиренеев.— Геотектоника, № 5.
- Палей И. П.* 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Пантелеев Г. Ф.* 1964. Новые данные о палеозойских отложениях Южного Приаралья.— Труды треста Союзбургаз, вып. 4.
- Пашутина С. Р., Петрова В. В., Телякова З. Х., Туезов И. К.* 1962. Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири.— В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Гостоптехиздат.
- Пейве А. В.* 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В.* 1948. Типы развития палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Пейве А. В.* 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Ст. 1 и 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1 и 3.
- Пейве А. В.* 1956б. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Пейве А. В.* 1961. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А. В.* 1967. Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой», т. I. Белград.
- Пейве А. В., Синицын В. М.* 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Петков Ив., Рижикова Сн.* 1964. Геоматнитна карта на Северна България (аномалии  $\Delta Z$ ).— В кн. «Сборник чест академик Йовчо Смилов Йовчев». София.
- Петреску Г., Раду К.* 1962. Сейсмичность территории Румынской Народной Республики за период 1901—1960 гг.— Изв. АН Молдавской ССР, № 4.
- Петрушевский Б. А.* 1938. Сарысуйские купола.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Петрушевский Б. А.* 1939. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Петрушевский Б. А.* 1951. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, вып. 4.
- Петрушевский Б. А.* 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Плахотный Л. Г.* 1969. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма.— Геотектоника, № 3.
- Плещеев И. С.* 1964. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Северо-Восточного Устюрта.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Полканова Л. П., Варуценко С. И.* 1964. Структурно-геоморфологический анализ рельефа Тарханкутско-Новоселовской холмистой равнины Степного Крыма.— Геол. нефти и газа, № 4.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* 1968. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, № 4.
- Поляков В. Н., Родовильский М. С., Троицкий В. И.* 1965. К вопросу о геологическом строении складчатого основания Южного Приаралья.— Узб. геол. ж., № 3.
- Попов В. В., Резанов И. А.* 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Попов В. И.* 1960. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент.

- Попов В. И.* 1964. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования. — В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., «Наука».
- Попов В. С.* 1936. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. — Проблемы сов. геол., 6, № 12.
- Попов В. С.* 1964. Закономерности формирования унаследованных структур Большого Донбасса. — В кн. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука».
- Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф.* 1961. Кумский горизонт Южного Приаралья. — Труды Союз. геол.-поиск. конторы, вып. 2.
- Порт Г.* 1964. Южно-Германский молассовый бассейн. — В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» и «Недра».
- Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазосной провинции. 1968. — Труды Зап.-сиб. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 11.
- Проблемы нефтегазосности южной части Западно-Сибирской низменности. 1966. Томск.
- Проблемы освоения Западно-Сибирской нефтегазосной провинции. 1966. Новосибирск.
- Проблемы сибирской нефти. 1963. Новосибирск.
- Проводников Л. Я.* 1963. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным) масштаба 1 : 5 000 000. Новосибирск.
- Проводников Л. Я.* 1967. Тектоническое строение Западно-Сибирской плиты в свете геофизических данных. — В кн. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск.
- Пузырев Н. Н., Кондрашов В. А., Крылов С. В., Погальев С. В.* 1964. Первые результаты глубинных сейсмических исследований земной коры в центральной части Западной Сибири. — Геол. и геофиз., № 11.
- Пустильников М. Р.* 1957. О тектонике Западного Предкавказья. — Сов. геол., сб. 57.
- Пустильников М. Р.* 1959. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газосного района. — Геол. нефти и газа, № 8.
- Пустильников М. Р.* 1968. К тектонике Западного и Центрального Предкавказья. — Геотектоника, № 1.
- Путеводитель экскурсий А. София — Плевен — Пловдив — Тырново — Варна — Пловдив — София. 1965а. Карпато-Балканская геол. ассоц. 7-ой конгр. София.
- Путеводитель экскурсий София — Белградчик — София. 1965б. Карпато-Балканская геол. ассоц., 7-ой конгр. София.
- Пушаровский Ю. М.* 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М.* 1961. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 6.
- Пушаровский Ю. М.* 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, № 6.
- Пушаровский Ю. М.* 1967. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. — Геотектоника, № 5.
- Пушаровский Ю. М.* 1969. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, № 1.
- Пчелинцев В. Ф.* 1966. Киммериды Крыма. М. — Л., «Наука».
- Пятков К. К., Бухарин А. К.* 1962. Тектоническое строение территории Кызылкумов. — Труды Главгеол. Узб. ССР, сб. 2.
- Пятков К. К., Пяновская И. А.* 1961. О проявлении раннемезозойской складчатости в Центральных Кызылкумах на примере района колодца Сары-Батыр. — Труды Главгеол. Узб. ССР, сб. 1.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К.* 1963. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Каракумов. — Труды Главгеол. Узб. ССР, сб. 1.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К.* 1964. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. — Труды Главгеол. Узб. ССР, сб. 4.
- Разумова В. Н.* 1961. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. — Труды ГИН АН СССР, вып. 46.
- Резанов И. А.* 1960. К вопросу о геологической интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования. — Сов. геол., № 6.
- Резанов И. А.* 1962. О строении земной коры платформенных областей. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 37, вып. 1.
- Резвой Д. П.* 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов.
- Резвой Д. П.* 1962. О Западно-Тяньшаньском поперечном глубинном шве. — Вести. геол. ф-та Львовск. гос. ун-та, № 1.
- Репкина А. Е.* 1958. К вопросу об унаследованности складчатых и платформенных структур Центрального Казахстана. — Уч. зап. Казахск. гос. ун-та, 38, геол. и географ., вып. 4.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. 1961. Л., Гостоптехиздат.

- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П.* 1963. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
- Рихтер В. Г., Семов В. Н.* 1968. О корреляционных связях абсолютных глубин залегания некоторых горизонтов земной коры в западной части Туранской плиты.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 5.
- Робинсон В. Н.* 1946. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа.— В кн. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа». М., Госгеолиздат.
- Розе Т. Н.* 1956. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 106, № 5.
- Ростовцев К. О.* 1962. Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья.— Изв. АН СССР, серия геол. № 12.
- Ростовцев К. О.* 1964. Нижняя и средняя юра Краснодарского края.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефт. газ. науч.-исслед. ин-та, вып. 12.
- Ростовцев К. О.* 1965. История развития и фациально-тектоническая зональность Западного Кавказа и Западного Предкавказья в юрском периоде.— В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука».
- Ростовцев К. О., Алабагов Г. М.* 1964. Триасовые отложения Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 156, № 4.
- Ростовцев К. О., Алабагов Г. М., Азарян Р. Н.* 1966. Триас Кавказа и Предкавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Ростовцев Н. Н.* 1961. Принципы построения структурных карт и тектонических схем платформенного чехла Западно-Сибирской низменности.— Труды СНИИГГИМС, вып. 7.
- Ростовцев Н. Н.* 1966. Некоторые вопросы тектоники Западно-Сибирской низменности.— Геол. и геофиз., № 1.
- Рудкевич М. Я.* 1964. Взаимоотношения тектоники фундамента и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты и проблема унаследованности в развитии структур.— В кн. «Геология СССР, т. XLIV. Западно-Сибирская низменность, ч. I. Геологическое описание». М., «Недра».
- Рудкевич М. Я.* 1969. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра».
- Рухин Л. Б.* 1961. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат.
- Рыжков О. А.* 1962. Схема структурно-тектонического районирования мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана.— Узб. геол. ж., № 3.
- Рыжков О. А., Давлатов Ш. Д., Екшибаров С. В., Зуев Ю. Н., Федотов Ю. А.* 1965. Альпийская тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности Узбекистана.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Рябчин Л. Г.* 1965. Про природу фундамента в межах еригерциньскої (Скіфської) платформи (Степовий Крим і Кубань).— Дововеді АН УРСР, № 6.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З.* 1957. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейниковой впадины.— Труды НИИГА, 90.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М.* 1963. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Самодуров В. И.* 1957. Тектоника северо-восточного Приаралья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 4.
- Самодуров В. И.* 1965. О границе каледонид и герцинид под осадочным чехлом Туранской плиты.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Сапожников Д. Г.* 1948. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн. «Тектоника СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Саргаскаев Т. Б.* 1963. Геофизические исследования в Чу-Сарысуйской депрессии и их основные результаты.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол. наук, вып. 4 (55).
- Сверчков Г. П.* 1965. Основные закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на эпигерциньских плитах.— Труды ВНИГРИ, вып. 236.
- Семевский Д. В.* 1965. К вопросу о возрасте вулкана Сверре.— В сб. «Материалы по геологии Шницбергена». Л., НИИГА.
- Сикстель Т. А.* 1960. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии.— Труды Ташкентск. гос. ун-та, новая серия, вып. 176, геол. науки, кн. 13.
- Синицын Н. М., Синицын В. М.* 1958. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ситтер Л. У.* 1960. Структурная геология. М., ИЛ.
- Славин В. И.* 1959. О геологическом строении Родопского срединного массива.— Сов. геол., № 4.
- Славин В. И.* 1963. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат.
- Славин В. И.* 1964а. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области.— Сов. геол., № 6.

- Славин В. И.* 1964б. Триасовые отложения Кавказско-Карпатской части Тетиса.— В кн. «Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биogeографических провинций». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а). М., «Наука».
- Славин В. И., Добрынина В. Я., Ефимова Н. А.* 1967. Новые данные о юрских отложениях Советских Карпат.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой». т. I. Белград.
- Славин В. И., Мирзэд С. Х.* 1969. Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геол., № 4.
- Славин В. И., Хаин В. Е.* 1963. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, съезд 5-ый, т. IV. Тектоника». Бухарест.
- Смехов Е. М.* 1958. Сарысуйские дислокации.— Докл. АН СССР, 92, № 6.
- Смирнов Я. Б.* 1967. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 177, № 1.
- Соболевская В. Н.* 1962. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.
- Соболевская В. Н.* 1963а. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Соболевская В. Н.* 1963б. Строение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск.
- Соболевская В. Н.* 1964. О некоторых результатах сравнительного анализа древних платформ и молодых платформенных областей.— Докл. АН СССР, 155, № 1.
- Соболевская В. Н.* 1965. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Соболевская В. Н., Макаренко Ф. А., Богомолов Ю. Г.* 1966. Об использовании тепловых параметров в качестве одного из методов уточнения границ при тектоническом районировании.— Докл. АН СССР, 171, № 4.
- Соколов В. Н.* 1960. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности.— Труды НИИГА, 100.
- Сократов Б. Г.* 1960. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной части Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат.
- Сократов Б. Г.* 1968. Киммерийский тектогенез и прогноз нефтегазоносности юры в Восточном Предкавказье.— Геол. нефти и газа, № 1.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А.* 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 15.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И.* 1966. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований.— В кн. «Глубинное строение Кавказа». М., «Наука».
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Гаркаленко И. А., Хилинский Л. А., Шпорг Л. П.* 1964. Строение земной коры Равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным.— Сов. геол., № 8.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А.* 1962. Результаты опытных сейсмических работ по изучению внутренней структуры кристаллического фундамента северной части Криворожского бассейна.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 1(3).
- Соловьева М. Н.* 1963. Стратиграфия и фузулиновые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 76.
- Солун В. И., Травина Т. Ф., Бугрова Э. М., Толстикова Н. В.* 1961. Палеогеновые отложения Бадкыза.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 32.
- Сомин М. Л., Белов А. А.* 1967. К истории тектонического развития южного склона Большого Кавказа.— Геотектоника, № 1.
- Спасов Хр.* 1964. Относно възрастта на диабаз-филитоидната формация в България.— Изв. Геол. ин-т «Страшимир Димитров», кн. 13.
- Спасов Хр., Янев Сл.* 1965. Возраст и тектоническое строение палеозойского фундамента Мизийской плиты.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-й. Доклады», ч. I. София.
- Спасов Хр., Янев Сл.* 1966. Стратиграфия на палеозойските седименти в сондажите от Североизточна България.— Изв. Геол. ин-т «Страшимир Димитров», кн. 15.
- Спижарский Т. Н.* 1962. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000.— В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.
- Спижарский Т. Н.* 1964. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000.— В кн. «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Спижарский Т. Н.* 1968. Методика тектонического районирования.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника». М., «Недра».

- Старобинец А. Е.* 1966. Новые данные о геологическом строении Восточной Туркмении по результатам региональных исследований КМПВ.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 10.
- Стратиграфия на България. Под ред. В. Цанков и Хр. Спасов. 1968. София.
- Стратиграфия Узбекской ССР, кн. I. Палеозой. 1965. Ташкент.
- Страхов Н. М.* 1948. Основы исторической геологии, ч. I и II. М., Гостеолтехиздат.
- Страхов Н. М.* 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат.
- Ступка О. С.* 1967. Глубинные разломы Крымского полуострова.— В кн. «Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины». Киев.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* 1963. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В., Турчаненко Н. Т., Гаркаленко И. А.* 1968. Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исследованиям).— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., «Наука».
- Суворов А. И.* 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 179.
- Судариков Ю. А.* 1964. Промежуточный комплекс эпигерцинской платформы Предкавказья.— В кн. «Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 2. Предкавказье». М., «Недра».
- Судариков Ю. А.* 1965. Системы разломов и тектоническая зональность эпигерцинской плиты Предкавказья.— Труды Гос. произв. ком. по газ. пром-сти СССР. Союз. трест развед.-буровых работ, вып. 5.
- Судариков Ю. А., Берего Я. А., Медведев Н. Ф.* 1962. Тектоника и история формирования Капеско-Березанского вала Азовского свода.— Труды МИНХиГП, вып. 36.
- Сулимов И. Н.* 1960. Новые данные о строении Зейско-Буреинской впадины.— Новости нефт. техн., геол., № 12.
- Сулимов И. Н.* 1963. О тектонике Зее-Буреинской впадины.— Геол. и геофиз., № 7.
- Сурков В. С.* 1963. Новые представления о строении и возрасте складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности (в порядке обсуждения).— Геол. и геофиз., № 2.
- Сурков В. С.* 1964. Складчатые структуры Урала и Западной Сибири и их отражение в гравитационном и магнитном аномальных полях.— Геол. и геофиз., № 4.
- Сурков В. С.* 1967. Тектонические структуры фундамента Западно-Сибирской плиты, особенности отображения их в гравитационном и магнитном аномальных полях.— В кн. «Региональные геофизические исследования в Сибири». Новосибирск.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. В.* 1968. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики». (Международ. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Наука».
- Сыдыков Ж.* 1966. Подземные воды Мугоджар и Примугоджарских равнин. Алма-Ата.
- Сыдыков Ж., Сотников А. В.* 1958. Гидрогеологический очерк Актыубинской области.— В кн. «Гидрогеологические очерки целинных земель». Алма-Ата.
- Сытин Ю. И.* 1960. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова.— В кн. «Перспективные нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Сытин Ю. И., Чичачев П. К., Чуенко П. П.* 1960. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 42.
- Таль-Вирский В. Б.* 1964. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., «Наука».
- Таль-Вирский В. Б.* 1957. Сейсмогеологическая характеристика пород II структурного этажа в Западно-Сибирской низменности.— Развед. и промысл. геофиз., вып. 19.
- Тарков А. П.* 1963. Глубинное строение Зее-Буреинской равнины по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 7.
- Тектоника Евразии. Главн. ред. А. Л. Яншин. 1966. М., «Наука».
- Тектоника Европы. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. 1964. М., «Наука» и «Недра».
- Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо- и кайнозойских отложений Узбекистана. 1962. Ташкент.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Тектоника Сибири, т. I. 1962. Новосибирск.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 00 000. Главн. ред. А. Л. Яншин. 1966. М., Изд-во ГУГК.

- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. 1953. М., Изд-во ГУГК.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. Главн. ред. Т. Н. Спизарский. 1966. М., Изд-во ГУГК.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:500 000. Главн. ред. Н. С. Шатский. 1956. М., Изд-во ГУГК.
- Телякова Э. Х. 1961. Результаты исследований земной коры южной части Западно-Сибирской низменности методом ГСЗ.— Геол. и геофиз., № 7.
- Тенцов Я., Янев Сл. 1963. Стратиграфия и литология на горные стефан и перма при Белградчик и с. Киряево (Северозападна България).— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 5.
- Тенцов Я., Янев Сл. 1967. Герцинское заложение Карпато-Балканской дуги (по данным каменноугольных и пермских пород).— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой, т. I. Белград.
- Терлецкий Б. К. 1932. Подземные воды Казахской АССР.— Сов. Азия, № 7—8.
- Тетяев М. М. 1933. Принципы геотектонического районирования территории СССР.— Проблемы сов. геол., 1, № 1.
- Тетяев М. М. 1934. Основы геотектоники. М., ОНТИ.
- Тетяев М. М. 1938. Геотектоника СССР. М., ГОНТИ.
- Тихомиров В. В. 1960. К вопросу о развитии земной коры и о значении в этом процессе явлений метасоматоза. (Междунар. геол. конф. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14). Киев.
- Тихомиров В. В. 1963. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями.— Докл. АН СССР, 151, № 5.
- Топорков Д. Д. 1964. О тектонике Тургайского прогиба в мезозое и кайнозое.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1.
- Тронков Д. 1957. Стратиграфия на триаса Странджа планина.— Годишник Упр. геол. проучв., отд. А, 8.
- Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических систем Сибири. 1957. Л., Гостоптехиздат.
- Туаев Н. П. 1941. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности.— Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 4.
- Туаев Н. П. 1958. Основные черты геологического строения юго-запада Западно-Сибирской низменности и севера Тургайского пролива и перспективы их нефтегазоносности.— Труды ВНИГРИ, вып. 126.
- Туаев Н. П. 1964. Геологическое строение и нефтегазоносность Челябинской впадины.— Труды ВНИГРИ, вып. 235.
- Туезов И. К. 1962. Характеристика второго структурного этажа юга Западной Сибири по геолого-геофизическим материалам.— Труды СНИИГГИМС, вып. 27.
- Туезов И. К. 1966. Некоторые особенности переходных периодов в центральной части Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы.— Геол. и геофиз., № 6.
- Туезов И. К., Ковалевский Г. Л. 1961. Строение второго структурного этажа Ишим-Иртышского междуречья в свете геофизических данных.— Геол. и геофиз., № 4.
- Туезов И. К., Ковалевский Г. Л., Фролов В. Х. 1967. Строение второго структурного этажа Среднего Прииртышья.— В кн. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск.
- Тужикова В. И. 1960. Геотектонические условия формирования нижнемезозойских угленосных отложений восточного склона Среднего Урала и Среднего Зауралья.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 46.
- Тужикова В. И. 1961. Стратиграфия нижнемезозойских отложений восточного склона Среднего Урала и Среднего Зауралья.— В кн. «Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности». М., Гостоптехиздат.
- Удинцев Г. Б., Яншин А. Л. 1966. Структуры морского и океанического дна.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
- Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). 1967. Л., «Недра».
- Усов М. А. 1936. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск.
- Успенская Н. Ю. 1961. О поясе крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии.— Сов. геол., № 3.
- Успенская Н. Ю. 1964. Тектоническое районирование эпигерцинской платформы Предкавказья и значение разрывных нарушений в формировании структурного плана.— В кн. «Геологические условия и основные закономерности размещения скопленений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. 2. Предкавказье». М., «Недра».
- Успенская Н. Ю. 1965. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в ее пределах.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Успенская Н. Ю. 1967. Типы месторождений нефти и газа эпипалеозойской платфор-

- мы Западной Европы и некоторые закономерности их распространения.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 2.
- Успенская Н. Ю., Судариков Ю. А.** 1963. О шовной зоне сочленения Русской платформы и эпигерцинской платформы Предкавказья. Труды МИНХиГП, вып. 43.
- Федоров П. В.** 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Труды ГИН АН СССР, вып. 10.
- Федоров С. Ф., Чахмахчев А. А., Яковлев Б. М.** 1968. Формирование нефтяных и газоконденсатных залежей в Западном Предкавказье. М., «Наука».
- Фирсов Л. В., Лифшиц Ю. Я.** 1967. Калий-аргоновая датировка долеритов района Сассенфьорда (Западный Шпицберген).— В сб. «Материалы по стратиграфии Шпицбергена». Л., НИИГА.
- Флоренский П. В.** 1964. О верхнетриасовых туфах Мангышлака.— Докл. АН СССР, 154, № 1.
- Фомичев В. Д.** 1948. Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 59, № 4.
- Формозова Л. Н.** 1959. Железные руды Северного Приаралья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 20.
- Фотиади Э. Э.** 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат.
- Фотиади Э. Э.** 1967. Новые данные о строении промежуточного (II структурного) яруса Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 174, № 4.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И.** 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 10.
- Фотиади Э. Э., Сурков В. С.** 1967. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геол., № 2.
- Хаин В. Е.** 1954. Геотектонические основы поисков нефти. Баку.
- Хаин В. Е.** 1958. К проблеме строения Каспийской впадины и о структурных связях между Кавказом и Закаспием.— Геол. нефти, № 9.
- Хаин В. Е.** 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Хаин В. Е.** 1965. Возрожденные (эпиπλαформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геол., № 7.
- Хаин В. Е.** 1967. Важнейшие особенности строения и развития Альпийского пояса Евразии.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой», т. 1. Белград.
- Хаин В. Е., Славин В. И.** 1965. Основные структурные элементы Карпато-Балканской складчатой области.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады, ч. I. Геотектоника». София.
- Хаин В. Е., Славин В. И.** 1967. Принципы тектонического районирования Карпато-Балканской складчатой области.— В кн.: «Материалы VII съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации». Киев.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Незолонова Э. А., Чудакова Л. Н.** 1966. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале.— Физика Земли, № 4.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф.** 1965. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале.— Физика Земли, № 3.
- Хамрабаев И. Х.** 1966. К проблеме связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня с Южным Уралом и их рудных перспектив.— Докл. АН СССР, 168, № 1.
- Херасков Н. П.** 1952. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 5.
- Херасков Н. П.** 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Херасков Н. П.** 1966. Области герцинской складчатости.— В кн. «Тектоника Евразии». М., «Наука».
- Херасков Н. П.** 1967. Тектоника и формации. М., «Наука».
- Херасков Н. П., Перфильев А. С.** 1963. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Хитов Г., Иванова В., Пицалов С., Попов Н.** 1965. Электрические особенности геологического разреза Северо-Западной Болгарии.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады, ч. VI. Геофизика». София.
- Хмелевский В. К., Кузьмина Э. Н.** 1967. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным.— Вестн. МГУ, серия 6, геол., № 1.
- Хуан Ци-цин.** 1961. Основные черты тектонического строения Китая.— Сов. геол., № 9.
- Худобина Е. А.** 1961. Магматические породы Западной Туркмении.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 45.
- Цанков В.** 1960. Девон в Североизточна България.— Списание Бълг. геол. д-во, 21, № 3.
- Цанков В.** 1965. Белоградский антиклинорий — пример антиклинориевого строе-

- нии в пределах Балканид.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады, ч. I. Геотектоника». София.
- Цатуров А. И.* 1957. Новые данные о мезозойском складчатом основании в Озек-Суате и прилегающих районах.— Геол. нефти, № 8.
- Ценев С., Шумаков А., Василев И.* 1962. Стыремenni вертикални движения на земната кора върху територията на НРБ по данни от повторната нивелация.— Геодезия, картография, землеустройство, № 2. София.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Хакимов Г. Х., Джуламанов К. Д., Алиев Т. У.* 1963. Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона. М., Госнаучтехиздат.
- Чаталов Г., Ганев М., Стефанов Ст.* 1962. Бележки върху перма въ Васильовската антиклинала (Тетевенско).— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 4.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е.* 1965. Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в Северном Причерноморье.— Геофиз. сб. Ин-та геофиз. АН УССР, вып. 3 (14).
- Черняк Н. И.* 1965. Причерноморская впадина в меловое, палеогеновое и неогеновое время.— В кн. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений». Киев.
- Черняк Н. И., Богаец А. Т., Волошина А. М., Гордиевич В. А., Денег Б. И., Зазарчук С. М.* 1968. Геологическое строение и нефтегазоносность Крыма и Причерноморья.— Труды Укр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 21.
- Черняк Н. И., Буния С. Ф.* 1962. Новые данные о пирокластических породах из альпских отложений Тарханкутского полуострова.— Докл. АН СССР, 146, № 1.
- Чешитев Г.* 1965. О взаимоотношениях между каледонским, герцинским и альпийским структурными комплексами в западной половине Стара-Планины и в Предбалканье.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады, ч. I. Секция геотектоники». София.
- Чирейнская М. В., Гуревич Б. Л.* 1959. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины.— Сов. геол., № 4.
- Чочиа Н. Г.* 1960. Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности.— Труды ВНИГРИ, вып. 158.
- Шаблинская Н. В.* 1959. Тектоническое строение второго структурного этажа Вагай-Ишимского междуречья по сейсмическим данным.— Труды ВНИГРИ, вып. 131.
- Шарданов А. Н.* 1959. Современная структура Предкавказья и Степного Крыма.— Геол. нефти и газа, № 9.
- Шарданов А. Н.* 1965. О геологическом строении и нефтегазоносности мезозойских отложений Западного Предкавказья. М., Изд-во ВНИИОЭНГ.
- Шарданов А. Н.* 1966. Тектоника Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 17.
- Шарданов А. Н., Аладатов Г. М., Горлов С. И., Дьяконов А. И., Любофеев В. Н., Шиманский А. А.* 1967. О стратиграфии, геологической истории и тектонической зональности Западного Предкавказья (критический анализ некоторых представлений).— Сов. геол., № 8.
- Шарданов А. Н., Знаменский В. А.* 1965. Грязевой вулканизм и перспективы нефтегазоносности Таманского полуострова.— Геол. нефти и газа, № 6.
- Шарданов А. Н., Любофеев В. П.* 1968. О строении и составе пород фундамента Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 178, № 6.
- Шарданов А. Н., Никифоров Б. М.* 1959. Геологическая история и строение Ейско-Березанского района Скифской платформы.— Труды Краснодарск. фил. Всес. нефтегаз. науч.-исслед. ин-та, вып. 1.
- Шарданов А. Н., Шиманский А. А.* 1963. О возрасте вулканогенных пород Западного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 152, № 6.
- Шатский Н. С.* 1935. О тектонике Арктики.— В кн. «Геология и полезные ископаемые севера СССР. Труды Первой геологоразведочной конференции Главсевморпути, т. I. Геология». Л.; то же: Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С.* 1938. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н. С.* 1940. О синеклизах А. П. Павлова.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 3—4.
- Шатский Н. С.* 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., изд-во МОИП.
- Шатский Н. С.* 1946а. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С.* 1946б. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Шатский Н. С.* 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Шатский Н. С.* 1948. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформенные и складчатые области (Поволжье, Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С.* 1951а. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ).— В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С.* 1951б. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С.* 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 5.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В.* и др. 1951. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе атуализма в геологии.— В кн. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР.
- Шахов Р. А.* 1968. Основные этапы геологического развития Чуйской впадины в среднем и верхнем палеозое.— В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана». Алма-Ата.
- Швембергер Н. А.* 1965. Тектоника и основные этапы развития Скифской плиты.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Шейнманн Ю. М.* 1955. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Шейнманн Ю. М.* 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли.— Труды Всес. науч.-иссл. ин-та золота и редких металлов, серия геол., 14, вып. 49.
- Шейнманн Ю. М.* 1960. Некоторые черты каледонид Евразии.— В кн. «Каледонская орогения». (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19). М., «Наука».
- Шеффлер Ж.* 1959. Месторождения района Лак.— В кн. «Материалы по геологии нефти», т. 2. (Международ. геол. конгресс. XX сессия). М., Гостоптехиздат.
- Шлезингер А. Е.* 1959. К вопросу о расчленении пермо-триасового (каратауского) комплекса полуострова Мангышлак.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 6.
- Шлезингер А. Е.* 1965. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды ГИН АН СССР, вып. 132.
- Шлезингер А. Е.* 1968. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 2.
- Шлезингер А. Е.* 1969. Возрожденные верхнепалеозойские, триасовые и юрские геосинклинальные прогибы области герцинской складчатости Западного Предкавказья и центральной части Большого Кавказа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 5.
- Шлезингер А. Е.* 1970. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Шпип О. А.* 1964. Петрографический состав и строение фундамента центральной части Каракумского свода.— Сов. геол., № 5.
- Шрайбман В. И.* 1967. О неоднородности строения верхней мантии на западе Средней Азии.— Сов. геол., № 8.
- Шгилле Р.* 1964. Избранные труды. М., «Мир».
- Шульц С. С.* (мл.). 1965. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Ст. 1. Арало-Кызылкумский вал. Структуры платформенного чехла.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
- Шульц С. С.* (мл.) 1966. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Ст. 2. Кызылкумо-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 5.
- Шустова Л. Е.* 1966. Глубинное строение Балтийского щита по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5.
- Щерик Е. А.* 1962. Условия развития и особенности тектонического строения северо-западной части Краснодарского края.— В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». М., Изд-во АН СССР.
- Щерик Е. А.* 1964. Геология и газонефтеносность Западного Предкавказья. М., «Наука».
- Щерик Е. А., Атанасян С. В., Жабров П. С., Марков П. К., Ульянова С. А.* 1965. Геологическое строение, история развития и условия нефтегазоносности Октябрьского месторождения (Степной Крым).— В кн. «Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов». М., «Наука».
- Щукин Ю. К.* 1965. Глубинная структура и сейсмичность Карпато-Балканской складчатой области.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады, ч. VI. Геофизика». София.
- Эберзин А. Г., Клейнер Ю. М.* 1958. Об ачкагыле Мангышлака.— Докл. АН СССР, 120, № 2.
- Эдельштейн Я. С.* 1926. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 5.

- Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования. Под ред. И. В. Дербилова. 1960. Л., Гостоптехиздат.
- Якушева А. Ф. 1955. О новейших движениях земной коры в области Северо-Западного и Западного Прикаспия.— Вестн. МГУ, № 10.
- Янев Сл. 1964. Върху литоложките болести за различиване на пермските и бунзандизайнските седименти в Северозападна България.— Изв. Геол. ин-т Бълг. АН, 13.
- Янев Сл., Тенчов Я. 1962. Младият палеозой и границата му с бунзандизайна южно от с. Меляне, Михайловградско.— Трудове Геол. Бълг., серия стратигр. и тектон., кн. 4.
- Янев Сл., Тенчов Я., Спасов Хр. 1967. О провинциях, питающих каменноугольно-пермское осадочнонакопление в Западной Стара-Планине.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой», т. I. Белград.
- Янович В., Джюшкэ Д., Мутухак В., Мирэуцэ О., Кириах М. 1964. Гид экскурсий. Г. Добруджа. Карпато-Балканская геологическая ассоциация 5-го съезда. Бухарест.
- Яншин А. Л. 1939. Тектоника Северного Приаралья— Докл. АН СССР, 23, № 8.
- Яншин А. Л. 1940. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали.— Труды ИГН АН СССР, вып. 32, серия геол., № 9.
- Яншин А. Л. 1945. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 20, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л. 1952. Тектоника и использование артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана.— Вестн. АН СССР, № 4.
- Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья.— Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 15 (19).
- Яншин А. Л. 1954. Красноцветные формации.— Большая Советская Энциклопедия, т. 23. Изд. 2-е. М.
- Яншин А. Л. 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1962. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления». М., Гостоптехиздат.
- Яншин А. Л. 1965а. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Яншин А. Л. 1965б. Проблема срединных массивов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1965в. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. 1960. Тектонический анализ мощностей.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Яранов Д. 1960. Тектоника на България. София.

- Abrard R. 1948. Géologie de la France. Paris.
- Abrard R. 1950. Histoire géologique du Bassin de Paris.— Mém. Mus. Nat. hist. natur., 1, fasc. 1.
- Albrecht K. H. 1967. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen.— Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol., Paläontol., 12, H. 1/2.
- Aleziev B., Gnoevaja N. 1965. Correlation de la «série bigarrée» (pâstrocvet) dans une partie du Nord-Est de la Bulgarie.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-й. Доклады», ч. II, т. 2. София.
- Andreas D., Enderlein F., Michael J. 1966. Zur Entwicklung des Rotliegenden in Thüringer Wald auf Grund neuer Kartierungsergebnisse.— Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss., A. Geol., Paläontol. 11, H. 1/2.
- Artières A., Durif F., Tchimichkian G. 1963. Trias des sondages d'Aquitaine orientale (permis R. A. P. et S. P. G.).— Mém. Bur. rech. géol. et minières, 15.
- Atanasiu L., Chiriac I. 1965. Considérations géologiques sur les plates-formes du territoire de la République Populaire Roumanie.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. I. София.

- Bailey E. B.* 1929. The Paleozoic mountain systems of Europe and America.— Rept. British Assoc. Adv. Sci., Glasgow, 1928, sect. C.
- Balteş N., Beju D.* 1963. Contribuții palinologice la cunoașterea stratigrafiei depozitelor foraje în Platforma moesică.— In «Asociația geologică Carpați-Balkan., Congres 5, vol. 3, pt I». București.
- Băncilă I.* 1967. Relation entre la ramification méridionale de l'Orogène et l'Avant-paus.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой. Доклады», т. I.
- Barbu G., Vasilescu E.* 1967. Tectonique du soubassement pré-mésozoïque de la Plate-forme Moesique (territoire roumain).— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой. Доклады», т. I. Beograd.
- Beck H.* 1935. Der Flechtinger Höhenzug. Sein varistischer und saxonischer Bauplan.— Schrift. Geol. Paläontol. Inst. Kiel, H. 4.
- Bederke E.* 1962. Das Alter der Harzfaltung., N. J. Geol. und Paläontol., Monatsh.
- Behr H.-J.* 1966. Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken.— Geol. und Paläontol., 11, H. 1/2.
- Bein E.* 1966. Ergebnisse gravimetrischer Messungen im nördlichen Harzvorland. Ein Versuch quantitativer Interpretation tiefer Krustenbereiche. I. Harznordrand bis Abbruch Gardelegen.— Z. angew. Geol., 12, N 1.
- Beju D.* 1964. Noi date palinologice referitoare la paleozoicul din Platforma moesică.— Petrol și gaze, 15, N 9.
- Beju D., Dăneș N.* 1962. Chitinozoare silurieni din Platforma moldovenească și Platforma moesică.— Petrol și gaze, 13, N 12.
- Bentz A.* 1949. Bau und Erdölhöflichkeit des Molasstroges von Oberbayern und Oberschwaben.— Erdöl und Kohle, 2.
- Bertrand M.* 1892. Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 20.
- Bertrand P.* 1928. L'échelle stratigraphique du terrain houiller de la Sarre et de la Lorraine.— Compte rendu du Congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère. Heerlen.
- Beuther A., Dahm H., Kneuper-Haack F., Mensink H., Tischer G.* 1966. Der Jura und Wealden in Nordost-Spanien.— Beih. geol. Jb., H. 44.
- Bizewski L.* 1955. Zur saxonischen Tektonik im südlichen Thüringer Becken (Raum der Remder Störungzone).— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math. und allgem. Naturwiss., Jg. 1953, 3.
- Bončev Ekim.* 1966. Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie.— Изв. Геол. ин-та «Ст. Димитров», кн. 15.
- Born A.* 1937. Zur Tektonik des Harznordrandes.— Z. Dtsch. geol. Ges., 88.
- Bouroz A.* 1959. Découverte de roches volcaniques dans le socle paléozoïque du Nord de la France.— C. r. Acad. sci., 248, N 18.
- Breyer F.* 1956. Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums.— Z. Dtsch. geol. Ges., 108.
- Bricon C., Desprez N., Diffre P., Megnier C., Rampon G., Turland M.* 1965/1966. Carte structurale du toit de la craie dans la région parisienne (Seine, Seine-et-Oise, Seine-et-Marne).— Bull. Soc. géol. France, 7, N 2.
- Brinkmann R.* 1948. Die Mitteldeutsche Schwelle.— Geol. Rundschau, 36.
- Brinkmann R.* 1960. Geologic evolution of Europe. New York.
- Brinkmann R., Lögters H., Pflug R., Stackelberg U., Hempel P. M., Kind H. D.* 1967. Diapir-Tektonik und Stratigraphie im Vorland der spanischen Westpyrenäen.— Beih. geol. Jb., H. 66.
- Bubnoff S. von.* 1926. Geologie von Europa, Bd I. Berlin.
- Bubnoff S. von.* 1955. Der geotectonische Charakter Thüringens.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math. und allgem. Naturwiss., Jg., 1953, 3.
- Bubnoff S., Jubitz K.-B.* 1957. Stratigraphie und Tektonik der Harzrandaufrichtungszone und des Vorlandes.— In «Exkursionsführer für die Exkursionen I. und B der Jahrestagung des Geologischen Gesellschaft DDR in Wernigerode (Harz)». Berlin.
- Bugnicourt D., Dalbiez F., Dufaure Ph.* 1960. Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain.— Bull. Soc. géol. France, sér. 7, 1, N 6.
- Burcea C., Cornea I., Tugui Gr., Tomescu (II) L., Ionescu E., Trimbătaș M., Leașu J., Dumitrescu V., Brașoveanu A., Sipoș V., Leașu F., Mărășescu M., Cazan E.* 1966. Contribuții la Prospectivii seismice de reflectie la crearea unei imagini tectonice în zona centrală a platformei Moesice.— Studii și cercetări geol., geofiz., geogr., ser. geofiz., 4, N 2.
- Burrollet P.* 1963. Présentation de quelques documents d'interprétation du Trias d'Aquitaine.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Carlé W.* 1952. Über den Bau Südwestdeutschen Großscholle.— Z. Dtsch. geol. Ges., 103.
- Carlé W.* 1955. Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle.— Geol. Jahrb., Beih., 16.
- Carrington da Costa I.* 1950. Quelques remarques sur la tectonique du Portugal.— Bol. Soc. geol. Portugal, 8.

- Casteras M.* 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales.— Bull. Serv. carte géol. France, 37.
- Chiriac M., Lăcătușu A.* 1964. Contribuții la cunoașterea sisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale.— Studii și cercetări geol., geofiz., geogr., ser. geol., 9, N 2.
- Ciocărdel R., Popp N.* 1967. Mouvements verticaux récents reflétés dans la géomorphologie du territoire de la Roumanie.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой. Доклады», т. 1. Beograd.
- Closs H.* 1964. Der tiefer Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen.— Geol. Rundschau, 53, H. 2.
- Colloque sur le lias français. 1961.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 4.
- Connaissances sur le Trias dans de Sud-Ouest de l'Aquitaine (permis S. N. P. A.). 1963— Mém. Bur. rech. géol. minières, N 15.
- Corroy G.* 1925. Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Nancy. Crustal structure im Western Germany. 1964.— Z. Geophys., 30, N 5.
- Daguin F.* 1941. Les rides et les accidents anticlinaux du Centre de l'Aquitaine occidentale.— Bull. Serv. carte géol. France, 43, N 207.
- Daguin F.* 1948. L'Aquitaine occidentale.— In «Géologie regionale de la France», t. 5. Paris.
- Dahlgrün Fr., Erdmannsdörfer O., Schriel W.* 1925. Geologische Führer durch den Harz, Bd 1—2. Berlin.
- Dalbiez F.* 1963. Notes sur le trias Nord-Aquitain.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Dăneș N.* 1964. Microfauna carboniferă in forajul de la Călărași.— Petrol și gaze, 15, N 6.
- Denizot G.* 1949. La craie dans l'Anjou et la vallée du Zoir.— Bull. Serv. carte géol. France, 225.
- Deubel F.* 1959—1960. Das Untere Perm in Thüringen und angrenzendem Gebiete.— Wiss. Z. Friedrich-Schiller Univ., Jena, Math.-naturwiss. Reihe, 9, N 3.
- Dietrich M.* 1959. Zur Paläogeographie des Oberkarbons und Rotliegenden im Thüringer Becken.— Ber. geol. Ges. DDR, 4.
- Dittrich E.* 1966. Einige Bemerkungen über Rand- und Schwellenausbildungen im Zechstein-Südwest-Thüringens.— Geol. und Paläontol., 11, H. 1/2.
- Dolezalek B.* 1955. Die Finnstörung bei Bad Sulza, Eckartsberge und Rastenberg.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math. und allem. Naturwiss., Jg. 1953, 3.
- Dollfus G. F.* 1890. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris.— Bull. Serv. carte géol. France, 2, N 14.
- Dollfus G. F.* 1900. Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie.— Ann. géogr., 60.
- Dorn P.* 1960. Geologie von Mitteleuropa. 2 Aufl. Stuttgart.
- Dumitrescu I., Sandulescu M., Lazarescu V., Mirăuță O., Paulius S., Georgescu C.* 1962. Memoriu la harta tectonică a României.— An. Com. geol., 32.
- Dupouy-Camet J.* 1952. Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine.— Bull. Serv. carte géol. France, 49, N 233.
- Dupouy-Camet J.* 1953. Triassic Diapiric Salt structures, South-western Aquitaine Basin, France.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 37, N 10.
- Elberskirch W., Lemcke K.* 1953. Zur Tektonik der nordalpinen Molassenke.— Z. Dtsch. geol., Ges., 105, H. 3.
- Engert P.* 1956—1957. Der prätertiäre Untergrund von Nordwestsachsen und seine Tektonik.— Ber. Geol. Ges., DDR, 2.
- Exkursionsführer Thüringer Becken. 1959. Berlin. Akad.-Verlag.
- Fahlbusch K.* 1955. Die Saalfeld-Gotha-Eichenberger Störungszone im Raum Arnstadt.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math. und allem. Naturwiss., Jg. 1953, 3.
- Franke D.* 1967. Zu dem Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol., Paläontol., 12, H. 1/2.
- Freyberg B.* von. 1935. Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland.— Z. Dtsch. geol. Ges., 87, H. 4.
- Gaertner H.-R.* von. 1960. Über die Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa.— In « International Geological Congress. Session XXI. Norden Report, pt 19. Caledonian Orogeny». Kopenhagen.
- Gallwitz H.* 1956. Das Rotliegende der Mansfelder Mulde und die saalische Diskordanz.— Hallesches Jb. mitteldeutsche Erdgeschichte, 2, H. 3.
- Gallwitz H.* 1957. Die Gliederung des Rotliegenden in der Mansfelder Mulde.— Z. Dtsch. geol. Ges., 108.
- Gallwitz H.* 1959. Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle.— Geol. Rundschau, 48.
- Ganss O.* 1955. Die Süddeutsche Molassbecken.— Ein Überblick.— Z. Dtsch. geol. Ges., 105.
- Garezki R. G.* 1966. Bau und Entwicklung des Deckgebirges junger Tafeln in Eurasien.— Geologie, N 2.
- Gaspar R., Tomescu L., Ionescu I. N., Taloș D., Cheșca Gh., Mehmed Ali E.* 1966. Cont-

- siderații asupra aplicării metodei de corelare a undelor refractate în România.— Prospect. geofiz., ser. D, N 5.
- Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoianescu Sc., Vencov J.* 1963. Structura geologică profundă a teritoriului RPR după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice).— Studii cercetări, ser. geofiz., N 1.
- Gavăt I., Cornea I., Alexandru G., Romulus G., Lucian T.* 1966. Structura fundamentului Moezic între Dunăre, Ialomița, Buzău și Siret.— Studii și cercetări geol., geofiz., geogr., ser. geofiz., 4, N 2.
- Glangeaud Ph.* 1899. Etude sur les plissements du Crétacé du bassin de l'Aquitaine.— Bull. Serv. carte géol. France, 11, N 70.
- Geyer O. F., Gwinner M. P.* 1964. Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. Stuttgart.
- Godwin-Austen R. A.* 1846. On the coal beds of Lower Normandy.— Quart. J. Geol. Soc. London, 2.
- Grabau A. W.* 1928. Stratigraphy of China, pt 2. Peking.
- Grigoraș N.* 1956. Asupra prezenței Silurianului în Dobrogea.— Bul. Acad. RPR, sect. II, 1/3—4.
- Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M.* 1963. Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei Moesice de pe teritoriul R. P. R.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, съезд 5-ый. Доклады, т. IV». Бухарест.
- Grumbt E.* 1960. Der Nordostrand des Thüringer Waldes zwischen Ruhlaer Kristallin und Schwarzburger Sattel.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Chem., Geol. Ind Biol., 1959, N 3.
- Grumbt E.* 1964. Zur Tektonik des Schlotheim-Tennstedter Gewölbes im nordwestlichen Thüringer Becken.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Gwinner M. P.* 1962. Geologie des Weißen Yura der Albhochfläche (Württemberg).— N. J. Geol. Paläont. Abh., 115, H. 2.
- Haug E.* 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 28.
- Haunschild H.* 1864. Der Bau des Deckgebirges im Bereich des Colmberger Schildes und der Fränkischen Furche i. e.S.— Geol. Bavarica, N 53.
- Hebert E.* 1875. Ondulations de la craie dans le bassin de Paris.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, t. III.
- Heermann O.* 1956. Das Süddeutsche Molassebecken.— In «International Geological Congress. Session XX. Symposium. Sect. 5». Mexico.
- Heimlich K.* 1956. Zur Stratigraphie und Tektonik des westlichen Quedlinburger Sattels (Subherzynes Becken).— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Chem., Geol., und Biol., N 1.
- Herrmann R.* 1958a. Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Stockheimer Beckens.— Geologie, 7.
- Herrmann R.* 1958b. Zur strukturellen Entwicklung des Stockheimer Rotliegendbeckens.— Geologie, 7.
- Hlauschek H.* 1956. Das Oelfeld Parentis im Aquitanischen Becken (Südwestfrankreich).— Erdöl und Kohle, 9, N 2.
- Hofmann R.* 1955. Junge Bewegungen an der Fränkischen Linie.— Geol. Bätter NO-Bayern, 5.
- Hohl R.* 1960. Verlauf und Charakter einer Störung im Untergrund des norddeutschen Flachlandes nach geologischen und geophysikalischen (gravimetrischen und geomagnetischen) Befunden.— In «International Geological Congress. Session XXI. Norden Report, pt 18». Copenhagen.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1958. Das Rotliegende im östlichen Harzvorlande.— Ber. geol. Ges., DDR, 3.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1960a. Das Permokarbon in östlichen Harzvorland.— Freiburger. Forschungsh., C 93.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1960b. Jungpaläozoische Krustenbewegungen im östlichen Harzvorland.— Geologie, 9, H. 7.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1960c. Sedimentäre und vulkanische Zyklen im mitteldeutschen Permokarbon.— Geologie, 9, H. 6.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1963. Das Rotliegende im Nordteil der Stadt Halle a. S. und seine geologische Position im Saaletrög.— Hallesches Jb. mitteldeutsche Erdgeschichte, 5.
- Hoyningen-Huene E. von.* 1966. Überblick über die jungvariszischen Strukturen im Westteil der Mitteldeutschen Hauptscholle.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläontol., 11, H. 1/2.
- Hoppe W.* 1959. Zyklische Gliederung des unteren und mittleren Buntsandsteins in Thüringen.— Ber. geol., Ges., DDR, 4.
- Hoppe W.* 1966. Die regionalgeologische Stellung der Thüringer Trias.— Geol. und Paläontol., 11, H. 1/2.
- Iliescu V., Mutihac V.* 1965. Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depo-

- zite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea cantrală.— Dări seama ale ședinț.— Com. geol. RPR (1963—1964), 51, N 1.
- Jaeger H.* 1967. Ordowiz auf Rügen.— Ber. Dtsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol., Paläontol., 12, H. 1/2.
- Japaudjian L.* 1963. Essai de caractérisation des sédiments permien et triasiques dans le bassin de Paris.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Jubitz K.-B.* 1957. Blankenburger Kreidebucht.— In «Exkursionsführer für die Exkursionen I, A und B der Jahrestagung der geologischen Gesellschaft DDR in Wernigerode (Harz)». Berlin.
- Jubitz K.-B., Albin S., Bein E., Schwab G., Wagenbreth O.* 1964. Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn.— In «Exkursionsführer zur 11 Jahrestagung 1964 in Leipzig». Berlin.
- Jung W.* 1965. Zum subsalinaren Schollenbau im südöstlichen Harzvorland mit einigen Gedanken zur Äquidistanz von Schwächezonen.— Geologie, 14, H. 3.
- Jung W., Lorenz S.* 1964. Zyklische Gliederung des Buntsandsteins zwischen Finne und Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Jungwirth J., Puff P.* 1963. Zur saxonischen Tektonik am südrand des Thüringer Beckens.— Geologie, 12, H. 1.
- Kauter K.* 1963. Beitrag zur Klärung der Geologie des tieferen Untergrunds im nordwestlichen Thüringer Becken.— Z. angew. Geol., 9, H. 4.
- King R. E.* 1966. Petroleum exploration and production in Europe in 1965.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, N 8.
- Klingebiel A.* 1967. Etude sedimentologique du Paléogène Nord-Aquitain. Interprétation lithostratigraphique et paléogéographique.— Bull. Inst. géol. Bass. Aquitaine, N 2
- Kober L.* 1921. Der Bau der Erde. Berlin.
- Kober L.* 1942. Tektonische Geologie. Berlin.
- Kölbel H.* 1959. Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Norddösterreichs und angrenzender Gebiete.— Ber. geol. Ges., DDR, 4.
- Kölbel H.* 1967. Die Paläogeographie des Juras Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A. Geol., Paläontol., 12, H. 3/4.
- Kossmat E.* 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.— Abh. Sächs. geol. Landesanst., Leipzig, 1.
- Kruckow Th.* 1952. Die stratigraphische Parallelisierung des Rotliegenden am Südharz.— Geologica, 11.
- Laffaille J.* 1963. Contribution à l'étude de la structure profonde de la région centrée du bassin de Paris.— C. r. Soc. géol. France, N 7.
- Lapparent A. de.* 1879. Le Pays de Bray.— Mém. Serv. carte géol. France.
- Launay L. de.* 1913. La science géologique. Paris.
- Lauterbach R.* 1964. Das Flechtinger Massiv.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Lecointre G.* 1959. Tectonique des terrains crétacés du Sud-Ouest du Bassin de Paris (Touraine et environs).— Publ. Bur. rech. géol., géophys. et minières, N 22.
- Lecointre G., Mathieu G.* 1959. Tectonique du Sud-Ouest du Bassin de Paris.— Publ. Bur. rech. géol., géophys. et minières, N 22.
- Lemoine P.* 1911. Géologie du Bassin de Paris. Paris.
- Lemoine P.* 1930. Considérations sur la structure d'ensemble du bassin de Paris.— Mém. Soc. géol. France, II.
- Lienhardt M.* 1961. Étude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle antépermien du Bassin de Paris.— Ann. Soc. géol. Nord, 81, N 3.
- Löffler J.* 1962. Die Kali- und Steinsalzgestätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik, t. III. Sachsen-Anhalt. Berlin.
- Lorne J., Weber C.* 1965. Le socle antépermien dans la partie sud-ouest du bassin de Paris d'après les données géophysiques.— C. r. Soc. géol. France, fasc. 9.
- Lotze F.* 1938. Steinsalz- und Kalisalze. Berlin.
- Lütting G.* 1955. Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben?— Geol. Jahrb., 70.
- Lützner H.* 1961. Saalische Bewegungen im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes.— Geol. Rundschau, 51.
- Lützner H.* 1964. Die saalische Phase im Gebiet von Ilmenau (Thüringer Wald).— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Martini H.-J.* 1940. Saxonische Zerrungs- und Pressungsformen im Thüringer Becken.— Geotekt. Forsch., H. 5.
- Mathieu G.* 1937. Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Fasc. 1—2. Lille.
- Mathieu G.* 1954. Tectonique de couverture et tectonique superposée dans le seuil du Poitou.— C. r. Acad. sci., 239, N 17.
- Maubeuge P.-L.* 1963. Quelques points généraux sur la géologie du Trias dans le bassin de Paris.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- McMahon B. E., Curtis B. F.* 1964. Petroleum possibilities in Spain. Pt I.— Oil and Gas Internat., 4, N 8; pt II. Oil and Gas Internat., 4, N 9.

- Megnien Cl.* 1964. Observations hydrogéologiques sur le Sud-Est du Bassin Parisien. Les circulations aquifères dans la Jurassique et le Crétacé de l'Ionne.— Mém. Bur. rech. géol., et minières, N 25.
- Meincke W.* 1966. Geothermische Verhältnisse im Zechstein und Buntsandstein des Thüringer Beckens und ihre Beziehungen zu den Strukturen des variszischen Untergrundes.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol., Paläontol., 11, H. 1/2.
- Mirăuță O.* 1965. Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băktăgesti (Dobrogea centrală).— Dari seama ale ședinț.— Com. geol. RPR (1963—1964), 51, N 1.
- Mirăuță O.* 1966. Contribution a la connaissance des formations paléozoïques du secteur meridional des monts de Maïon.— Rev. Roum. géol., géophys., géogr., sér. géol., 10, N 2.
- Mirăuță O., Mirăuță E.* 1964. Cretacicul superior și fundamentalul bazinul Babadag (Dobrogea).— Ann. Com. geol. Bucuresti, 33.
- Modlinsky Z.* 1963. Ordovic Pomorza Zachodniego.— Kwart. Geol., 12, N 1.
- Möbuis G.* 1966. Abriss der Geologie des Harzes. Leipzig.
- Motaș C.* 1967. Rapports structuraux entre la dépression Gétique et la Plateforme Moesique.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой. Доклады», т. I.
- Müller E. M. von.* 1965. Überblick über die Geologie des Saarlandes.— Z. Dtsch. geol. Ges., 117, H. 1.
- Munier-Chalmas E.* 1900. Sur les plissements du pays de Bray.— C. r. Acad. sci. Paris, 130.
- Münzberger E., Post U., Wirth J.* 1966. Vergleichende Darstellung der Sedimentationsverhältnisse des Zechsteins von Thüringen mit denen des Nordostdeutschen Flachlandes.— Geol. und Paläontol., 11, H. 1/2.
- Murgeanu G., Patrulius D.* 1963. Paleozoic platformei Moesice.— In «Association Carpato-Balcano. Congress 6». Varșovia.
- Mutihac V.* 1964. Zona Tulcea și poziția acesteia in cadrul structural al Dobrogei.— An. Com. geol. RPR, 34, pt 1-a.
- Năstăseanu N.* 1967. Ostracodes paleozoïques de la plate-forme Moesique.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 8-ой. Доклады», т. I.
- Nathorst A. G.* 1910. Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitsbergens und des König-Karl-Landes.— Bull. Geol. Inst. Uppsala, 10.
- Neumann W.* 1964. Zum Stand der Erforschung des kristallinen Grundgebirges von Ruhla-Brotterode.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Nurhan D.* 1964. Microfauna carboniferă in forajul de la Călărași.— Petrol. și gaze, 15, N 11.
- Paicu D., Dicea O., Varodin V., Marinescu M.* 1966. Unele contribuții ale prospecțiunii seismice la descifrarea raporturilor tectonice ale depresiunii precarpatice cu unitățile din Vorland.— Prospect. geofiz., ser. D, N 5.
- Patrulius D.* 1964. Studiul stratigrafic al depozitelor mesozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (Partea de vest a Cimpiei Romine).— Dări seamă ședinț.— Com. geol. RPR (1961—1962), 49, N 1.
- Patrulius D., Neagu T.* 1963. Asupra prezentei dinanțianului in fundamentalul Cimpiei Romine (Masivul moesic).— Studii și cercetări geol. Acad. RPR, 8, N 2.
- Pătruș I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M.* 1961. Contribuții la cunoașterea geologiei Platformei Moesice. Stratigraphie.— Petrol și gaze, 12, N 11.
- Patzelt W. J.* 1964. Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands.— Erlanger geol. Abh., 52.
- Perriaux J.* 1963. Enseignements triés de l'étude sedimentologique des grés du Permian de l'est de la France (Note préliminaire). Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Petrescu G., Radu C.* 1965. La structure de la croute terrestre en Roumanie.— Rev. Roum. géol., géophys., géogr., sér. géophys., 9, N 1.
- Pomerol C.* 1957. L'âge de la faille de la Seine.— C. r. Soc. géol. France, N 15—16.
- Popescu M., Pătruș I., Paraschiv D.* 1967. Stadiul actual de cunoaștere geologică a Platformei moesice de pe teritoriul României.— Petrol și gaze, 18, N 1.
- Popescu M., Pătruș I., Paraschiv D., Molnar M.* 1965. Present stage of geological knowledge of the Moesic platform, Rumania.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. I. София.
- Pruvost P.* 1928. La structure du Bassin houiller de la Sarre.— Rev. universelle mines ser, 7, 17, N 2.
- Putziger K., Reinhardt H.-G., Wegert F.* 1966. Geophysikalische Beiträge zur Erkundung des regionalen geologischen Baues in Norddeutschland.— Geophys. und Geol., 8.
- Răileanu Gr., Magdalena I., Dăneș-Ali Mehmed N., Beju D.* 1966. Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia.— Dari seamă ședinț.— Com. geol. RPR (1964—1965), 52, N 1.

- Răileanu Gr., Patruşius D., Bleahu M., Mirăuţă O.* 1964. Le carbonifère des Carpates roumaines et de l'avant-pays Carpatique.— In «Compte rendu de 5-me Congrès international de stratigraphie et géologie du carbonifère», 2, Paris.
- Răileanu Gr., Semeka Al., Iordan M., Ali Mehmed-Dăneş N.* 1965. Le Dévonien de la Dobrogea meridionale.— В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, конгресс 7-ой. Доклады», ч. II, т. I. София.
- Reuter F.* 1964. Die regionalgeologische Stellung der Flechtingen — Roßlauer Scholle.— *Beih. Geologie*, 40.
- Richter G.* 1934. Harzrand und Subherzyn.— *Geol. Rundschau*, 25, H. 2.
- Richter G.* 1935. Falten und Brüche im nördlichen Harzrand-Gebiet.— *Z. Dtsch. geol. Gew.*, 87, H. 2.
- Richter G.* 1942. Das Überleiten von variscischer zu saxonischer Tektonik am nord-westlichen Thüringer Walde.— *Geol. Rundschau*, 33.
- Ricour J.* 1959. Stratigraphie du Trias du bassin de Paris.— *Bull. Soc. géol. France*, 1, N 1.
- Ricour J.* 1961. Triassic stratigraphy of the Paris Basin.— *Ежегодник Венгерск. геол. ин-та*, 49, № 2.
- Ricour J.* 1963. Esquisse paléogéographique de la France aux temps triasiques.— *Mém. Bur. rech. géol. et minières*, N 15.
- Robaux A., Bernatzky M.* 1937. Du rejeu des failles primaires pendant le dépôt des terrains secondaires en Lorraine.— *C. r. Acad. sci. Paris*, 205.
- Roll A.* 1953. Der Harzrand bei Bad Harzburg.— *N. J. Geol. und Paläontol.*, Abh. 97, H. 1/3.
- Ruget-Perrot C.* 1959. Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage, Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien, t. 2. Lyon.
- Rusitzka D.* 1967. Paläogeographie der Trias im Nordteil der DDR.— *Ber. Dtsch. Ges., geol. Wiss.*, A. Geol., Paläontol., 12, H. 3/4.
- Schnitzer W.* 1957. Die Lithologie und Paläogeographie der Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse.— *Erlanger geol. Abh.*, 24.
- Schreiber A.* 1960. Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges.— *Freiberg. Forschungs.*, C 82.
- Schriel W.* 1954. Geologie des Harzes.— *Schrift. Wirtschaftswiss. Ges. Staat Niedersachsen*, 49.
- Schröder B.* 1958. Stratigraphie und Tektonik vor der Frankischen Linie bei Kemnath-Pressath (Opf.) und die tektonische Lage der Basaltdurchbrüche.— *Erlanger geol. Abh.*, H. 25.
- Schüller A.* 1952. Zur Grundgebirgsgeologie des Kyffhäusers.— *Geologica*, N 11.
- Schulze G.* 1959. Beitrag zur Stratigraphie und Genese der Steinsalzserien I—IV des mitteldeutschen Zechsteins unter besonderer Berücksichtigung der Bromverteilung.— *Freiberg Forschungh.*, A 123.
- Schwab M.* 1963. Abreiten zur Geologie des Permokarbons in mitteldeutschen Raum.— *Hallesches Jb. mitteldeutsche Erdgeschichte*, 5.
- Schwinn R.* 1933. Die Konsequenz der tektonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas.— In «International Geological Congress. Session XVI, Report». Washington.
- Seidel G.* 1965. Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens.— *Geologie*, 14, N 50.
- Seidel G., Döcker J., Puff P., Teschke H.-J.* 1964. Einführung in die Tektonik des östlichen Thüringer Beckens.— In «Excursionsführer zur 11 Jahrestagung 1964 in Leipzig». Berlin.
- Shurawlew W. S.* 1965. Vergleichende Tektonik der Petschora- Kaspi- und Polnisch-Norddeutschen Senke; Bau- und Entwicklungsgeschichte.— *Geologie*, 14, N 1.
- Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Roşca V.* 1964. Structure of the earth's crust in Rumania as based on the gravimetric data.— *Rev. Roum. géol., géophys., géogr., sér. géophys.*, 8.
- Soyer R.* 1946. Sur l'existence de l'anticlinal de Meudon pendant le tertiaire.— *C. r. Acad. sci.*, 222.
- Soyer R.* 1953. Geologie de Paris. Paris.
- Stchépinsky V.* 1953. Une grande fracture de l'Est du Bassin de Paris.— *Bull. Soc. geol. France*, 2 (1952), fasc. 7/9.
- Steiner W.* 1966. Rotliegendes im Ilfelder Becken und seine Beziehungen zu benachbarten Rotliegend-Vorkommen.— *Geol. u. Paläontol.*, 11, H. 1/2.
- Stephan W.* 1956. Zur Geologie des Stockheimer Rotliegendbeckens.— *Geol. Bavarica*, N 27.
- Stephan W.* 1959. Die Gliederung des Rotliegenden und die Stellung seiner Vulkanite am Südwestrand des Frankenwaldes.— *Geol. Rundschau*, 48.
- Stille H.* 1910. Senkungs- Sedimentations- und Faltungsräume.— In «Congrès géologique international. Session XI. Comptes rendus». Stöckholm.
- Stille H.* 1920. Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung.— *Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys.*, Kl., H. 1.
- Stille H.* 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.

- Stille H.* 1925. Die saxonischen Rrüche.— Abh. Preß. geol. Landesanst. 95.
- Stille H.* 1926. Der Stammbaum der Gebirge und Vorländer.— In «Congrès géologique international. Session XIV. Comptes rendus», Madride.
- Stille H.* 1951. Das mitteleuropäische varistische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.— Geol. Jahrb. Beih., N 2.
- Suess E.* 1888. Das Antlitz der Erde, Bd 2. Wien.
- Suess E.* 1909. Das Antlitz der Erde, Bd 3. Prag — Wien — Leipzig.
- Tectonic map of Great Britain and Northern Ireland. Scale 1: 1 584 000. 1966, London.
- Tektonische Karte der Deutschen Demokratischen Republik. 1965. Berlin.
- Termier H., Termier G.* 1957. L'évolution de la lithosphere, t. II. Orogénèse, fasc. 2. Paris.
- Teschke H.-J.* 1957. Zur Tektonik des Leuchtburg-grabens (Thüringer Becken).— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math. allg. Naturwiss., Jg. 1955, N 10.
- Tomczyk H.* 1968. Stratigrafia suluru w obsare nadbaltyckim Polski na podstawie wierceú.— Kwart. Geol., 12, N 1.
- Tornquist A.* 1910. Geologie von Ostpreussen. Berlin.
- Trusheim F.* 1936. Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterfreide und des Cenomans.— N. J. Mineral., 75.
- Trusheim F.* 1964. Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960.— Geol. bavarica, N 54.
- Vencov I., Stoianescu Sc., Esca Al.* 1955. Cercetări gravimetrice in Oltenia și Muntenia.— Bul. stiinț. Acad. RPR, Sect. biol., agron., geol. și geogr., VII/I.
- Venkatachala B., Beju D.* 1961. Asupra prezenței devonianului in fundamentul zonei Călăreți.— Petrol și gaze, 12, N 211.
- Venkatachala B., Beju D.* 1962. Asupra prezentei carboniferului in fundamentul zonei Călăreți.— Petrol și gaze, 13, N 4.
- Vigneaux M.* 1964. Le bassin d'Aquitaine.— Mem. Bur. rech. géol. et minières, N 2.
- Villemin J.* 1963. Trias des sondages du bassin de Paris de la régie autonome des pétroles.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Virgili C.* 1963. Trias du Nord-Est de l'Espagne.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Wagenbreth O.* 1961. Thüringer Jura und subherzyne Kreide.— Geologie, 10, H. 1.
- Waterlot G.* 1963. Trias du bassin de Paris.— Mém. Bur. rech. géol. et minières, N 15.
- Weber C., Lorne J.* 1966. Le socle anté-parmien dans la bordure sud-ouest du Bassin Parisien essai d'interprétation par les méthodes géophysiques.— Bull. Bur. rech. géol. et minières, N 1.
- Weber H.* 1938. Die Strukturelemente des nordwestlichen Thüringerwaldes und ihre Entwicklungsgeschichte.— Z. Dtsch. geol. Ges., 90.
- Weber H.* 1955. Einführung in die Geologie Thüringens. Berlin.
- Weber H.* 1962. Übersicht der Rotliegendestufen im Thüringer Wald. N. J. Geol., Paleontol. Monatsh.
- Wegener H.* 1955. Zum tektonischen Bau des Hainich-Abschnittes innerhalb des Gothaer-Grabens.— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Math., allg. Naturwiss., Jg. 1953, 3.
- Woldstedt F.* 1924. Zur Tektonik des Subherzyne Beckens.— Z. Dtsch. geol. Ges., 76.
- Winderlich H.-G.* 1953. Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg.— Geol. Rundschau, 41.
- Wurm A.* 1929. Die Nürnberger Tiefbohrungen.— Abh. geol. Landesuntersuchungen Bayerischen Oberbergamt, H. 1.
- Wurm A.* 1961. Geologie von Bayern. Berlin.
- Wurster P.* 1963. Erd- und landschaftsgeschichtliche Entwicklung der Frankischen Mulde (Eichelberg, Stromberg, Löwensteiner Berge, Bauland).— Jahresber. und Mitt. oberrhein. geol. Vereines, 45.
- Znocko J.* 1964. Der geologische Bau des tieferen Untergrundes des ausserkarpatischen Polen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 114.
- Zwenger R. von.* 1934. Tektonik Anomalien des Erdmagnetismus und Erdölhoffigkeit in Mitteldeutschland.— Kali, H. 5—9.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

<b>Введение</b> . . . . .	5
<b>Глава I.</b>	
<b>Молодые платформы Евразии, их границы, размеры, формы и основные структурные элементы</b> . . . . .	7
<b>Глава II.</b>	
<b>Изученность тектоники молодых платформ и методы, применяемые для познания их строения</b> . . . . .	20
<b>Глава III.</b>	
<b>Основные черты тектоники молодых платформ Евразии</b> . . . . .	29
<b>Центрально-Евразийская платформа</b> . . . . .	29
Туранская плита . . . . .	29
Скифская плита . . . . .	44
Мизийский параплакос . . . . .	66
Западно-Сибирская плита . . . . .	92
<b>Западно-Европейская платформа</b> . . . . .	103
Тюрингская впадина . . . . .	104
Субгерцинская впадина . . . . .	127
Южно-Германский параплакос . . . . .	137
Парижский параплакос . . . . .	153
Аквитанский параплакос . . . . .	169
<b>Дунбейская платформа</b> . . . . .	181
Зейско-Буреинский параплакос . . . . .	181
Параплакос Сунляо . . . . .	186
Мезозойские вулканогенные прогибы и впадины тихоокеанского типа и их отношение к чехлу Дунбейской платформы . . . . .	189
<b>Глава IV.</b>	
<b>Особенности строения и развития молодых платформ Евразии</b> . . . . .	192
<b>Структурные комплексы фундамента молодых платформ и общие закономерности распространения их чехла в пространстве и во времени</b> . . . . .	192
<b>Границы, формы и размеры основных структурных элементов чехла молодых платформ</b> . . . . .	204
<b>Формации чехла молодых платформ</b> . . . . .	206
<b>Магматизм чехла молодых платформ</b> . . . . .	209
<b>Структурные ярусы чехла молодых платформ и взаимоотношение тектонических движений на молодых платформах и соседних подвижных областях</b> . . . . .	212
<b>Типы структур чехла молодых платформ</b> . . . . .	216
<b>Разломы молодых платформ</b> . . . . .	222

Соляные структуры молодых платформ . . . . .	225
Унаследованные и наложенные структуры чехла молодых платформ и закономерности их развития . . . . .	227
Размах и интенсивность тектонических движений чехла молодых платформ и определяющие их причины . . . . .	236
Преобразование молодых платформ в другие основные тектонические элементы земной коры . . . . .	239
Глава V.	
Глубинное строение земной коры молодых платформ Евразии . . . . .	242
Глава VI.	
Сравнение тектоники чехла молодых и древних платформ . . . . .	245
Глава VII.	
Значение изучения тектоники молодых платформ для прогноза поисков некоторых полезных ископаемых в их чехле и фундаменте . . . . .	251
Заключение . . . . .	257
Литература . . . . .	264

## CONTENTS

<b>Introduction</b> . . . . .	5
<b>Chapter I.</b>	
<b>Young platforms of Eurasia, their boundaries, extension, shape and main structural elements</b> . . . . .	7
<b>Chapter II.</b>	
<b>State of knowledge of tectonics of young platforms and methods used for study of their structure</b> . . . . .	20
<b>Chapter III.</b>	
<b>The main tectonic features of Eurasian young platforms</b> . . . . .	29
<b>Platform of Central Eurasia</b> . . . . .	29
Turanian plate . . . . .	29
Skiplian plate . . . . .	44
Miziya paraplakos . . . . .	66
West Siberian plate . . . . .	92
<b>West European platform</b> . . . . .	103
Turingian depression . . . . .	104
Subhercianian depression . . . . .	127
South German paraplakos . . . . .	137
Parisian paraplakos . . . . .	153
Akvitanian paraplakos . . . . .	169
<b>Dunbei platform</b> . . . . .	181
Zeya-Bureya paraplakos . . . . .	181
Paraplakos Sunlyao . . . . .	186
Mesozoic volcanogenic troughs and depressions of the Pacific type and their relation to the mantle of the Dunbei platform . . . . .	189
<b>Chapter IV.</b>	
<b>Peculiarities of structure and development of Eurasian young platforms</b> . . . . .	192
<b>Structural complexes of the foundation of young platforms and general distribution regularities of their mantle in space and time</b> . . . . .	192
<b>Boundaries, forms and extension on the main structural elements of the mantle of young platforms</b> . . . . .	204
<b>Formations of the mantle of young platforms</b> . . . . .	206
<b>Magmatism of the mantle of young platforms</b> . . . . .	209
<b>Structural stages of the mantle of young platforms and interrelation of tectonic movements on young platforms and adjacent mobile areas</b> . . . . .	212
<b>Structural types of the mantle of young platforms</b> . . . . .	216
<b>Breans of young platforms</b> . . . . .	222
<b>Salt structures of young platforms</b> . . . . .	225
<b>Inherited and superposed structures of the mantle of young platforms and regularities of their development</b> . . . . .	227

Scope and intensity of tectonic movements of the mantle of young platforms and the reasons determining them . . . . .	236
Transformation of young platforms in other main tectonic elements of the Earth's crust . . . . .	239
Chapter V.	
Deep-seated structure of the Earth's crust of Eurasian young platforms . . .	242
Chapter VI.	
Comparison of the mantle tectonics of young and old platforms . . . . .	245
Chapter VII.	
Importance of study of young platform tectonics for forecasting the exploration of some useful minerals in their mantle and foundation . . . . .	251
Conclusion . . . . .	257
Bibliography . . . . .	264

*Радим Гаврилович Гарецкий*

**Тектоника молодых платформ Евразии**

Труды, вып. 226

*Утверждено к печати*

*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР*

Редактор *В. С. Журавлев*. Редактор издательства *Л. В. Миракова*  
Технический редактор *И. Н. Жмуркина*

Сдано в набор 5/VIII 1971 г. Подписано к печати 13/XII 1971 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Усл. печ. л. 28,35. Уч.-изд. л. 27,9.

Тираж 1500 экз. Т-20134. Тип. зак. 2732.

Цена 3 р. 17 к.

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

---

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

