

Н. А. КРЫЛОВ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ТЕКТониКИ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР  
Институт геологии и разработки горючих ископаемых



Н. А. КРЫЛОВ

---

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ  
ТЕКТониКИ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

1971

Издательство «Наука»

Москва

## "ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ"

Н. А. Крылов. "Наука". 1971.

Рассматривается предистория молодых, или эпипалеозойских, платформ. Обосновывается целесообразность выделения особого переходного этапа развития. Отмечаются различия этого этапа в областях герцинской и более ранней консолидации фундамента. Показано многообразие форм отражения тектоники доплатформенных комплексов в структуре чехла молодых платформ. Анализируются особенности тектонического развития молодых платформ во времени. Рассматриваются основные типы структурных элементов чехла и характер контактов эпипалеозойских платформ с другими тектоническими зонами земной коры. Закономерностям размещения скоплений нефти и газа в пределах молодых платформ посвящена заключительная глава книги: рассмотрены перспективы нефтегазоносности доплатформенных комплексов, основные тектонические закономерности размещения скоплений углеводородов в чехле, особенности стратиграфического размещения залежей и закономерности фазового размещения углеводородов на эпипалеозойских платформах.

Табл. 4. Илл. 41. Библ. 271 назв.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР М. Ф. МИРЧИНК

Молодые, или эпипалеозойские, платформы образовались и развивались в мезозое и кайнозое на месте различных палеозойских и частично позднедопалеозойских складчатых областей. Их фундамент сложен сложно дислоцированными и в различной степени метаморфизованными геосинклинальными формациями палеозоя и допалеозоя. Он образован герцинидами, каледонидами и местами байкалидами; кроме того, среди этих складчатых систем присутствуют отдельные массивы-осколки более древних складчатых сооружений. Платформенный чехол эпипалеозойских платформ по характеру слагающих его формаций и типу структур отличается от фундамента и обнаруживает принципиальное сходство с осадочным чехлом древних платформ. Он начал формироваться не одновременно на всех молодых платформах. На большей части их территории он начинается прскими отложениями. Наиболее древними породами в составе чехла некоторых молодых платформ являются нижнепермские.

Интерес к молодым платформам особенно возрос в последние годы, главным образом в связи с широким развитием поисково-разведочных работ на нефть и газ. Термин "молодая платформа" был предложен Н. С. Шатским (1938); обоснование термина и содержание понятия наиболее подробно даны А. Л. Яншиным (1965а).

Однако следует отметить, что правомерность выделения молодых платформ оспаривается рядом геологов (Ю. М. Шейнманн, Т. Н. Спижарский и др.). Причиной этого является существенно различный подход исследователей к самому определению понятия "платформа". Обзор эволюции этого понятия был сделан Л. Н. Лордкипанидзе (1963), и повторять его в полном объеме нет необходимости. Важно отметить, что все существующие представления о платформах могут быть в первом приближении объединены в два главных направления.

Представители первого направления (А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, В. Е. Хаин, М. М. Тетяев, В. В. Белоусов, М. Ф. Мирчинк, В. Г. Васильев и др.) противопоставляют платформу геосинклинальной области (подвижному поясу) и за основу для выделения платформ принимают тектонический режим в течение определенного, достаточно длительного отрезка геологической истории.

Представители второго направления (Ю. М. Шейнманн, Т. Н. Спижарский и др.) в качестве главного признака выделения платформы предполагают резкое, принципиальное несогласие в простирациях внутренних структур платформы (главным образом ее фундамента) и граничащих с ней складчатых поясов. Платформа, по мнению Ю. М. Шейнманна и других, — структура остаточная — результат раздробления консолидированной земной коры и заложения более молодых геосинклинальных поясов.

Среди исследователей первого направления имеются существенные расхождения во взглядах на методику определения возраста платформ, отнесение в состав платформы щитов, возможность заложения на платформенном основании новых геосинклиналей после более или менее длительного господства платформенного режима. Однако, признавая режим тектонического развития, выраженный в структурных особенностях территории и наборе формаций, основным классификационным признаком для выделения платформы, геологи этого направления считают возможным существование платформ, возникших в различные эпохи развития Земли. Эти исследователи признают существование древних и молодых платформ, указывая на их особенности и существенные различия.

Те участки земной коры, геосинклинальное развитие которых закончилось в палеозое, а мезозойско-кайнозойский этап характеризовался платформенным режимом развития и которые обычно называют молодыми платформами, Ю.М.Шейнманн (1959) предложил именовать областями завершенной складчатости, а Т.Н.Спижарский (1962, 1964) — регионами анорогенного развития. Геологи этого (второго) направления считают возможным употреблять термин "платформа" только по отношению к древним — докембрийским — платформам. Ю.М.Шейнманн и ряд его последователей (главным образом геологов ВСЕГЕИ) отмечают существенные различия в структурных особенностях молодых и древних платформ. Однако невозможность отнесения участков земной коры с анорогенным развитием в мезозое и кайнозое к платформенным аргументируется тем обстоятельством, что эти участки сопрягаются или с древними платформами или с зонами палеозойской складчатости и что палеозойские складчатые структуры продолжают из обрамления под слабо дислоцированный мезозойско-кайнозойский чехол. Возникновение интересующих нас зон со всеми их тектоническими особенностями, по Ю.М.Шейнманну, обусловлено завершением складчатости, прекращением геосинклинального развития, а не расколами земной коры, создающими новые геосинклинальные пояса и платформы. Именно этим, по мнению Ю.М.Шейнманна, отличаются области завершенной складчатости (молодые платформы) от истинных платформ, докембрийских.

Мне представляется, что тектонический режим является важнейшим классификационным признаком для разделения земной коры на основные структурные зоны. Он в конечном итоге определяет и структурную характеристику области, и набор формаций, участвующих в ее строении, и формирование месторождений тех или иных полезных ископаемых. Такой подход к классификации крупных структурных зон земной коры, как мне кажется, является более обоснованным теоретически, чем подход с позиций взаимоотношений между зонами. Классификация зон по тектоническому режиму дает правильную основу для практики: для поисков полезных ископаемых, выбора методики поисково-разведочных работ.

Бесспорно, при всех различиях между Русской и Сибирской платформами, с одной стороны, и Западной Сибирью и западом Средней Азии, с другой, они имеют несравненно больше черт сходства, чем различия в характере структур чехла, наборе формаций, в содержащихся на их территории полезных ископаемых и типах их месторождений. Предкавказье, безусловно, отличается от Русской платформы, но по особенностям строения осадочного чехла и набору полезных ископаемых стоит несравненно ближе к древней платформе, чем к альпийской складчатой области Большого Кавказа.

Следует отметить, что аргументация Ю.М.Шейнманна коренных различий древних платформ и областей завершенной складчатости (т.е. молодых платформ) вызывает возражения. Древние платформы, действительно, со всех сторон

сопряжены с областями более молодой складчатости, чем фундамент этих платформ. Молодые платформы примыкают к древним, образуя иногда мосты между ними, как, например, Западно-Сибирская плита. Однако молодые платформы, хотя и частично, но сопрягаются с областями более молодой складчатости. Так, молодые платформы Евразии с юга граничат с Альпийско-Гималайским поясом альпийской складчатости. Действительно, простираение внутренних структур фундамента докембрийских платформ резко не согласуется с границами самих платформ, обусловленных более молодыми — позднепротерозойскими или послепротерозойскими расколами. Однако аналогичное несогласие наблюдается в ряде случаев и в пределах молодых платформ. Особенно резкое срезание палеозойских складчатых структур можно видеть в районе дуги Карпат. Складчатая область Альп заложилась по разломам, которые обрезали более древние складчатые сооружения Европы, и эти разломы часто не согласуются, а секут более древние палеозойские структуры.

Что касается указаний на то, что палеозойские складчатые структуры из обрамлений простираются под полого дислоцированный мезозойско-кайнозойский чехол плит молодых платформ, то они совершенно справедливы, но никоим образом не подчеркивают различий молодых и древних платформ. Взаимоотношение между так называемыми палеозойскими обрамлениями и зонами развития осадочного чехла здесь такие же, как между плитами и щитами древних платформ. Поэтому палеозойские обрамления плит молодых платформ, такие, как палеозойский массив Центрального Казахстана, часто правильно называют щитами. Таким образом, подходя к сравнению древних и молодых платформ и с позиций исследователей второго направления, мы не находим действительно коренных, качественных различий между ними, а имеющиеся различия должны быть отнесены скорее к количественным. А.Л.Яншин по этому поводу справедливо указывал, что "молодые платформы отличаются от древних так же, как отличаются друг от друга геосинклинальные области разного возраста. Однако эти отличия, являющиеся неизбежным следствием развития земной коры, не настолько велики, чтобы обширные области палеозойских складчатостей, частично перекрытые осадочным, а местами и вулканогенным чехлом мезозоя и кайнозоя, мы не могли бы называть платформенными" (1962, стр. 86).

В начале палеозойской эры, судя по строению доступной для непосредственного геологического изучения современной континентальной части земной коры, существовали платформы и геосинклинальные области. Несомненно, что в течение палеозойского времени окраинные части докембрийских платформ претерпевали раздробление, втягивались в интенсивные погружения, увеличивая тем самым площади геосинклинальных областей. Примером такой регенерации геосинклинального режима служит Донбасс и вся Донбасско-Промысловская зона в Предкавказье, где геосинклинальный режим установился в среднем виле.

Наряду с этим в течение палеозоя протекал противоположный процесс — отмирание геосинклиналей, замыкание их после складчатости и внедрение гранитных интрузий. После работ Э.Зюсса и М.Бертрана в палеозойской эре обычно выделяют каледонскую и герцинскую (варисийскую) эпохи складчатости. А.Д.Архангельским, Н.С.Шатским и другими советскими геологами указывалось на то, что эти эпохи не имеют всемирного универсального значения. В последнее время условность разделения каледонской и герцинской эпох складчатости была показана А.Л.Яншиным (1965, 1966) на обширном геологическом материале Евразии. Однако важно отметить, что одни участки палеозойских геосинклинальных областей, претерпев складчатость, замкнулись в раннем или в самом начале сред-

него палеозоя, другие продолжали свое геосинклинальное развитие в течение среднего и позднего палеозоя и замкнулись в конце среднего или, чаще, в позднем палеозое.

В мезозое (а в отдельных случаях еще в пермское время) на значительной территории, на которой в палеозое произошло замыкание геосинклиналией, установились платформенные условия. Другая часть бывшего палеозойского геосинклинального пояса характеризовалась регенерацией геосинклинальных условий, сопровождавшейся раздроблением палеозойских складчатых сооружений.

В течение мезозоя и кайнозоя некоторая часть территории молодых платформ, возникших после палеозойской складчатости, а также и области допалеозойской стабилизации испытывали резкую активизацию тектонических движений и превратились в структурные зоны особого рода, известные под названиями активизированных платформ, постплатформенных или эпиплатформенных орогенических областей. Примером такой области активизированного тектонического режима может служить Тянь-Шань.

Под молодыми платформами следует понимать те крупные участки земной коры, в пределах которых геосинклинальное развитие завершилось в палеозое и в самом конце палеозоя или в мезозое установился платформенный режим со всеми присущими ему особенностями и которые продолжают свое платформенное развитие до настоящего времени.

Н.С.Шатский, исходя из возраста складчатого фундамента, предложил выделять эпипротерозойские, эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские платформы, соответственно имеющие архейско-протерозойский, каледонский, герцинский и мезозойский фундамента. В связи с установлением байкальской эпохи складчатости появилась возможность выделять еще эпибайкальские платформы. Однако можно считать установленным, что области герцинской и каледонской консолидации вступили в собственно платформенную стадию приблизительно одновременно. Поэтому выделение отдельно эпигерцинских и эпикаледонских платформ устранивает в значительной мере смысл. Зоны мезозойской консолидации, развитые в тихоокеанском сегменте Земли, еще не вступили в типично платформенный этап. Поэтому выделение эпимезозойских, или послемезозойских, платформ неправомерно. Менее ясен вопрос о байкалидах. Следует ли области байкальской консолидации относить к древним платформам или, как это было предложено А.Л.Яншиным (1965а), включать в молодые платформы?

Мне представляется, что вопрос о байкалидах следует решать дифференцированно. Необходимо принимать во внимание, что, во-первых, не известно ни одной собственно эпибайкальской платформы; во-вторых, в некоторых случаях зоны байкальской складчатости, непосредственно примыкающие к зонам позднепротерозойской консолидации (как, например, Тимано-Печорская область), ни по времени начала формирования платформенного чехла, ни по формациям, слагающим чехол, существенно не отличаются от сопредельных областей с более древним фундаментом. В то же время в других местах платформенный чехол на байкалидах начал формироваться только с перми или даже с юры (байкальская складчатая область Аделаиды в Австралии, восточная часть Алтае-Саянской области на юге Западной Сибири, отдельные массивы предположительно байкальской консолидации среди западноевропейских герцинид). По характеру формаций мезозоя и кайнозоя подобные зоны никак не могут быть отделены от прилегающих зон с более молодым фундаментом. В одних случаях байкалиды в среднем палеозое, несомненно, представляли собой платформенные области, в других – в течение среднего и позднего палеозоя они переживали

особый этап тектонического развития. В их пределах развивались такие же структуры, как и в каледонидах. В первом случае байкалиды рациональнее отнести к древним платформам, во втором – к молодым.

Ниже, говоря о байкалидах, я буду иметь в виду только те зоны байкальской складчатости, где в течение среднего и позднего палеозоя господствовал особый тектонический режим и платформенные условия установились только в перми или мезозое. Эти зоны байкальской складчатости часто трудно отделить от каледонид не только по своей последующей истории, но и по времени главной складчатости. Так, например, Саяны и Кузнецкий Алатау одни исследователи относят к поздним байкалидам, а другие – к ранним каледонидам.

Крупнейшей молодой платформой является Центрально-Евразийская, охватывающая Западную Сибирь, значительную часть Казахстана, запад Средней Азии, Предкавказье, Крым, часть Западного Причерноморья и акватории Азовского, Аральского морей, а также значительную часть Каспийского и северо-западный сектор Черного морей. В пределах этой платформы, имеющей неправильные, сложные очертания, обычно выделяются Западно-Сибирская, Туранская и Предкавказская плиты. На крайнем западе Центрально-Евразийской эпипалеозойской платформы могут быть выделены сравнительно маленькие плиты – Северо-Крымская и Мизийская. Следует заметить, что выделение отдельных Мизийской, Северо-Крымской, Предкавказской и Туранской плит в значительной мере условно, так как они разделяются не шитами (палеозойскими массивами), а морскими бассейнами, под толщей вод которых платформенный чехол имеет непрерывное распространение, а отдельные платформенные структуры прослеживаются иногда с одного берега моря на другой.

Фундамент Центрально-Евразийской платформы гетерогенен не только в отношении состава и возраста слагающих его пород, но и по времени консолидации – прекращения геосинклинального режима. Здесь погребены под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом или выходят на дневную поверхность складчатые сооружения ранних каледонид (поздних байкалид), где складчатость завершилась в начале или середине кембрийского периода, нормальные каледониды, характеризующиеся прекращением собственно геосинклинального развития в силуре, и герциниды, где геосинклинальная складчатость окончилась в интервале геологического времени от позднего карбона до перми. С запада и востока (а в западной части и с севера) Центрально-Евразийская эпипалеозойская платформа граничит с древними платформами – Русской и Сибирской. На юго-востоке она по сложному и нечеткому контуру сопрягается с постплатформенной орогенической областью. Южным ограничением этой молодой платформы является альпийская складчатая область.

Вторая по размерам эпипалеозойская платформа – Западно-Европейская занимает северо-западную часть Европы, острова Великобритании, акваторию Северного моря и часть Европейского шельфа Атлантического океана. Как бы сопоставляясь с относительно небольшими размерами этой платформы, здесь выделяется серия мелких палеозойских плит и щитов, называемых обычно массивами, или глыбами (шитами), второго порядка, в пределах которых нижний структурный этап Западно-Европейской платформы изучен достаточно хорошо. Фундамент здесь образуют герцинские и каледонские складчатые сооружения. На северо-западе эта эпипалеозойская платформа граничит с докембрийской Русской платформой, на юге – с альпийской складчатой системой Альп и Карпат. Ее западное и северо-западное ограничения расположены под водами Атлантического океана.

Третья молодая платформа – Восточно-Австралийская занимает восточную часть Австралийского материка. На крайнем востоке, на Тихоокеанском побережье, складчатый палеозой выведен на поверхность. Им сложены Австралийские Альпы, Голубые горы, а далее к северу – низкогорная область штата Квинсленд. Фундамент Восточно-Австралийской платформы образован байкалидами, поздними каледонидами и герцинидами.

Четвертая молодая платформа располагается на юго-востоке Северной Америки. Она включает складчатую область Аппалачей и горы Уачито, где палеозойские образования выходят на поверхность, а также расположенные к юго-востоку и юго-западу от них равнинные области на побережье Атлантического океана и Мексиканского залива, где развит мезозойско-кайнозойский чехол различной мощности. На западе и севере эта зона палеозойской, главным образом герцинской, складчатости граничит с древней Северо-Американской платформой. На востоке и юге она погружается под воды Атлантики.

Две молодые платформы известны на востоке Азии – Катазиатская и Дунбейская. Фундамент первой из них образован в основном каледонидами, чехол на этой платформе имеет неширокое развитие. Дунбейская платформа образовалась на месте герцинской складчатой области.

В Южной Америке выделяется Патагонская молодая платформа с байкальским или раннекаледонским фундаментом, а на крайнем севере Американского континента – молодая платформа Канадского Арктического архипелага.

Наконец, на северо-западе Африки выделяется Северо-Африканская молодая платформа между Рифо-Тельской альпийской складчатой областью на севере и древней Африканской платформой на юге. Фундамент здесь образован в основном, видимо, герцинидами. Однако отнесение этой территории к молодым платформам весьма спорно. В мезозое (главным образом в юре и раннем мелу) здесь развивались глубокие линейные прогибы, сходные в некоторых отношениях с прогибами миогеосинклиналей, а в кайнозое произошла интенсивная дислокация мезозойского чехла. Здесь широко развита складчатость "промежуточного типа" (сундучные и гребневидные складки), которая резко выделяет Северо-Африканскую платформу на общем фоне молодых платформ.

Кроме этих более или менее крупных областей палеозойской консолидации, превратившихся в молодые платформы, на Земном шаре выделяются еще сравнительно небольшие районы, где после палеозойской складчатости прекратилось геосинклинальное развитие. К ним относятся, например, герцинские сооружения Капской системы на крайнем юге Африки.

Палеозойская складчатость широко проявилась в Центральной и Юго-Восточной Азии, однако в мезозое и кайнозое в этих районах произошла активизация тектонических движений. В связи с этим есть основания значительную часть территории Монголии и Китая рассматривать в качестве зон постплатформенного орогенеза различного возраста и, вероятно, различного типа, но не в качестве молодой платформы.

Наиболее широко эпипалеозойские платформы представлены на территории СССР. В связи с этим не случайно, что стремление к познанию закономерностей строения и развития, к выяснению специфики этих структурных зон возникло прежде всего у советских геологов. В последние годы общим особенностям молодых платформ были посвящены работы А.Л.Яншина, М.Ф.Мирчинка, В.Е. Хаина, В.Д.Наливкина, Р.Г.Гарецкого и других исследователей. В изучение региональной тектоники отдельных крупных частей Центрально-Евразийской платформы на территории СССР особенно большой вклад внесли: по Западной Сибири – Ф.Г.Гу-

рари, В.А.Дедеев, И.В.Дербинов, В.Д.Наливкин, В.П.Маркевич, Н.Н. Ростовцев, М.Я.Рудкевич, В.Н. Соболевская, В.С.Суржов, Н.Г.Чочиа, Н.В.Шаблинская; по территории Туранской плиты – Г.И.Амурский, А.Г.Бабаев, А.А.Бакиров, М.И.Варенцов, Р.Г.Гарецкий, Ю.Н.Годин, Ш.Д.Давлятов, Г.Х.Дикенштейн, Н.Я.Кунин, Е.В.Лебзин, В.С.Мильничук, Д.М.Мильштейн, В.В.Семенович, Л.Н.Смирнов, Ю.И.Сытин, Б.Б.Таль-Вирский, А.Е.Шлезингер, А.Л.Яншин; по Предкавказью и Крыму – И.О.Брод, М.С.Бурштар, А.Я.Дубинский, И.П.Жабров, А.И.Летавин, М.Ф.Мирчинк, М.В.Муратов, Ю.А.Судариков, Н.Ю. Успенская, А.Н.Шарданов, Г.Т.Юдин; по акваториям морей юга СССР – А.А.Борисов, Я.П.Маловицкий, В.Ф. Соловьев и многие другие геологи и геофизики.

Главнейшими полезными ископаемыми молодых платформ являются нефть и газ, по разведанным запасам которых они занимают важное положение среди других структурных зон земной коры. В СССР к началу 1967 г. с территорией эпипалеозойской платформы было связано свыше 25% разведанных запасов нефти и около 70% запасов газа. При этом все открытия на молодых платформах относятся только к двум последним десятилетиям, и роль эпипалеозойской платформы в общем балансе запасов нефти и газа нашей страны продолжает из года в год неуклонно расти. По прогнозным запасам этих полезных ископаемых молодые платформы занимают ведущее положение среди других структурных зон. Территории этих платформ, особенно Западно-Сибирской и Туранской плит, стали основным объектом подготовки запасов промышленных категорий на длительный период. Это определяет важность всестороннего изучения особенностей строения и нефтегазоносности молодых платформ.

Автор поставил своей задачей исследовать общие особенности тектоники и нефтегазоносности эпипалеозойских платформ. Рассматриваются пять групп вопросов:

- 1) предстория молодых платформ;
- 2) отражение внутренней структуры фундамента и переходного комплекса в чехле молодых платформ;
- 3) особенности структурного развития молодых платформ;
- 4) структурные элементы чехла молодых платформ;
- 5) особенности нефтегазоносности молодых платформ и некоторые закономерности размещения залежей нефти и газа в их пределах.

Некоторые общие вопросы тектоники молодых платформ были рассмотрены мной в отдельных статьях раньше. Это относится к формационным рядам молодых платформ, к особенностям перестроек структурного плана на молодых платформах и к крупным линейным депрессиям (Крылов, 1965, 1969, 1970).

Конкретный региональный материал используется в работе в качестве примеров в связи с выяснением того или иного теоретического вопроса. Последовательное описание тектоники каждой молодой платформы и ее нефтегазоносности не входило в мою задачу.

Наиболее полно были учтены материалы по Предкавказью и западным районам Средней Азии. При рассмотрении отдельных вопросов широко использовались данные и по Западно-Европейской платформе. В меньшей мере удалось использовать материалы по самой крупной эпипалеозойской плите – Западно-Сибирской. Это связано с меньшей изученностью территории Западной Сибири, особенно – с недостоверностью сведений по доплатформенным этажам. Материалы по Северо-Африканской, Восточно-Австралийской, Дунбейской и другим молодым платформам использовались в различной мере в соответствии с существом рассматриваемых вопросов.

В течение многих лет автор работал в тесном содружестве с М.Ф.Мирчинком, А.И.Летавиным и Я.П.Маловицким. Пользуясь случаем, я хочу отметить большое удовлетворение от работы в этом творческом коллективе. Ряд рассматриваемых здесь вопросов был затронут в процессе коллективной работы по тектонике Предкавказья и Туранской плиты. В этой работе принимали участие также Э.В.Деньгин, Ю.А.Романов, И.О.Авербух, И.И.Тимохина, М.Н.Морозова, Н.Ф.Филина и др. Всем им автор выражает свою признательность.

Предварительный вариант рукописи был просмотрен А.Л.Яниным, В.Е.Хаиним, Н.Ю.Успенской, А.Г.Алексиним, В.П.Бухарцевым. Я благодарен им за советы, которые в различной степени были учтены при окончательной подготовке работы к изданию.

Считаю своим долгом выразить особую благодарность М.Ф.Мирчинку — научному редактору книги.

## Г л а в а п е р в а я

### ПРЕДЫСТОРИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Молодые платформы, как это следует из определения, образовались на месте палеозойских и, частично, позднепалеозойских геосинклинальных складчатых областей. Геосинклинальные формации образуют складчатый фундамент платформ. Возраст фундамента молодых платформ и даже отдельных их частей неодинаков. Неодинакова и складчатая внутренняя структура фундамента. Различия в возрасте фундамента и его внутреннем строении в значительной мере определили особенности собственно платформенной тектоники эпипалеозойских плит. Кроме того, вопрос о границе геосинклинальных формаций фундамента и осадочного платформенного чехла далеко не так прост и ясен, как это обычно трактуется в учебных курсах и монографических работах по общей тектонике. Эти обстоятельства делают необходимым рассмотрение предистории молодых платформ.

История развития палеозойских геосинклиналией в целом представляет собой чрезвычайно обширную и сложную проблему. Я остановился только на некоторых вопросах ее, а именно: на времени прекращения геосинклинального развития, условиях перехода к платформенному развитию и на основных типах структурных зон палеозойских складчатых областей к началу формирования платформенного чехла.

Общепринято подразделять историю развития геосинклинальной области в течение одного цикла на два этапа: собственно геосинклинальный, или главный, и орогенный. Первый характеризуется преобладанием погружений, накоплением в целом мощных, но изменчивых вкост простирающихся осадочных и эффузивных серий; второй — складчатостью, внедрением гранитных интрузий и преобладанием поднятий, которые формируют горно-складчатое сооружение — ороген. В соответствии с этим платформы рассматривают как зоны с ярко выраженным двухъярусным строением. Фундамент представляет собой комплекс пород геосинклинальной стадии развития, включая орогенный этап, а чехол — комплекс отложений платформенной стадии.

Эти представления были впервые наиболее четко сформулированы А.Д.Архангельским и Н.С.Шатским в 1933 г. и стали важнейшим принципом тектонического районирования материковой части земной коры.

Вместе с тем обнаруживается, что в пределах одной плиты, где фундамент образован различными по возрасту складчатыми системами, типичный платформенный чехол начинает формироваться приблизительно одновременно. Выясняется, что между окончанием складчатости и гранитного интрузивного магматизма и началом формирования типичного платформенного чехла существует значительный по времени разрыв. Этот разрыв особенно продолжителен в областях байкальской и каледонской складчатости и существенно короче в герцинидах, однако и здесь он охватывает несколько эпох.



В связи с этими обстоятельствами в последнее время обострился интерес к изучению периодов геологической истории между формированием палеозойских орогенов и началом формирования эпипалеозойского платформенного чехла. Этому в значительной мере способствовало развитие глубокого бурения на эпипалеозойских шитах, где в ряде районов скважинами были встречены комплексы пород, образовавшиеся после завершения складчатости и гранитоидного интрузивного магматизма, но до начала широких платформенных трансгрессий. Появились и получили широкое распространение в геологической отечественной литературе многочисленные, довольно близкие по смыслу понятия о "полуплатформенном", "промежуточном", "межгорно-впадинном", "парагеосинклинальном", "переходном", "предчехольном" этапах развития. Как и в предыдущих работах, я буду пользоваться названием "переходный этап" (комплекс) (Летавин, Крылов, 1959; Мирчинк и др., 1962, 1963; Крылов и др., 1964; Крылов, Летавин, 1966; и др.).

Характер перехода от геосинклинального развития к платформенному для байкалид и каледонид, с одной стороны, и для герцинид, с другой, был существенно различен. В связи с этим рассмотрим этот вопрос для догерцинских и герцинских складчатых областей отдельно.

#### Переходный этап развития областей байкальской и каледонской складчатости

Каледонские и байкальские (главным образом позднебайкальские - салаирские) складчатые сооружения широко развиты на юге Сибири (Саяно-Алтайская область) и в западной части Центрального Казахстана. Именно при изучении этих областей и были впервые выделены и описаны как особые постгеосинклинальные, но еще не платформенные комплексы пород среднего и верхнего палеозоя. Важную роль в познании этих комплексов сыграли труды А.А.Богданова (1954, 1959, 1960), М.И.Варенцова и др. (Варенцов, Дитмар, 1960; Варенцов, Дорошко, Куренков, 1962), В.И.Дитмара (1963, 1965, 1966), Н.С.Зайцева (1963), Г.Ф.Крашенинникова (1960), О.А.Мазаровича (1961), В.М.Мелешенко и др. (1960), А.В.Пейве (1948), В.А. Унксова (1960), Н.С.Шатского (1938), Е.Д.Шлыгина (1960) и др.

В пределах Алтае-Саянской области различают средне-позднепалеозойские унаследованные прогибы и наложенные впадины того же возраста. Унаследованные прогибы характеризуются преемственностью структурного плана от древнего палеозоя, полнотой стратиграфического разреза (от ордовика до перми), сложной складчатой структурой и широким развитием герцинского гранитного магматизма. Они должны рассматриваться как герцинские геосинклинальные складчатые структуры длительного развития, вклинивавшиеся в область догерцинской консолидации (Зайцев, 1963). Нас в данном случае интересуют только наложенные впадины. Они отличаются неправильной формой в плане, четким выраженным несогласием в подошве комплекса, выполняющего впадины, значительным отрывом по времени образования этого комплекса от каледонской или байкальской складчатости фундамента.

Наложённые межгорные впадины на каледонском основании, выполненные средне-верхнепалеозойскими отложениями, представляют собой структуры весьма распространенного специфического типа. Весьма широко они распространены в Саяно-Алтайской области (рис.1). На западе Центрального Казахстана к ним относятся Тенизская и Чу-Сарысульская впадины, в пределах каледонид Британ-

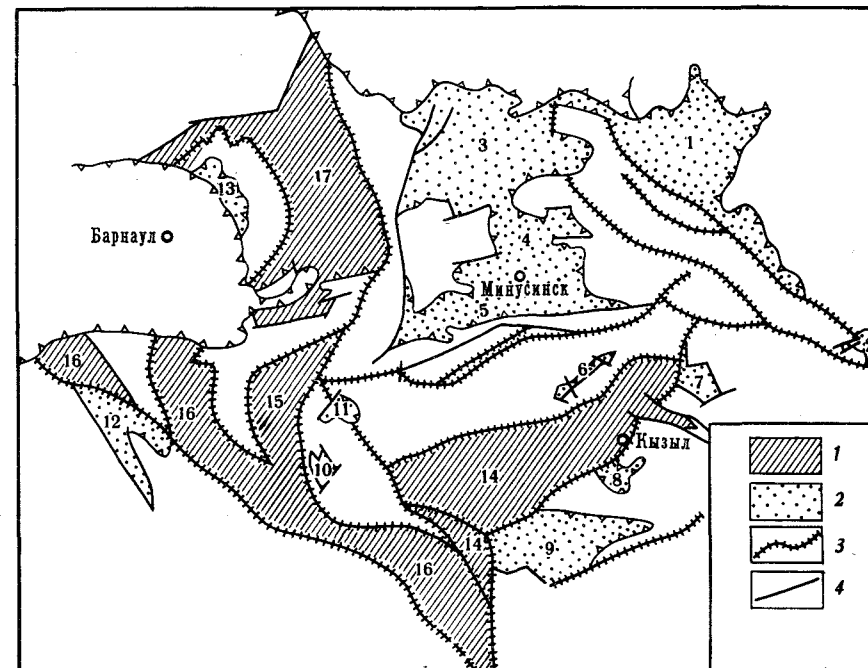


Рис.1. Схема расположения герцинских унаследованных прогибов и главнейших наложенных впадин в каледонидах Саяно-Алтайской области (по Н.С.Зайцеву, 1963)

1 - унаследованные прогибы; 2 - наложенные впадины; 3 - глубинные разломы; 4 - разломы

Цифры на схеме. Наложённые впадины:

I - Рюбинская; 2 - Ийская; 3 - Чулымско-Енисейская; 4 - Сыдо-Ербинская; 5 - Минусинская; 6 - Усинская; 7 - Талжинская; 8 - Меджигейская; 9 - Убсунур-Тсхемская; 10 - Улаганская; II - Еринатская; 12 - Коргонская; 13 - Дертская.

Унаследованные прогибы: 14 - Тувинский; 15 - Уйлинско-Лебедский; 16 - Ануйско-Чуйский; 17 - Кузнецкий

ских островов - Оркадская и Срединной долины, а также ряд наложенных впадин в пределах каледонид и байкалид Австралии (рис.2). Фрагменты подобных структур известны на о.Шпицберген, в Гренландии и других районах.

Средне-позднепалеозойский комплекс в зонах каледонской консолидации начинается обычно девонскими отложениями (в Австралийских каледонидах - верхним девонем), в пределах зон байкальской складчатости на юге Сибири - иногда верхнесилурийскими, а в отдельных впадинах на байкальском основании в Восточной Австралии - даже ордовикскими.

Наложённые межгорные впадины каледонид и байкалид чаще имеют слабо вытянутую или неправильную форму, реже встречаются грабенообразные прогибы (в основном в Австралии). Нет достаточно веских оснований считать, что эти впадины наследуют синклинарии каледонского или байкальского геосинклинального комплекса. В то же время их контуры обычно находятся в соответствии с простиранием складчатых структур фундамента. Именно в таком смысле они наследуют древнюю байкальскую или каледонскую тектонику. В этом отношении особенно показательны хорошо изученные впадины запада Центрального Казахстана и Шотландии.

Средне-позднепалеозойский комплекс наложенных впадин каледонид и байкалид характеризуется специфическим набором формаций. Уже неоднократно от-

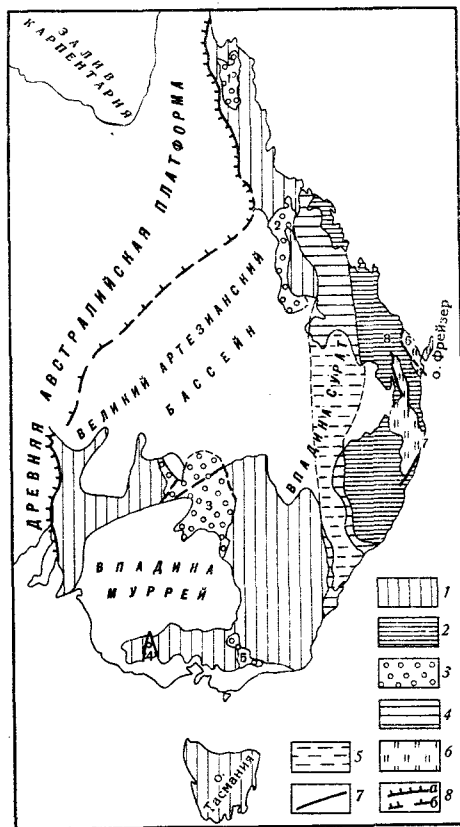


Рис. 2. Обзорная карта орогенных и посторогенных структур Восточной Австралии (по Н.А.Богданову, 1967, с упрощениями)

1 — байкальские и каледонские складчатые сооружения; 2 — герцинские складчатые сооружения; 3 — верхнедевонские наложенные впадины в каледонидах и байкалидах; 4 — герцинский передовой прогиб; 5 — герцинский передовой прогиб, перекрытый платформенным чехлом; 6 — нижне-мезозойские грабены в зоне герцинской складчатости; 7 — разломы; 8 — граница древней Австралийской платформы: а — достоверная, б — предполагаемая.

Цифры на карте:

1 — Ходкинсонская впадина; 2 — Друммондская впадина; 3 — Дарменгская впадина; 4 — грабен Уартук; 5 — Авонская впадина; 6 — впадина Мериборо; 7 — впадина Кларенс-Моретон; 8 — грабен Эск

мечалось, что формационные ряды различных удаленных друг от друга впадин очень сходны (Крашенинников, 1960; Мазарович, 1961; Крылов и др., 1964; и др.). Обычно формационный ряд включает следующие формации (снизу вверх):

вулканогенную (порфировую) и красноцветную (нижнюю молассовую), которые замещают друг друга в горизонтальном направлении или в различной последовательности сменяют друг друга в разрезе;

карбонатно-терригенную, морского происхождения, охватывающую обычно комплекс пород от фаменского яруса до турне или до намюра;

верхнюю молассовую, охватывающую верхний палеозой, из ее состава обособляются в некоторых случаях угленосная и верхняя красноцветная.

Нижняя и верхняя красноцветные молассы иногда включают галогенно-сульфатные породы и могут рассматриваться как эвапоритовые формации. Так, например, обстоит дело в Чу-Сарысуйской впадине, где выделяются два сульфатно-галогенных комплекса: девонский и пермский (Дитмар, 1966).

Наиболее полные формационные ряды средне-позднепалеозойского комплекса на каледонидах установлены в западной части Центрального Казахстана. В других районах часто происходит сокращение ряда за счет выпадения одной или нескольких формаций. Самый сокращенный ряд известен во впадинах каледонид Австралии; здесь он представлен иногда только одной верхнедевонской красноцветной формацией или вулканогенной и красноцветной формациями (Spencer-Jones, 1965; Богданов, 1967; и др.).

Сопоставляя формационные ряды средне-позднепалеозойских комплексов в ка-

ледонидах с формационными рядами разновозрастных комплексов древних платформ, в ряде случаев можно видеть существенное сходство. Так, например, сравнивая разрезы Чу-Сарысуйской наложенной впадины в каледонидах Центрального Казахстана и Днепровско-Донецкой впадины Русской платформы, можно отметить следующие общие черты: наличие эффузивов в ассоциации с красноцветными породами в низах разреза девона, присутствие девонской соли, карбонатных или карбонатно-терригенных формаций позднедевонско-раннекаменноугольного или каменноугольного возраста, наличие раннепермской эвапоритовой формации, позднепермских красноцветов. Подобную сопоставимость можно отметить и для некоторых других структур. Однако во всех случаях совпадение формационных рядов среднего и позднего палеозоя каледонид и древних платформ приблизительно.

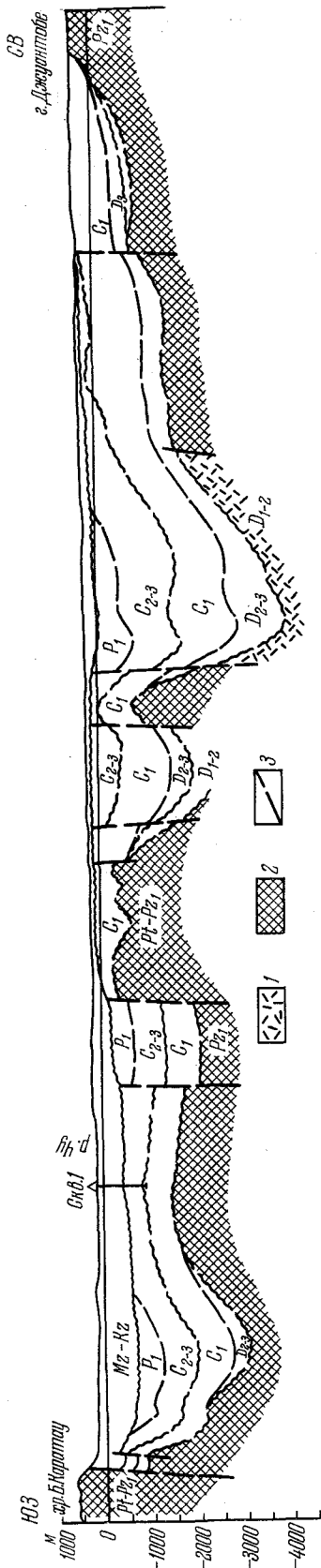
Вместе с тем формационные ряды рассматриваемого комплекса зон каледонской и байкальской консолидации обнаруживают частные черты сходства с формационными рядами герцинид. Важное отличие здесь заключается в отсутствии в пределах наложенных впадин флишевых формаций, характерных для геосинклиналей и присутствующих, в частности, в так называемых унаследованных прогибах. Таким образом, формационные ряды наложенных впадин занимают промежуточное положение между разновозрастными формационными рядами платформ и геосинклиналей.

Для средне-позднепалеозойского этапа развития каледонид и байкалид характерна значительная и разнообразная магматическая деятельность. Эффузивные породы широко развиты в девоне. При этом в каледонидах и байкалидах на территории СССР эффузивная деятельность относится в основном к раннему и среднему девону, а на территории Австралии — к позднему. В раннем карбоне следы вулканизма очень редки. Среди девонских эффузивов встречаются различные по составу породы, однако кислые разности преобладают. Этим, в частности, отличаются каледониды от древних платформ, где к девону приурочены главным образом основные эффузивные породы (Днепровско-Донецкая впадина).

Для средне-позднепалеозойского этапа развития каледонид и байкалид характерно и внедрение гранитоидных интрузий. В пределах западной части Центрального Казахстана внедрение гранитоидов относится к среднему палеозою. Интрузии обычно прорывают нижне- и среднедевонские породы и гораздо реже — более молодые — верхнедевонские и нижнекаменноугольные. Здесь гранитный магматизм предваряет во времени главную фазу интрузивной деятельности в сопредельных герцинидах. В каледонидах Восточной Австралии внедрение гранитоидов приурочено к позднепалеозойскому времени и приблизительно совпадает с главной фазой интрузивного магматизма в сопредельной герцинской складчатой системе Новой Англии (Богданов, 1967). Граниты здесь прорывают нижнекаменноугольные отложения, которыми заканчивается комплекс наложенных межгорных впадин. В каледонидах Восточной Австралии, по данным Н.А.Богданова (1967), намечаются пространственные закономерности в развитии магматизма. Эффузивные породы в верхнем девоне и в нижнем карбоне максимально развивались в приразломных (грабенообразных) наложенных впадинах. Роль верхнепалеозойских гранитных интрузий в пределах каледонской зоны возрастает с запада на восток — в сторону герцинской складчатой системы Новой Англии.

Гранитный интрузивный магматизм среднего-позднего палеозоя в каледонидах проявился гораздо слабее, чем в герцинидах.

Отложения, выполняющие наложенные впадины на байкальском и каледонском складчатом основании, дислоцированы. Однако здесь, как правило, отсутству-



от настоящие складчатые дислокации. Крупные структуры в пределах наложенных впадин имеют весьма ярко выраженный глыбовый характер (рис.3). Среди мелких дислокаций преобладают короткие брахискладки и коробчатые антиклинали, также, видимо, связанные с блоковыми движениями древнего складчатого основания. Эти локальные структуры не составляют обычно линейных систем. Для многих таких структур устанавливается их длительное развитие, одновременное с осадконакоплением. В Чу-Сарысуьской впадине, кроме того, развиты солянокупольные структуры. Таким образом, отличие структуры средне-позднепалеозойского комплекса каледонид и байкалид от структурных условий герцинид выступает достаточно ярко.

Средне-позднепалеозойский этап в каледонидах и байкалидах характеризуется в большинстве случаев четкой эволюцией тектонического режима. Начало этого переходного этапа отличается максимальной интенсивностью движений, преобладанием поднятий над опусканиями и мощной наземной вулканической деятельностью. Постепенно тектоническая активность снижалась: уменьшался темп прогибания в наложенных впадинах и резко сокращалась интенсивность поднятий в обрамлениях впадин. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения в каледонидах Казахстана и Сибири нередко "выхлестывали" за пределы впадин. В позднепалеозойское время, в период орогенеза, в сопредельных герцинидах происходила активизация поднятий с частичными перестройками структурного плана. Эта позднепалеозойская активизация проявилась не повсеместно. Она была минимальной в пределах Шотландии. В Восточной Австралии она выразилась в общем поднятии

Рис.3. Схематический геологический профиль северо-западной части Чу-Сарысуьской депрессии (по В.И. Дитмару, 1966). Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:10

1 - ниже-среднедевонские эффузивно-терригенные образования; 2 - докембрийские и нижнепалеозойские образования; 3 - дизъюнктивные нарушения

каледонид и прекращении осадконакопления в период среднего и позднего карбона. В пределах Центрального Казахстана эта активизация проявилась в интенсификации поднятий и размыва в обрамлениях впадин и в сокращении размеров последних, а также в разделении ранее единых депрессий на отдельные более мелкие впадины. Наиболее ярким примером такой перестройки является разделение крупной среднепалеозойской депрессии на западе Центрального Казахстана на Чу-Сарысуьскую и Тенизскую впадины, которое началось в визе-на-море (Дитмар, 1965).

Последовательное, направленное изменение тектонических условий в каледонидах и байкалидах в течение среднего и позднего палеозоя достаточно четко отражается в формационных рядах и в особенностях магматической деятельности, о чем было сказано выше.

Длительность развития структурного плана наложенных впадин проявлена в последовательном упрощении строения от нижних горизонтов комплекса к верхним.

Подосва комплекса наложенных межгорных впадин, как было отмечено выше, выражена всегда четким угловым несогласием. Перерыв в осадконакоплении здесь был различным по продолжительности. Так, например, в пределах Минусинских впадин в складчатый комплекс фундамента входит средний кембрий, а комплекс наложенных впадин начинается с девона. В Усинской впадине (см. рис.1) наиболее молодой толщей фундамента является "зелено-фиолетовая" формация конца кембрия - начала ордовика, а переходный комплекс начинается отложениями конца силура (Зайцев, 1963). В западной части Центрального Казахстана (Чу-Сарысуьская и Тенизская впадины) ордовик и силур - наиболее молодые стратиграфические серии складчатого основания, а нижний девон - наиболее древний горизонт комплекса, выполняющего впадины (Дитмар, 1965, 1966). В каледонидах Восточной Австралии средний девон местами входит еще в складчатый комплекс фундамента, слагая синклинали Лахланской складчатой системы, а эффузивы и красноцветы верхнего девона участвуют уже в строении наложенных впадин (Богданов, 1967).

К этим различным по продолжительности перерывам и приурочена главная складчатость, т.е. формирование орогенов. Породы, синхронные этому собственно орогенному этапу, распространены очень нешироко. В пределах каледонид Шотландии (впадина Срединной долины) к этому комплексу можно отнести пестроцветные и морские сероцветные молассы конца ордовика и силура (Моссаковский, 1965). В каледонидах Восточной Австралии основной складчатости, возможно, синхронны среднедевонские песчано-карбонатные и эффузивные породы; в обрамлении Чу-Сарысуьской впадины, в Центральном Казахстане - силурийские красноцветы, распространенные крайне ограниченно. В ряде районов каледонской и байкальской складчатости эти комплексы не установлены (например, в обрамлении Минусинских впадин). Именно к этим спорадически развитым породам и применимо, как мне кажется, название "орогенные комплексы". С этих позиций комплексы, выполняющие наложенные впадины в каледонидах и байкалидах, должны рассматриваться как посторогенные.

Несмотря на отличия тектонического режима средне-позднепалеозойского этапа развития байкалид и каледонид от типичного геосинклинального, этот режим все же не может считаться платформенным. А.Л. Яншин (Тектоника Евразии, 1966) рассматривает наложенные впадины каледонид и байкалид как одну из трех категорий особых - не платформенных и не геосинклинальных - структур. Для обозначения этого этапа были предложены различные названия, отра-

жающие или особенности режима (полуплатформенный, парагеосинклиальный), или особенности структур (брахигеосинклиальный, межгорно-впадинный), или положение этапа в общей эволюции тектонического режима (переходный, промежуточный).

Собственно платформенный чехол в пределах молодых платформ с байкальским и каледонским фундаментом широким плащом перекрывает и наложенные межгорные впадины, выполненные средне-верхнепалеозойскими отложениями, и разделяющие их поднятия, сложенные складчатыми комплексами фундамента. В.Н.Соболевская (1965) считает, что формирование чехла молодых платформ начинается только после прекращения орогенеза в наиболее молодой геосинклиальной складчатой системе в данной области. Это положение согласуется с имеющимися материалами по Западной Сибири, где на байкалидах и каледонидах чехол начинается нижнеюрскими отложениями, т.е. несколько более древними породами, чем чехол на герцинидах, но более молодыми, чем орогенные процессы в последних. В пределах Западно-Европейской молодой платформы чехол на каледонидах начинается в некоторых случаях, видимо, с нижней перми, т.е. также начал формироваться раньше, чем на герцинидах, но все-таки позже, чем окончание складчатости в них. Однако такое положение выдерживается не повсеместно. Исключение составляют каледониды Восточной Австралии, где чехол начинается местами пермскими отложениями, синхронными орогенезу в сопредельной герцинской системе Южной Англии. Следует заметить, что такие соотношения редки. К тому же пермь и триас, входящие в состав чехла в качестве базальных горизонтов, в отдельных местах австралийских каледонид имеют небольшие мощности; интенсивные прогибания начались здесь в юрской период.

Каледонские и байкальские складчатые сооружения вместе с наложенными средне-позднепалеозойскими впадинами широко развиты на поверхности. Это в значительной мере способствовало выяснению особенностей строения средне-верхнепалеозойского этажа этих зон. Но каледониды и байкалиды образуют на значительных территориях фундамент молодых плит, будучи перекрытыми платформенным чехлом. Особенно большие площади заняты байкалидами и каледонидами, видимо, под мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири. Среди весьма разнообразных по составу, степени метаморфизма и возрасту доюрских пород, вскрытых здесь глубокими скважинами, встречаются и среднепалеозойские отложения, которые в некоторых случаях по формационным признакам, степени метаморфизма и характеру дислоцированности могут рассматриваться как породы наложенных межгорных впадин. Так, например, Касской опорной скважиной вскрыты среднедевонские красноцветы, Белогорской — эффузивы и красноцветные терригенные породы начала среднего девона; девонские (возможно, верхнедевонские) известняки встречены скважиной близ г.Ханты-Мансийска на Фроловской площади; видимо, верхнекаменноугольные песчано-глинистые породы вскрыты на Видуловской площади; Чулымской опорной скважиной вскрыты нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения. Однако контуры наложенных впадин и внутренняя структура выполняющих их комплексов в пределах плиты остаются точно не установленными.

#### Орогенный и переходный этапы развития герцинид

Герцинские складчатые сооружения образуют фундамент Туранской и Предкавказской плит, Северо-Африканской платформы, большей части Западно-Европейской

платформы, части Западно-Сибирской плиты, Дунбейской платформы в Восточной Азии, части Восточно-Австралийской платформы, юго-восточной части молодой платформы Северной Америки. Герцинский (позднепалеозойский) орогенез сыграл огромную роль в образовании крупных стабильных массивов земной коры — молодых платформ. В результате герцинской складчатости были "спаяны" воедино разобщенные ранее зоны догерцинской — байкальской и каледонской — консолидации. Как было отмечено выше, в большинстве случаев только с завершением герцинского орогенеза началось образование собственно осадочного чехла молодых платформ.

По материалам изучения Туранской плиты и Предкавказья, а также по литературным источникам по другим районам зон герцинской складчатости на молодых платформах автором был проведен структурный и формационный анализ комплексов, образовавшихся в период от начала позднепалеозойской складчатости до становления типично платформенных условий.

Просмотренный материал приводит к выводу о том, что между собственно геосинклиальными формациями и платформенным чехлом в зонах герцинской складчатости, кроме орогенного комплекса, может быть выделен еще один особый тектонический комплекс — переходный. К этому комплексу следует отнести верхнепермские — нижнелейасовые отложения на восточном склоне Урала, пермо-триас эпигерцинской платформы юга СССР, триасовые отложения Северной Добруджи, стефанско-нижнепермские отложения герцинид Западной Европы и Северо-Западной Африки, верхнетриасовую серию Ньюарк во внутренней зоне Аппалачей, верхнепермско-нижнемеловой комплекс во внутренней зоне Австралийских герцинид. Соответственно, следует различать и две различные стадии развития герцинских складчатых областей: орогенную и переходную.

Орогенный этап — это период геологической истории, в течение которого происходят складчатость, интрузивный гранитный магматизм и в результате которого геосинклиальная область превращается в ороген, т.е. в складчатую область. Орогенный этап в таком понимании, безусловно, должен рассматриваться как неотъемлемая часть геосинклиального цикла или геосинклиальной стадии развития, как заключительный этап развития геосинклиальной области или системы (Муратов, 1964). Имея в виду именно этот период геологической истории, Ж.Обуэн (1967) говорит о позднегеосинклиальном этапе. А.А.Моссаковский (1965) выделяет его в качестве первой стадии ("нижних моласс"), включая ее и последующие в орогенный этап, который понимается этим автором очень широко. В принятом мной понимании орогенного этапа он соответствует "стадии складчатости" С.С.Кузнецова (1956) и, видимо, третьей стадии геосинклиального цикла В.Е.Хайна (1954).

Наиболее ярким и представительным примером орогенного комплекса могут служить и верхнепалеозойские отложения Тяньшанид (обычно верхнебашкирский подъярус — низы нижней перми).

Верхнепалеозойский комплекс пород развит здесь нешироко, образуя ряд прогибов (рис.4). Для средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Тянь-Шаня, по данным Н.М.Синицына (1960), А.Д.Миглухо-Маклая (1963), М.Н.Соловьевой (1963) и других исследователей, характерна быстрая фаціальная изменчивость пород по площади. Наиболее широко распространена сероцветная моласса, в верхних частях комплекса встречается пестроцветная молассоидная формация, в отдельных районах (особенно в Кураминской зоне) большая роль принадлежит вулканогенным формациям.

Первые складкообразовательные движения проявились в среднекаменноуголь-

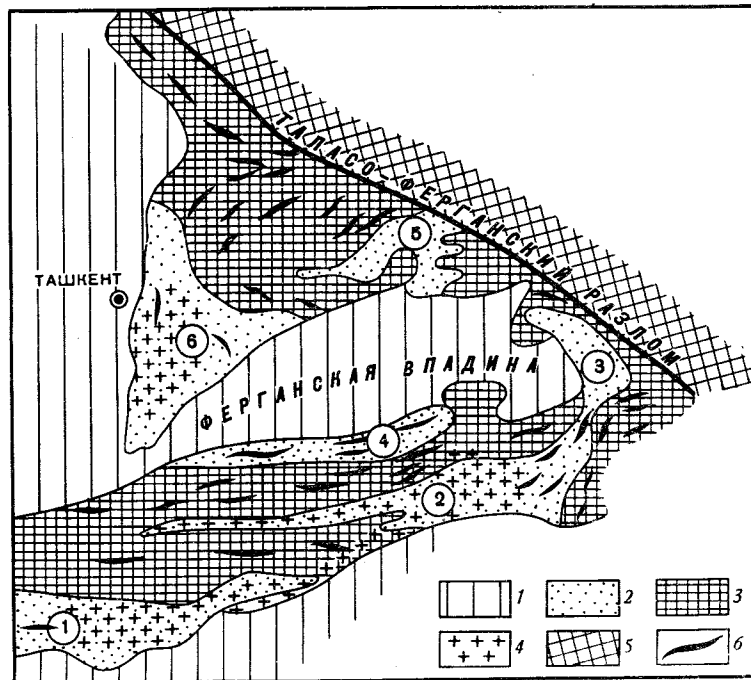


Рис.4. Схема расположения позднепалеозойских прогибов в Южном и Центральном Тянь-Шане

1 - мезозой - кайнозой; 2 - верхний палеозой; 3 - доорогенные (средне- и нижнепалеозойские) образования; 4 - зоны интенсивного проявления позднепалеозойского гранитоидного магматизма; 5 - каледониды Северного Тянь-Шаня; 6 - оси некоторых складчатых структур

Цифры на схеме. Зоны: 1 - Южно-Гиссарская; 2 - Сурметашская, 3 - Яссинская, 4 - Карачатурская, 5 - Атайнакская, 6 - Кураминская

ную эпоху в пределах зарождавшихся поднятий. Характерным рубежом в разрезе палеозоя является граница нижнего и верхнего башкирских подъярусов (Соловьева, 1963). Заключительная фаза складчатости, создавшая дислокации верхнепалеозойского комплекса и проявившаяся главным образом в орогенных прогибах произошла одновременно во всех зонах, но повсеместно в промежутке от конца позднекаменноугольного до первой половины раннепермского времени. Эта последняя фаза складчатости сопровождалась интенсивным гранитоидным магматизмом.

Таким образом, образование этого комплекса синхронно орогенезу. Более молодые комплексы (верхняя пермь - нижний триас и местами нижняя пермь) не несут уже следов складчатости.

К орогенному комплексу относятся вестфальские (местами нижнекаменноугольные и вестфальские) отложения в герцинидах Западной Европы, каменноугольные отложения в герцинской зоне Аппалачей и, возможно, каменноугольные и нижнепермские отложения герцинской складчатой системы Новой Англии на востоке Австралии.

Орогенный этап, несмотря на то, что он охватывал обычно несколько геологических эпох, должен рассматриваться как качественный, революционный скачок в истории развития геосинклинальной области (Горшков, 1960).

**Переходный этап** - период геологической истории после завершения складчатости и гранитного интрузивного магматизма до начала формирования типично платформенного чехла, т.е. период существования уже сформированного орогена до превращения его в платформу. Ж.Обуэн называет эту стадию постгеосинклинальной, А.А.Моссаковский относит ее ко второй ("горообразовательной") и третьей ("верхних моласс") стадиям орогенного этапа; эта стадия, видимо, соответствует четвертой стадии В.Е.Хаина. В.Н.Соболевская (1965) отделяет этот этап от геосинклинального и платформенного и называет его предчехольным.

Переходный этап в развитии герцинид характеризуется рядом специфических черт тектонического режима. Это период преимущественного воздымания молодой складчатой области. Свидетельством тому служат ограниченное распространение переходного комплекса на территории герцинских складчатых областей и в значительной степени грубый состав толщ комплекса. Поднятия переходного этапа продолжают воздымание, начавшееся в собственно орогенный этап. В этом отношении переходный этап связан с орогенной стадией геосинклинального цикла.

Среди структур, контролирующих распространение переходного комплекса в герцинидах, можно выделить несколько основных типов: односторонние грабены, нормальные грабены и грабенообразные прогибы, изометричные впадины.

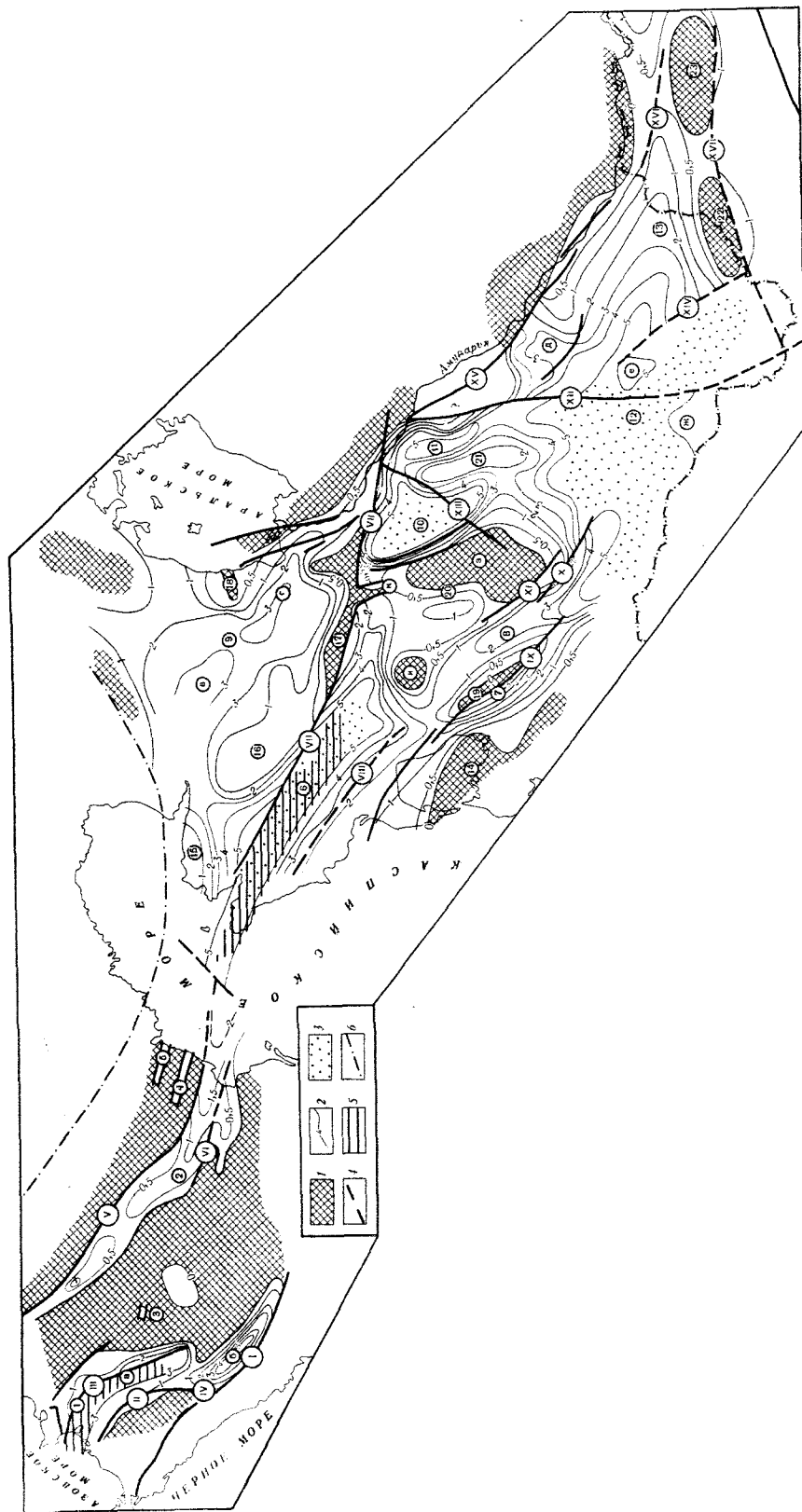
Односторонние грабены - наиболее распространенный тип крупных отрицательных структур переходного этапа. Широко развит этот тип пермо-триасовых структур в Предкавказье и Средней Азии (рис.5). Кроме того, односторонние грабены являются господствующим типом структур в Аппалачах (рис.6), встречаются в пределах уралид и в Восточной Австралии (см.рис.2).

Нормальные, или двусторонние, грабены развиты в Зауралье и в пределах Тургая (рис.7,8), в Предкавказье (Расшеватский, Полдневский), в герцинской области Западной Европы. Это также весьма характерный тип депрессий переходной стадии развития.

Примером крупного линейного грабенообразного прогиба может служить Мангышлакский пермо-триасовый прогиб (см.рис.5). Симметричные прогибы с относительно пологими крыльями и изометричные впадины, приближающиеся по своей морфологии к платформенным структурам, распространены мало. К такому типу структур относится Внутрисудетская впадина, Северо-Устьюртская пермо-триасовая депрессия и, возможно, некоторые другие структуры.

Таким образом, различные грабены и линейные грабенообразные прогибы являются основными, наиболее характерными формами структур, формирующихся в переходный этап развития герцинид. Иногда эти структуры территориально приблизительно совпадают с депрессиями орогенного этапа развития (Тебердинский пермский односторонний грабен, Саар-Заальский прогиб; рис. 9, 10). Однако такие соотношения не являются характерными. Грабены и линейные грабенообразные прогибы чаще формируются независимо от знака структур геосинклинального этапа развития, но во всех достаточно хорошо изученных районах обнаруживается связь грабенов и прогибов переходного этапа с древними крупными разломами. С активизацией движений по разломам древнего заложения и связано образование рассматриваемых структур.

Переходный комплекс в зонах герцинид представлен специфическим рядом формаций. Это, прежде всего, различные молассы: грубая красноцветная (или пестроцветная), тонкая пестроцветная, сероцветная, угленосная. Широко рас-



пространены эффузивные и эффузивно-терригенные формации. Несколько менее характерны формации: карбонатная, терригенно-карбонатная и сероцветная песчано-глинистая морского происхождения. Последние встречаются только в пределах эпигерцинской платформы юга СССР и Мизийской плиты. В формационном отношении переходный комплекс герцинид обнаруживает определенное сходство с орогенным комплексом фундамента. Формации, образовавшиеся в течение этих двух различных стадий, в целом принадлежат к широкой группе орогенных формаций (Херасков, 1964).

Формационные ряды конкретных районов содержат обычно одну-три формации. В отличие от переходных комплексов зон каледонской и байкальской складчатости переходный комплекс герцинид не обладает однообразием формационных рядов в различных удаленных друг от друга складчатых областях. В качестве общей закономерности строения формационных рядов может быть отмечена только тенденция к приуроченности более грубых по составу толщ к нижней части разреза и более тонких - к верхней.

Эффузивный магматизм весьма характерен для переходного этапа развития. В отличие от переходного комплекса в байкалидах и каледонидах для зон герцинской консолидации нельзя указать временных закономерностей в вулканических проявлениях. Так, например, в восточной части уралид эффузивно-терригенная туринская серия приурочена к самым низам переходного комплекса, на Мангышлаке и в Предкавказье следы эффузивной деятельности относятся к самым верхним, во внутренней зоне герцинской складчатой системы Новой Англии (Восточная Австралия) - к средним частям и верху разреза переходного комплекса, в герцинидах Западной Европы - к верхней части (красный лежень), в Южно-Гиссарской зоне тяньшанид - к низам переходного комплекса. Весьма разнообразны эффузивные породы и по составу: от кислых до основных. Кроме эффузивной деятельности, для переходного этапа развития в герцинидах характерны внедрения небольших гипабиссальных интрузий, особенно в конце переходного этапа.

Рис. 5. Палеотектоническая схема эпигерцинской платформы юга СССР пермо-триасового этапа

I - области отсутствия пермо-триасовых отложений; 2 - изопачты пермо-триасовых отложений, в км; 3 - районы, где мощность пермо-триасовых отложений значительно превышает 5 км; 4 - разрывные нарушения; 5 - зоны развития линейной складчатости в пермо-триасовом комплексе; 6 - граница Русской платформы

Цифры на схеме. Палеотектонические элементы: I - Западно-Предкавказский прогиб (а - Ейско-Березанская мульда, б - Тебердинский грабен); 2 - Мангышский прогиб; 3 - Расшеватский грабен; 4 - Промысловский грабен; 5 - Полдневский грабен; 6 - Мангышлакский прогиб; 7 - Туаркырский грабен; 8 - Учтаганский прогиб; 9 - Северо-Устюртская впадина (в - Самская мульда, г - Барсакельмесская мульда); 10 - Дарьялык-Лауданский прогиб; 11 - Балкуинский прогиб; 12 - Мургабская депрессия (д - Кабаклинский залив, е - Марийское относительное поднятие, ж - Нижнетедженское относительное поднятие); 13 - Верхнеамударьинский прогиб; 14 - Карабогазское поднятие; 15 - Бузачинское поднятие; 16 - Байчагыро-Аркимбайское поднятие; 17 - Центрально-Устюртское поднятие; 18 - Актумсукское поднятие; 19 - Туаркырское поднятие; 20 - Каракумское поднятие (з - Центрально-Каракумский выступ, и - Кумсебшенский выступ, к - Шорджинский выступ); 21 - Беурдишикское поднятие; 22 - Майманинский выступ; 23 - Северо-Афганский выступ.

Разломы: I - Тырнаузский; II - Тимашевский; III - Северо-Каневский; IV - Курджинский; V - Северо-Мангышский; VI - Восточно-Мангышский; VII - Центрально-Устюртский; VIII - Южно-Мангышлакский; IX - Туаркырский; X - Западно-Карауорский; XI - Восточно-Карауорский; XII - Восточно-Унгузский; XIII - Центрально-Каракумский; XIV - Мургабский; XV - Амударьинский; XVI - Альбурз-Мормульский; XVII - Северо-Банди-Туркестанский

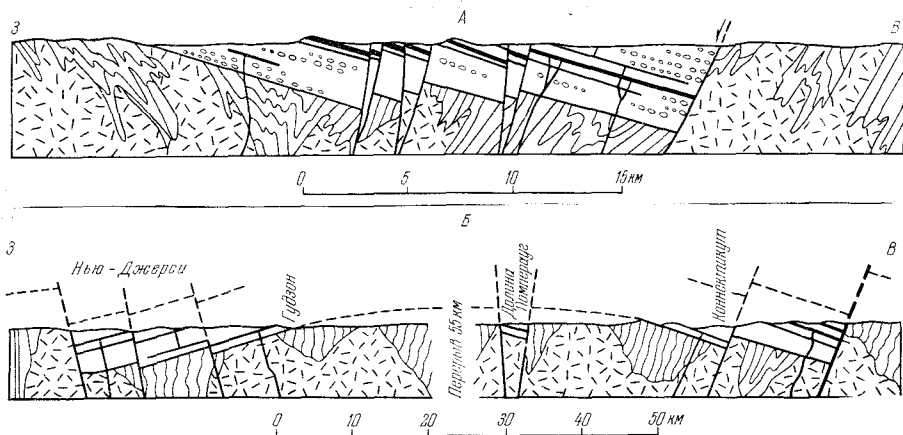


Рис.6. Разрезы, показывающие структуру триасовых пород (группа Ньюарк) в южной части северных Аппалачей (Кинг, 1961)

А - разрез через Коннектикутскую долину вблизи Хартфорда, штат Коннектикут;  
 Б - региональный разрез от Коннектикута до Нью-Джерси

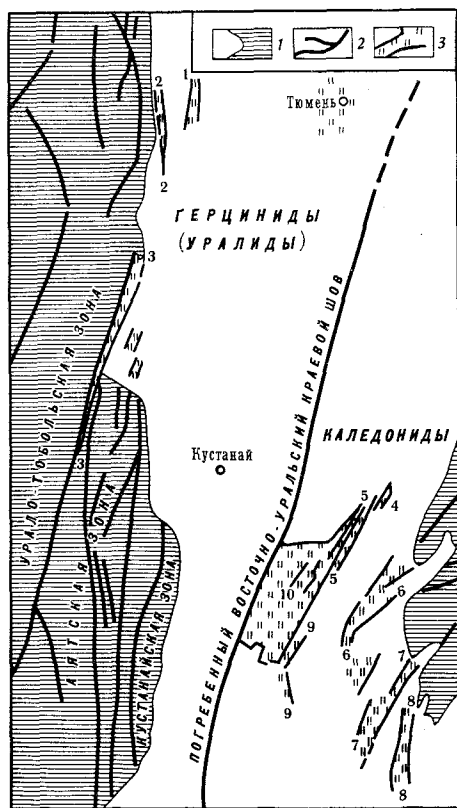


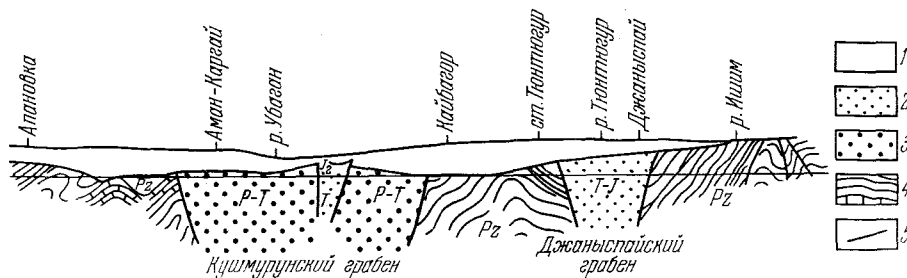
Рис. 7. Обзорная карта грабенообразных прогибов Зауралья и Тургая

1 - выходы складчатого фундамента;  
 2 - главные допермские разломы;  
 3 - грабены, выполненные пермо-триасовыми, лейасовыми и среднеюрскими породами

Цифры на карте. Грабены:  
 1 - Анохинский; 2 - Буланаш-Елкинский; 3 - Челябинский; 4 - Карашиликский; 5 - Был-Куладакский; 6 - Джаныспайский; 7 - Савинковско-Кызылтальский; 8 - Кеновский; 9 - Наурзумский; 10 - Кушмурунский

Рис.8. Геологический профиль по линии р.Убаган - р.Ишим (по В.Н.Соболевской, 1965)

1 - отложения верхнего структурного этажа (чехол); 2 - верхняя осадочно-туфогенная серия (Т - J); 3 - нижняя эффузивно-осадочная серия (Р - Т); 4 - складчатые палеозойские отложения нижнего структурного этажа; 5 - разломы



Характер дислокаций переходного комплекса весьма разнообразен. Наиболее типичны интенсивные глыбовые дислокации - моноклинали, разбитые сложной системой сбросов. Такие формы залегания можно указать во всех складчатых областях герцинского возраста. Местами устанавливается пологая складчатость - "волнистое" залегание и пологие брахиформные структуры субплатформенного типа. Наименее типична для переходного комплекса настоящая линейная складчатость. Кроме районов Северного Афганистана, юго-восточной части Ферганского хребта, Горного Мангышлака и, возможно, Ейско-Березанского района в северо-западном Предкавказье, в настоящее время нельзя привести дополнительных примеров развития полной складчатости в переходном комплексе. Такая настоящая складчатость "геосинклиналиного" типа связана исключительно с зонами наиболее интенсивных погружений переходного этапа.

Переходный комплекс распространен во внутренних зонах герцинских складчатых областей и значительно реже встречается у границы герцинид и допалеозойской платформы. Видимо, единственным примером такого случая может служить система прогибов и грабенов вдоль южной окраины Русской платформы от Ейского полуострова на востоке до низовьев Дуная на западе. Здесь эта система депрессий занимает место передового прогиба, однако, как справедливо писал В.Е.Хайн (1964), ни по соотношению во времени между складчатостью в герцинидах и формированием этой троговой депрессии, ни по характеру дислокаций она не может быть отнесена к передовым прогибам.

Переходный комплекс во внутренних частях герцинских складчатых областей начал формироваться гораздо позже, чем передовые прогибы вдоль внешнего края тех же областей. Формирование передового прогиба и грабенов, выполненных переходным комплексом, лишь иногда несколько перекрывало друг друга во времени. Однако это перекрытие было всегда невелико. Например, Предуральский передовой прогиб (за исключением его северной части) формировался со среднего карбона до раннего триаса, а грабены переходного этапа на Урале и в Зауралье развивались от поздней перми до лейаса. Такое же частичное наложение событий во времени можно видеть в пределах Восточной Австралии: окончательное прекращение развития Сиднейско-Боуэнского прогиба относится к раннему триасу, а наиболее древние породы в наложенных впадинах имеют позднепермский и раннетриасовый возраст. Для герцинид Северной Америки и Западной Европы такого перекрытия нет вовсе.

Это иногда встречающееся частичное совпадение связано с неодновременностью завершения собственно орогенного этапа в различных частях складчатой области. Передовые герцинские прогибы - это самые молодые орогенные структуры. Они могут завершать свое развитие, когда во внутренних частях складчатой области начался уже переходный этап и установился свойственный ему тектонический режим.

Выделение переходного комплекса и переходного этапа развития в зонах герцинской складчатости в той или иной форме признается рядом исследователей. Другая группа тектонистов отрицает целесообразность выделения переходного комплекса и соответствующей самостоятельной стадии. Например, И.С.Вольвовский, Р.Г. Гарецкий, А.Е.Шлезингер и В.И.Шрайман (1966, стр.44) пишут: "К "переходным" толщам обычно относят совершенно различные в структурном и формационном отношении породы, что еще больше осложняет разделение фундамента и платформенного чехла", а выше: "С нашей точки зрения, такое выделение является нецелесообразным. Оно не раскрывает существа явления и уводит исследователей от конкретного изучения и сравнения этих толщ". А.Л.Яншин

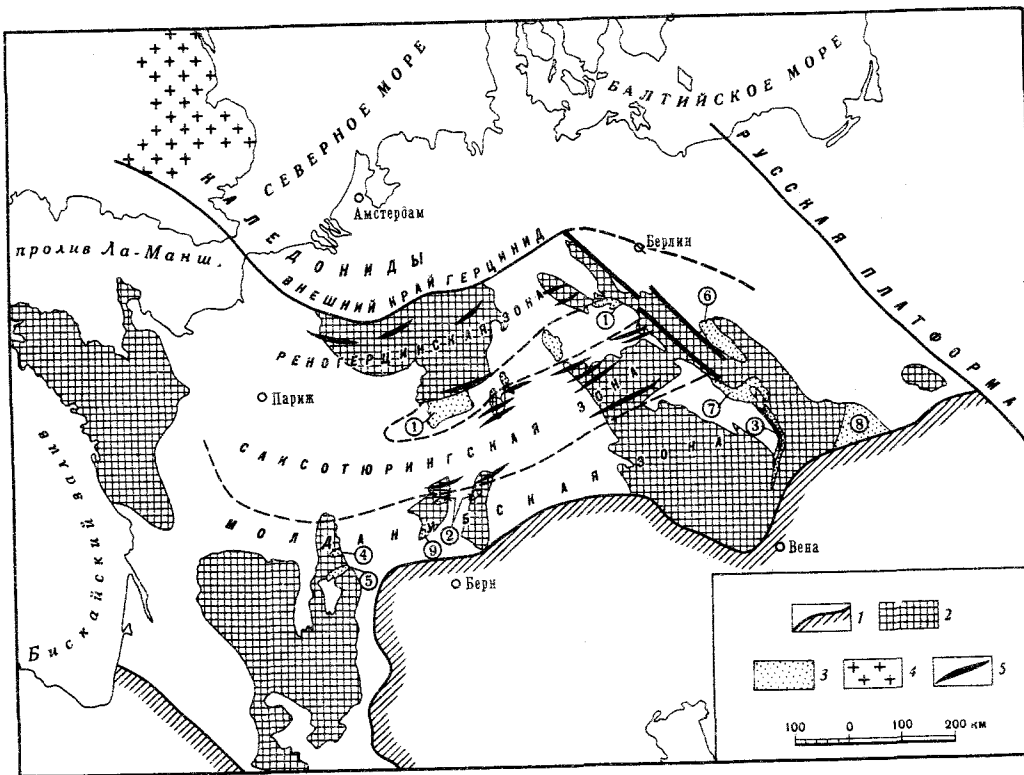


Рис.9. Обзорная карта позднепалеозойских структур западноевропейских герцинид

1 - внешний край альпийских передовых прогибов; 2 - выходы довестфальского геосинклинального комплекса; 3 - выходы орогенных и посторогенных формаций позднего палеозоя во внутренних зонах герцинской складчатой области; 4 - докембрийский кристаллический массив в каледонидах Англии; 5 - направления осей герцинских складок

Цифры на карте. Депрессии позднего палеозоя: 1 - Саар-Заальский прогиб; 2 - Лаах-Баденский грабен; 3 - Босковицкий грабен; 4 - прогиб Отен; 5 - прогиб Блази-Бер; 6 - Северо-Судетская впадина; 7 - Внутрисудетская впадина; 8 - Верхнесилезская впадина; 9 - впадина Роншам

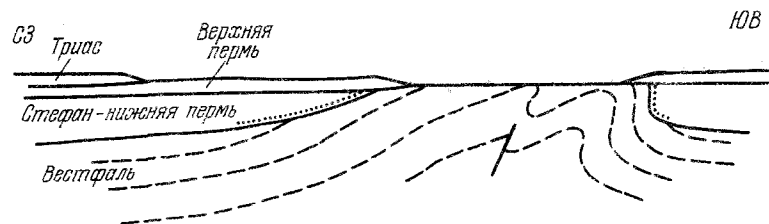


Рис.10. Разрез угольного бассейна Саара и Лотарингии (по Ж.Гогелю, 1964)

(1965а, стр.14) отмечает, что слово "промежуточный", или "переходный", в применении к рассматриваемым структурным комплексам "является мерилем недостаточности наших знаний и неясности наших представлений".

Безусловно, переходные комплексы в зонах герцинской складчатости изучены еще недостаточно, и в этом направлении предстоит еще многое сделать, тем не менее выявляющиеся структурные и формационные черты этих толщ определенно указывают на целесообразность их обособления под тем или иным названием. Вопрос о термине является в данном случае второстепенным.

Что касается заявления о том, что выделение переходного комплекса "не раскрывает существа явления и уводит исследователей от конкретного изучения и сравнения этих толщ", то вряд ли к нему можно отнестись серьезно. Наоборот, именно произвольное отнесение этих посторогенных серий к фундаменту или чехлу молодой платформы скрывает их специфику и, действительно, уводит геологов от их изучения и сравнительного анализа.

В структурном отношении переходный комплекс чаще более резко обособляется от геосинклинальных серий фундамента, претерпевших складчатость, чем от платформенного чехла. В связи с этим возможно было бы применение к этому комплексу названия "нижний структурный ярус платформенного чехла" в том смысле, который вложил в это понятие Н.С.Шатский (1951). Однако следует иметь в виду, что это понятие в последние годы в значительной мере потеряло свою определенность. Н.С.Шатский в качестве тектонотипа этого комплекса указал толщи, выполняющие Челябинский грабен; он описал комплекс признаков "нижнего структурного яруса", которые укладываются в понятие "переходный комплекс герцинид". Приняв этот термин, Р.Г.Гарецкий и др. (1963) вложили в него скорее стратиграфическое, чем тектоническое содержание. В пределах Туранской плиты Р.Г.Гарецкий, А.Е.Шлезингер и их соавторы к нижнему структурному ярусу чехла отнесли повсеместно рэт-лейасовые отложения, независимо от условий их залегания, характера распространения и формационного состава.

Итак, в областях герцинской консолидации, так же как и в областях байкальской и каледонской складчатости, выделяется особый послегеосинклинальный, но доплатформенный этап развития - переходный.

Нетрудно заметить, что переходные этапы развития байкалид и каледонид, с одной стороны, и герцинид, с другой, существенно отличаются.

Во-первых, переходные этапы (стадии) в герцинидах и каледонидах охватывают различные по абсолютному значению отрезки геологического времени. Если в областях позднепалеозойской складчатости продолжительность переходного этапа составляет обычно 40-60 млн.лет и лишь в Восточной Австралии растягивается приблизительно на 100 млн.лет, то в байкалидах и каледонидах продолжительность этого этапа составляет 150-200 млн.лет.

Второе принципиальное отличие - разная форма крупных депрессий, контролирующей распространение переходных комплексов. Если для зон герцинской складчатости особенно характерны грабены и грабенообразные прогибы, то в каледонидах и байкалидах формировались главным образом изометричные наложенные впадины, а грабенообразные прогибы редки.

Эти основные и некоторые другие отличия связаны с общими различиями геосинклинальных областей разного возраста, на что особенно указывали Н.П.Херасков, Н.С.Шатский и А.Л.Липин.

В связи с изложенным было бы целесообразно дать различные названия переходным (или предчехольным, как их называет В.Н.Соболевская) этапам развития



в байкалидах и каледонидах и в областях позднепалеозойской складчатости. Учитывая характер депрессий, контролирующих распространение посторогенных отложений, можно предложить название "брахигеосинклинальный этап" для байкалид и каледонид (по А.В.Пейве) и "тафрогеосинклинальный этап" для областей герцинской складчатости (исходя из терминологии М.Кэя).

#### Основные категории структур доплатформенных комплексов

Платформенный комплекс широким плащом перекрывает байкалиды, каледониды и герциниды, налегая непосредственно на геосинклинальные формации складчатого фундамента и на различные структуры, выполненные переходными комплексами.

Какие же основные категории тектонических элементов существовали в пределах орогена, накануне превращения его в молодую платформу? Целесообразность хотя бы краткого освещения этого вопроса определяется тем, что следующая глава посвящена вопросам наследования структур доплатформенных комплексов в чехле.

В герцинидах обычно четко обособляются основные складчатые структуры — антиклинории и синклинории. Это крупные положительные и отрицательные структуры четко линейного характера, осложненные более мелкими складчатыми структурами — антиклинальными и синклинальными зонами, отдельными складками и разломами различного масштаба и характера.

Среди антиклинориев по особенностям развития выделяются первичные, или унаследованные, и вторичные, или обращенные. Первые из них представляли собой в течение всего последнего геосинклинального цикла поднятия — геоантиклинали. Примерами первичных антиклинориев могут служить Уралтауский и Урало-Тобольский антиклинории в уралах. Формации последнего геосинклинального цикла здесь или отсутствуют или их мощности резко сокращены. На поверхности широко развиты формации древнего субстрата — породы предыдущего геосинклинального цикла, а также герцинские интрузии. Позднепалеозойская складчатость проявлялась ослабленно, основное значение имели разломы.

Вторичные, или обращенные, антиклинории возникли на месте геосинклинальных прогибов в результате частной инверсии в течение последнего геосинклинального цикла. Примерами структур такого рода могут служить антиклинории Рено-Герцинской зоны Западной Европы (Арденский, Зигеланд). Для них характерны большие мощности нижних секций разреза и ярко выраженная позднепалеозойская складчатость.

Особый класс геосинклинальных структур в герцинидах составляют орогенные верхнепалеозойские прогибы. В Предкавказье орогенные прогибы играют роль синклинориев, разделяющих положительные складчатые структуры — антиклинории. Однако в целом понятие "синклинории" более широко, и орогенные прогибы могут рассматриваться только как их особая группа.

Кроме линейных складчатых структур, в строении фундамента в зонах герцинской консолидации участвуют изоморфные, или неправильной формы, древние жесткие массивы (срединные массивы). Эти специфические структуры следует рассмотреть несколько подробнее.

Относительно хорошо изученными тектоническими элементами этого класса являются массивы Молданубской зоны в Западно-Европейской области варисцидской складчатости: Армориканский, Центрально-Французский и Молданубский (жесткая часть крупного Чешского выступа фундамента).

Во всех массивах Молданубской зоны на значительной площади на поверхность выходит древний коколь, представляющий докембрийские складчатые сооружения. Во всех этих массивах докембрийские разновозрастные складчатости играли важнейшую роль.

Наиболее древний возраст консолидации можно предполагать в Молданубском массиве. Наиболее древняя, "молданубская", серия, сложенная глубоко метаморфизованными и мигматизированными первичноосадочными и эффузивными породами, часто считается доверхнепротерозойской (Заубек, Машка, 1964). По периферии древнего молданубского ядра интенсивно проявился и байкальский орогенез, увеличив площадь жесткого массива.

В пределах Армориканского массива решающее значение имел байкальский орогенез (кадомская складчатость), хотя имеются следы и более древней, предверхнерифейской, складчатости. Таков же возраст основной складчатости и в Центрально-Французском массиве (Грендор, 1964).

Эти представления о возрасте консолидации массивов, особенно о дорифейском времени образования собственно Молданубского массива, не являются бесспорными. Дело в том, что стратиграфия древних глубоко метаморфизованных толщ и стратиграфические соотношения в допалеозойских и древнепалеозойских сериях недостаточно ясны. Вопрос о возрасте древнейших пород в Молданубской зоне в целом и особенно в пределах самого Чешского выступа уже давно является предметом дискуссии (Бубнов, 1935; Тектоника Евразии, 1966). Вывод о допалеозойском возрасте пород жесткого поколя, их складчатости и метаморфизме, а также о ведущей роли байкальского орогенеза в этой зоне можно принять как наиболее хорошо аргументированный, хотя и не доказанный окончательно.

В пределах рассматриваемых массивов Молданубской зоны в палеозое полноценные геосинклинали не были заложены. Палеозойские осадочные и эффузивные образования здесь распространены очень ограниченно и редко достигают больших мощностей. Исключение составляет сравнительно обширный Пражский (или Баррандов) прогиб в северной части Молданубского массива, выполненный толщей пород кембрия-девона мощностью около 3000 м, и прогибы Сегре и Ансени в пределах Армориканского массива, выполненные нижним палеозоем.

Настоящая складчатость в палеозое в пределах этих массивов обычно не проявлялась. Каледонские движения в пределах Молданубского и Центрально-Французского массивов не имели большого значения, а герцинский орогенез выразился здесь в значительном блоковом раздроблении кристаллического субстрата с образованием в некоторых случаях надвигов. В Армориканском массиве каледонское складкообразование проявилось локально, захватив в основном только упомянутые выше раннепалеозойские прогибы Сегре и Ансени.

Магматизм палеозойского времени, напротив, имел большое значение в оформлении современного облика массивов Молданубской зоны. При этом были особенно широко распространены герцинские интрузии гранитоидов, занимавшие значительные площади в пределах этих массивов. Гранитоидные интрузии, внедрившиеся главным образом в ранне- и среднекаменноугольное время, обусловили наиболее поздний метаморфизм в пределах Молданубской зоны. Каледонские граниты известны в Армориканском и Центрально-Французском массивах, но они играют меньшее значение, чем варисцидские (Грендор, 1964).

В современном плане, сформированном в конце герцинского цикла, Центрально-Французский и Молданубский массивы характеризуются явным отсутствием строгой линейности структур и их четкого генерального простирания. Только

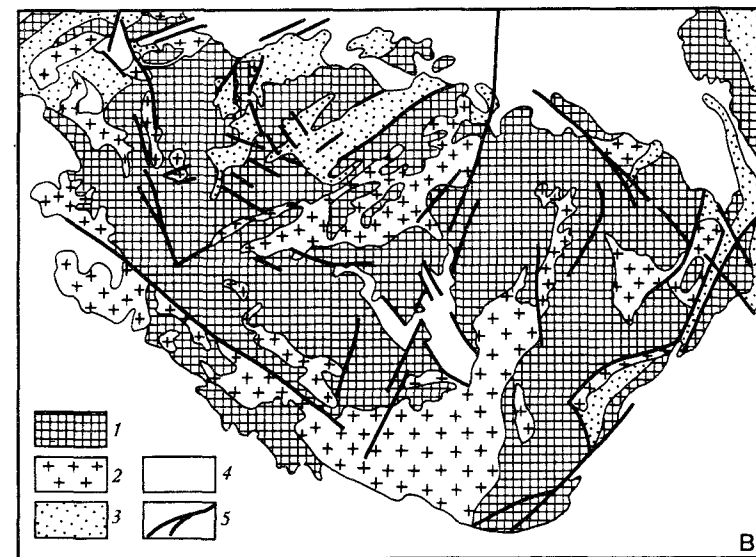
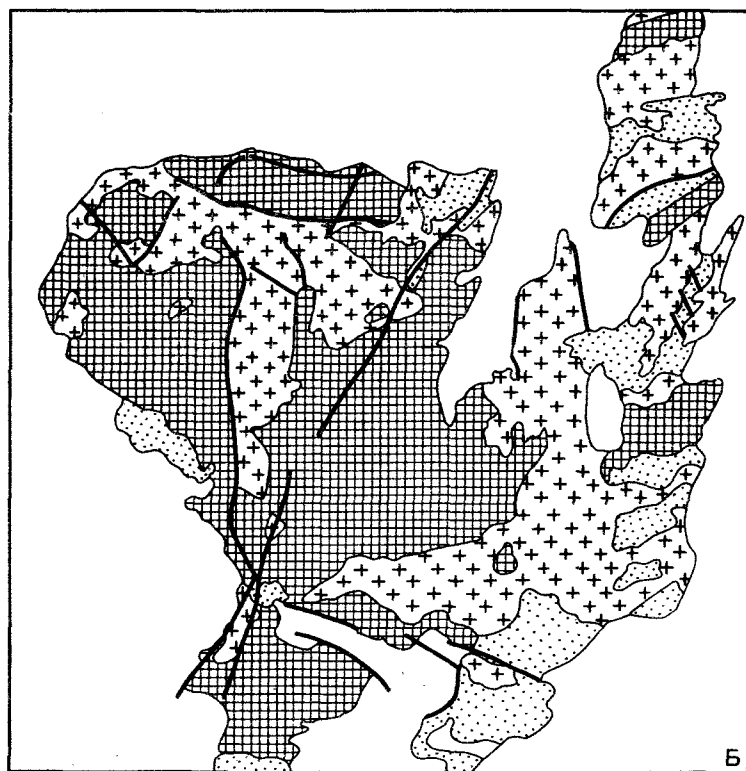
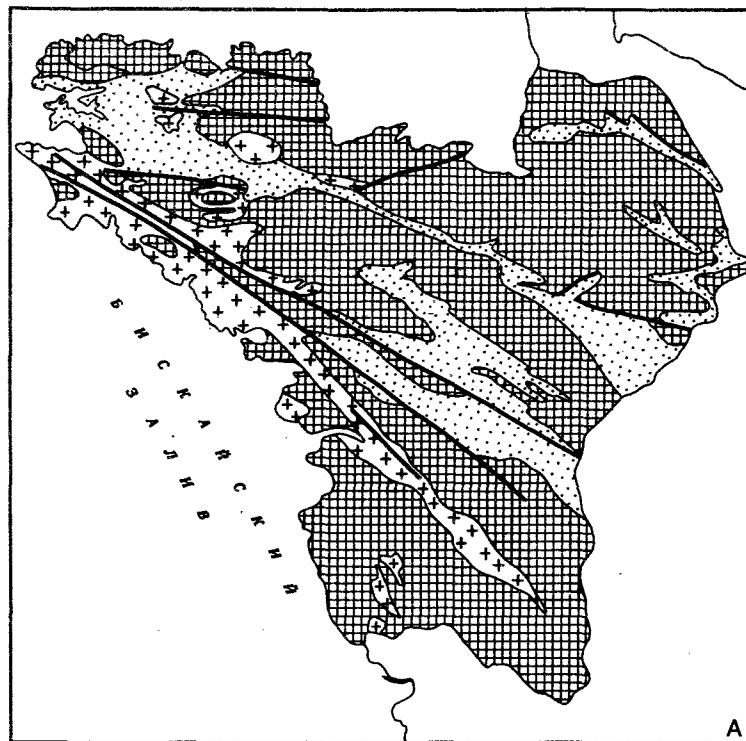


Рис. II. Обзорные схемы строения массивов Молданубской зоны:  
 А - Армориканский, Б - Центрально-Французский, В - Молданубский  
 1 - допалеозойские породы; 2 - палеозойские гранитоиды; 3 - палеозойские осадочные и эффузивные породы; 4 - мезозой - кайнозой; 5 - главные разломы

в пределах Армориканского массива субширотная структурная зональность выражена относительно ясно, что в основном связано с наличием генерального направления разломов палеозойского возраста.

На поверхности всех трех крупных массивов Молданубской зоны наиболее широко развиты породы древнего жесткого докембрийского покоя. Они занимают не менее половины всей площади выходов домезозойских пород (рис. II). Широко развиты и палеозойские гранитоидные интрузии, занимающие в среднем около третьей части всей площади выходов. При этом в пределах Центрально-Французского и Молданубского массива герцинские интрузии имеют существенно более широкое распространение, чем в пределах Армориканского массива. Палеозойские осадочные и эффузивные образования занимают небольшие площади.

Накопленные в настоящее время материалы глубокого бурения и геофизических исследований позволяют выделить древние жесткие массивы и в пределах эпигерцинской платформы юга СССР под мезо-кайнозойским чехлом. Это - Бельтауско-Туратамский, Карабогазский (возможно, продолжающийся в Среднем Каспии), Центрально-Каракумский в среднеазиатской части молодой платформы, Сурхантауский и Кугитангский в области постплатформенного орогенеза в Южном Тянь-Шане (рис. I2) и Северо-Кавказский.

Эти массивы довольно четко выделяются при анализе естественных геофизических полей, особенно геомагнитного поля, отражающего в основном строение гетерогенного складчатого основания платформы. Им отвечают участки развития нелинейных аномалий с общим мозаичным строением поля среди зон с линейными аномалиями с четко выраженным господствующим простираем. Ю.Н. Годин (1960) и Ю.И. Ситин (1960) впервые указали на возможность выделения таких древних жестких массивов ("стабильных массивов", по терминологии этих авторов) по характеру аномалий естественных геофизических полей. Анализ геомагнитного поля и позволяет наметить границы этих массивов.

Однако в настоящее время появилась возможность значительно конкретизировать представления о геологии и особенно об истории развития жестких массивов эпигерцинской платформы юга СССР, пользуясь методом сравнительного тектонического анализа.

В пределах Бельтауско-Туратамского массива фундамент был достигнут семью скважинами, из которых семь вошли в интрузивные образования. Пятью скважинами вскрыты биотит-плагиоклазовые и микролиновые граниты, двумя - порфириовидные габбро и габбро-диорит, а одной - осадочно-метаморфическая толща, представленная мраморизованными доломитизированными известняками палеозойского возраста (силур-девон). Судя по определениям абсолютного возраста (Князев и др., 1966), все интрузивные породы этого массива являются палеозойскими. Их внедрение происходило в отрезок времени от позднего девона до позднего карбона.

На Центрально-Каракумском массиве отложения фундамента вскрыты одиннадцатью скважинами. Шестью скважинами достигнуты биотит-плагиоклазовые и лейкократовые граниты, образование которых, судя по определениям абсолютного возраста, может быть отнесено как к герцинскому (в пяти скважинах), так и к каледонскому (в двух скважинах) тектоническим циклам. Видимо, герцинский возраст имеют и вскрытые двумя скважинами интрузии основных пород (габбро), а также кислые эффузивные породы. Возраст последних позднепалеозойский, скорее всего пермо-карбонный, так же как, видимо, и возраст терригенных пород, вскрытых на юге массива.

В пределах центральной части Карабогазского выступа отложения фундамента установлены пятью скважинами, из которых в трех встречены биотит-плагиоклазовые граниты. Их возраст определяется от ордовика до девона включительно. Одна из этих скважин вскрыла кварцевые порфириды, скорее всего, позднепалеозойского возраста, а другая - глубоко метаморфизованные амфиболитовые сланцы, видимо, допалеозойские. В южной части Карабогазского выступа одной скважиной также встречены граниты, возможно, позднепалеозойского возраста.

На юге Карабогазского выступа гранитоидные породы выходят на поверхность. Здесь они относительно хорошо изучены и, судя по определениям абсолютного возраста, подразделяются на каледонские, ранне- и позднегерцинские.

Таким образом, основными известными нам чертами погребенных жестких массивов Бельтауско-Туратамского, Карабогазского и Центрально-Каракумского являются изометричный характер магнитных аномалий, указывающий на нелинейность внутренних структур этих массивов, и преобладающее, судя по результатам бурения, развитие на подмезозойской поверхности кристаллических пород, среди которых важнейшее место принадлежит гранитным интрузиям. К этому следует добавить и то, что эти массивы располагаются в центральной части области герцинской складчатости. Эти, в общем очень скудные, сведения являются единственной геологической информацией о строении Бельтауско-Туратамского, Карабогазского и Центрально-Каракумского массивов, так как последние полностью перекрыты мезо-кайнозойскими платформенными образованиями.

Несколько более подробная информация имеется о строении Сурхантауского и Кугитангского массивов, которые в палеозойской структуре Средней Азии принадлежали к одной зоне, т.е. располагались внутри линейной складчатой системы Тянь-Шаня.

В пределах Сурхантауского массива на площади развития домезозойских пород особенно широко развиты глубоко метаморфизованные докембрийские поро-

ды: гнейсы, роговики, мраморы. Возраст этой метаморфической серии точно не установлен. С резким несогласием на допалеозойском цоколе залегают породы девона, нижнего и начала среднего карбона. Площадь развития среднепалеозойского комплекса сравнительно невелика. Мощности комплекса в конкретных разрезах также невелики. Еще менее распространены отложения верхнего палеозоя (Тарасенко, 1961). Палеозойский комплекс местами претерпел интенсивные дислокации, однако простирания складчатых структур изменчивы. На территории Сурхантауского массива установлено несколько циклов проявления интрузивного магматизма. Здесь встречены гранитоиды докембрийского возраста (айлянгартский комплекс), граниты девонского возраста, предположительно выделяются раннекаменноугольные интрузии и, наконец, отмечены кварцевые диориты и различные граниты средне-позднекаменноугольного возраста (Кухтиков, 1964).

Кугитангский массив (отделение которого от Сурхантауского основано лишь на данных об аномалиях геомагнитного поля), видимо, сходен по особенностям своего строения с Сурхантауским. Однако на сравнительно небольшой площади выходов домезозойских пород в ядре крупной молодой Кугитангской антиклинали здесь более широко распространены граниты позднепалеозойского возраста.

Северо-Кавказский, или Лабино-Малкинский, массив, расположенный на северном склоне Центрального Кавказа, вытянут в субширотном направлении и располагается между синклинием Передового хребта на юге и Южно-Ставропольским антиклинорием на севере. В его центральной части распространены в основном микролиновые граниты позднепалеозойского возраста. Они вскрыты в различных частях десятью скважинами, а далее к югу, в горной части, выходят на поверхность в виде небольших массивов. Граниты такого же типа встречаются и по периферии массива, в его северо-западной и северо-восточной частях, где они также вскрываются скважинами. Гранитоидных пород более древнего возраста, чем герцинский, здесь не встречено.

Метаморфизованные осадочные породы, относимые по возрасту к палеозою, встречены в пределах Северо-Кавказского массива в девяти скважинах, расположенных в его северной части. Они представлены различными сланцами и алевролитами средней степени метаморфизма. Шестью скважинами, расположенными также в северной части массива, вскрыты высокометаморфизованные породы типа гранито-гнейсов и слюдястых сланцев, которые условно могут быть отнесены к отложениям докембрия. Кроме того, глубоко метаморфизованные отложения, относимые по возрасту в основном к позднему докембрию, выходят на поверхность в ряде пунктов южной части массива по рекам Малке, Кубани и др. Мощности этих отложений по р. Малке превышают 5 000 м (Кизевальтер, 1960).

Таким образом, вырисовывается следующая картина строения этого массива: в центральной части широко развиты гранитоидные породы палеозойского возраста, которые, видимо, прорывают более древние метаморфические породы. Последние распространены в основном по периферии массива, на границе с зонами палеозойской линейной складчатости.

Доступные для сравнения признаки показывают вероятность принципиального сходства погребенных массивов Туранской плиты - Бельтауско-Туратамского, Центрально-Каракумского и Карабогазского с Лабино-Малкинским, Сурхантауским, Кугитангским и массивами Молдавузской зоны. На современной стадии изучения их рационально рассматривать как структуры одной категории и наиболее характерные черты строения и истории развития обнаженных и относительно хорошо изученных массивов экстраполировать на погребенные массивы. Однако, несом-

ненно, каждый из массивов имеет множество индивидуальных особенностей в истории развития и структурном плане, о чем говорят, например, различия Армориканского и Молданубского массивов.

Рассматриваемые массивы — районы допалеозойской консолидации. Основная складчатость, обусловившая возникновение этих жестких глыб, не была синхронной, однако наиболее широко распространена, вероятно, байкальская складчатость.

В течение палеозойской эры эти массивы представляли собой структурно приподнятые зоны внутри геосинклинальной области. Палеозойское осадконакопление в пределах массивов не играло большой роли. Палеозойские депрессии в пределах древних жестких массивов обычно имели небольшие размеры и амплитуды прогибания.

В периоды каледонского и герцинского орогенезов эти массивы подвергались расколам иногда со значительными горизонтальными перемещениями, но настоящая альпийская складчатость в палеозойскую эру для этих массивов не характерна.

В течение палеозоя в пределах этих массивов происходило внедрение крупных интрузий в основном гранитного состава. Этот процесс может быть приурочен и к герцинскому, и к каледонскому орогеническим этапам. Однако наиболее мощные внедрения относятся к герцинскому этапу. Гранитоидный интрузивный магматизм в пределах древних жестких массивов происходил несколько раньше, чем в сопряженных собственно геосинклинальных линейных зонах. С внедрением герцинских гранитоидов связан значительный метаморфизм, который для древних докембрийских толщ был повторным.

Древние жесткие массивы часто отделены от обрамляющих палеозойских геосинклиналией крупными и длительно развивающимися разломами, однако в некоторых случаях ограничения не являются резкими и сопровождаются переходными зонами с постепенным увеличением мощности палеозойских комплексов и постепенным усилением складчатых дислокаций в сторону геосинклинали. Такие соотношения установлены, в частности, в Чешском выступе, где на поверхность выведены Молданубское древнее ядро и окружающие его с северо-запада, севера и северо-востока палеозойские геосинклинали (Зоубек, Машка, 1964).

Древние жесткие массивы частично являются первичными ядрами древней (в основном байкальской) консолидации, а частично, несомненно, представляют собой осколки — результат раздробления более обширных полос древних складчатостей.

По крупным размерам, неправильной или изометричной форме и обычно нелинейному характеру осложняющих структур рассматриваемые массивы неправильно было бы именовать геоантиклиналями. Вместе с тем между древними жесткими массивами и унаследованными антиклинориями типа Урало-Тобольского имеются существенные черты сходства — почти полное отсутствие формаций главного геосинклинального этапа, интенсивный магматизм и др.

С завершением герцинского орогенеза эти массивы окончательно потеряли подвижность и вместе с окружающими их палеозойскими геосинклинальными складчатыми зонами образовали фундамент молодых платформ. В областях герцинской складчатости, как можно судить по эпигерцинской платформе юга СССР и Западно-Европейской эпипалеозойской платформе, древним жестким массивам принадлежит существенная роль среди других категорий структур фундамента.

Наконец, к началу отложения платформенного чехла в герцинидах существовали посторогенные наложенные структуры, выполненные переходным (тафро-

геосинклинальным) комплексом. Согласно выводам, сделанным в предыдущем разделе, среди этих структур выделяются грабены различной морфологии и разных размеров, линейные грабенообразные прогибы и, реже, изометричные, субплатформенного характера впадины. Грабены и грабенообразные прогибы располагаются у крупных разломов предшествующего геосинклинального этапа развития. В большинстве случаев в пределах грабенов и грабенообразных прогибов к началу отложения платформенного чехла сохранилась их первоначальная синклинальная структура, и только в некоторых из них произошла складчатость и обращение знака движений. Наиболее ярким примером структуры такого типа служит Мангышлакский пермо-триасовый прогиб.

В каледонидах и байкалидах выделяются принципиально те же категории структур, что и в герцинидах. Поэтому я коснусь только их отличий от герцинских структур.

Имеющиеся данные дают основание считать, что в некоторых каледонских складчатых областях широко развита покровная (шарьяжная) тектоника. Примером области с широким развитием таких пологих надвигов могут служить каледониды Скандинавии. Кроме того, в каледонидах и байкалидах первичные (т.е. соответственно каледонские и байкальские) складчатые структуры существенно осложнены более молодыми, главным образом блоковыми подвижками, синхронными, видимо, герцинскому орогенезу.

Древние жесткие массивы в пределах байкалид и каледонид, несомненно, существуют, но изучены они несравненно хуже, чем в герцинидах. В выделении древних массивов много спорного, во-первых, потому, что они слабо представлены в пределах щитов (т.е. в пределах обнаженных территорий), во-вторых, сложность структуры каледонид не позволяет вполне определенно решить вопрос о разделении древних массивов и унаследованных антиклинорий. Примером таких массивов могут служить Кокчетавский и Улутауский в северо-западной части Центрального Казахстана. Возраст консолидации древних жестких массивов в пределах каледонид и байкалид предполагается дорифейским (архейско-раннепротерозойским).

Древние жесткие массивы внутри каледонских и байкальских складчатых областей имеются и под покровом платформенного чехла. В частности, существование докембрийского жесткого массива предполагается среди каледонид Восточной Англии к северу от Лондона, а также в Западной Сибири (Убинский массив, к югу от Ханты-Мансийска) и в других районах.

Структура каледонских и байкальских складчатых областей осложняется наложенными межгорными впадинами переходного (брахигеосинклинального) этапа развития. Кроме того, в каледонидах иногда развиты грабены тафрогеосинклинального этапа (например, в Тургайском районе).

Наконец, следует упомянуть о существовании внутри молодых платформ передовых герцинских прогибов — Субварисийского и Сиднейско-Боуэнского, расположенных на каледонидах вдоль границы их с зонами позднепалеозойской складчатости.

Во всех зонах большое значение имели разломы различного масштаба и характера.

Таковы основные категории структур доплатформенных комплексов, обнажающиеся местами на поверхности, а местами скрытые под отложениями чехла.

Выяснение доплатформенной тектоники эпипалеозойских плит представляет собой очень трудную и часто однозначно неразрешимую задачу. Наиболее сложна эта проблема для Западно-Сибирской плиты. В.С.Сурков (1963) предполагает

существование герцинского фундамента на территории всей плиты. В. П. Маркевич (1966) придерживается совершенно противоположной точки зрения. По его мнению, большая часть плиты имеет древний (допалеозойский), но гетерогенный фундамент, включающий байкальды и более древние складчатые сооружения. Большинство геологов, учитывая тектонику обрамлений и основываясь на анализе естественных геофизических полей и данных глубокого бурения, считают фундамент Западно-Сибирской плиты резко гетерогенным, включающим зоны байкальской, каледонской и герцинской складчатостей, а также древние (дорифейские) жесткие массивы. Это подтверждается и новыми определениями абсолютного возраста пород фундамента (Куликов, Погорелов, 1968). Однако положение всех этих зон, тем более конкретных складчатых структур и наложенных депрессий переходных комплексов, не может быть установлено однозначно. Поэтому и существует несколько различных (хотя во многом сходных) схем доплатформенной тектоники Западной Сибири.

Относительно проще оказался вопрос расшифровки доплатформенной структуры Туранской плиты. Кроме приведенной выше схемы внутренней тектоники фундамента (см. рис. 12), можно указать еще схему И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1966), А. И. Летавина (1966), которые расходятся в деталях, но подтверждают друг друга в основных решениях.

Выяснение внутреннего строения фундамента Предкавказья оказалось возможным главным образом благодаря многочисленным глубоким скважинам, вскрывшим фундамент и позволившим на основании палеонтологических определений и литолого-петрографических сопоставлений установить возраст пород, выходящих на подмезозойскую поверхность.

Еще определеннее проблема трассировки различных доплатформенных структур решается в пределах Западно-Европейской эпипалеозойской платформы (Гертнер, Ватзнауэр, 1964; Кёльбель, 1964). Здесь в результате резкого несоответствия простираций герцинских складчатых и мезозойско-кайнозойских платформенных структур образовался ряд выступов фундамента, охватывающих различные элементы доплатформенной тектоники. Анализ геофизических полей в совокупности с результатами бурения позволяет проследить контуры отдельных крупных структур фундамента и переходного комплекса от выступа к выступу.

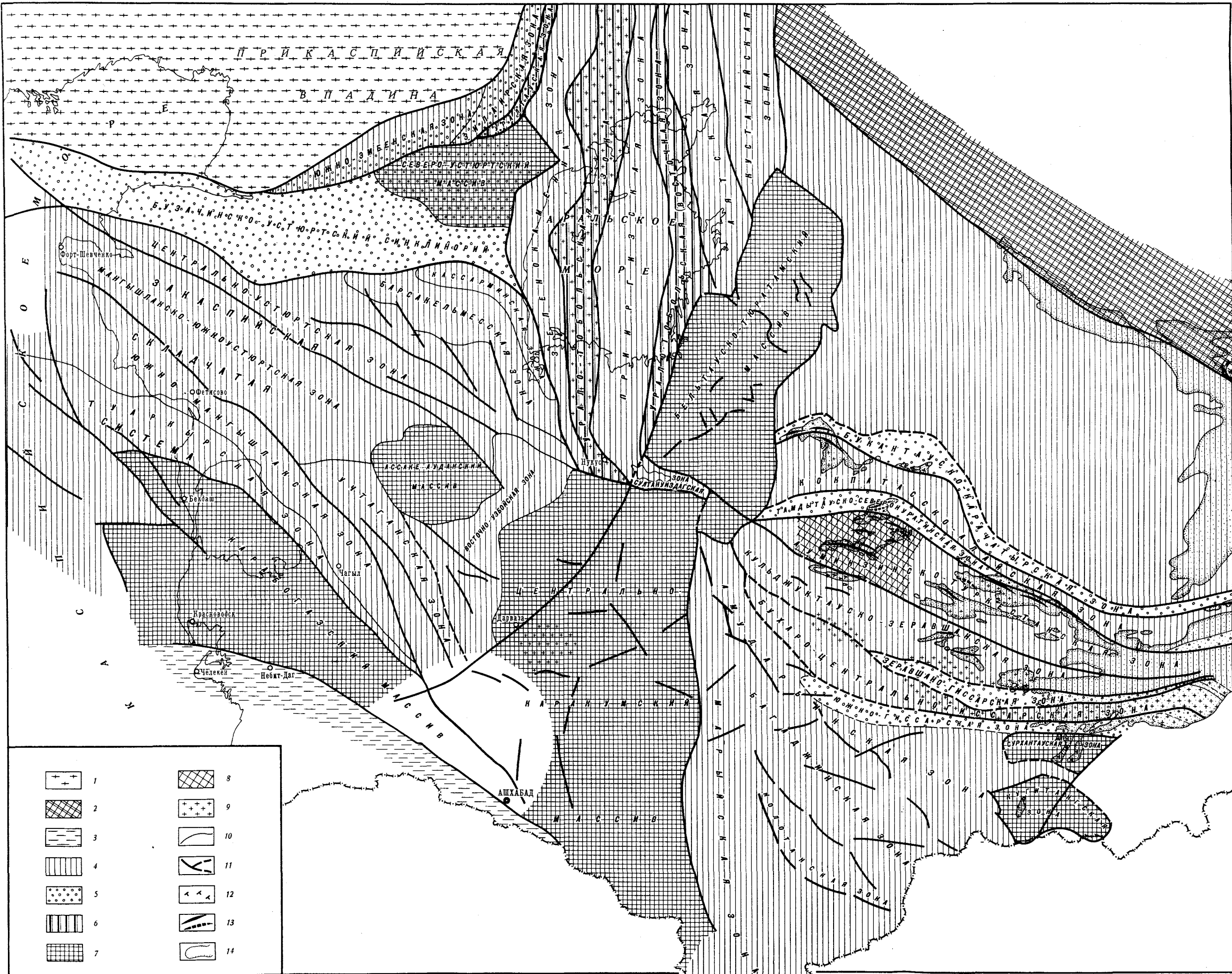


Рис. 12. Схема тектонического районирования фундамента эпигерцинской платформы юга СССР (Средняя Азия) (по Н.А. Крылову, А.И.Летавину, И.О. Авербуху, Ю.А. Романову)

Рис. 12. Схема тектонического районирования фундамента эпигерцинской платформы юга СССР (Средняя Азия) (по Н.А. Крылову, А.И.Летавину, И.О. Авербуху, Ю.А. Романову)

I - Русская допалеозойская платформа; 2 - область каледонской складчатости; 3 - альпийская геосинклинальная область; 4-6 - область герцинской консолидации: 4 - зоны развития доверхнепалеозойских геосинклинальных формаций (нижне-среднепалеозойский комплекс), 5 - верхнепалеозойские внутренние прогибы области герцинской складчатости, 6 - антиклинории унаследованного развития (геоантиклинали, сложенные рифейско-кембрийским комплексом) в зоне уралид; 7 - древние жесткие массивы допалеозойского возраста; 8 - районы проявления каледонской складчатости (каледонского несогласия) внутри области герцинской консолидации; 9 - зоны верхнепалеозойской гранитизации; 10 - границы основных структурных элементов и структурно-фациальных зон фундамента; II - главные палеозойские разломы; 12 - моноклинально-чешуйчатые дислокации; 13 - оси антиклинальных структур; 14 - выходы складчатого фундамента на дневную поверхность

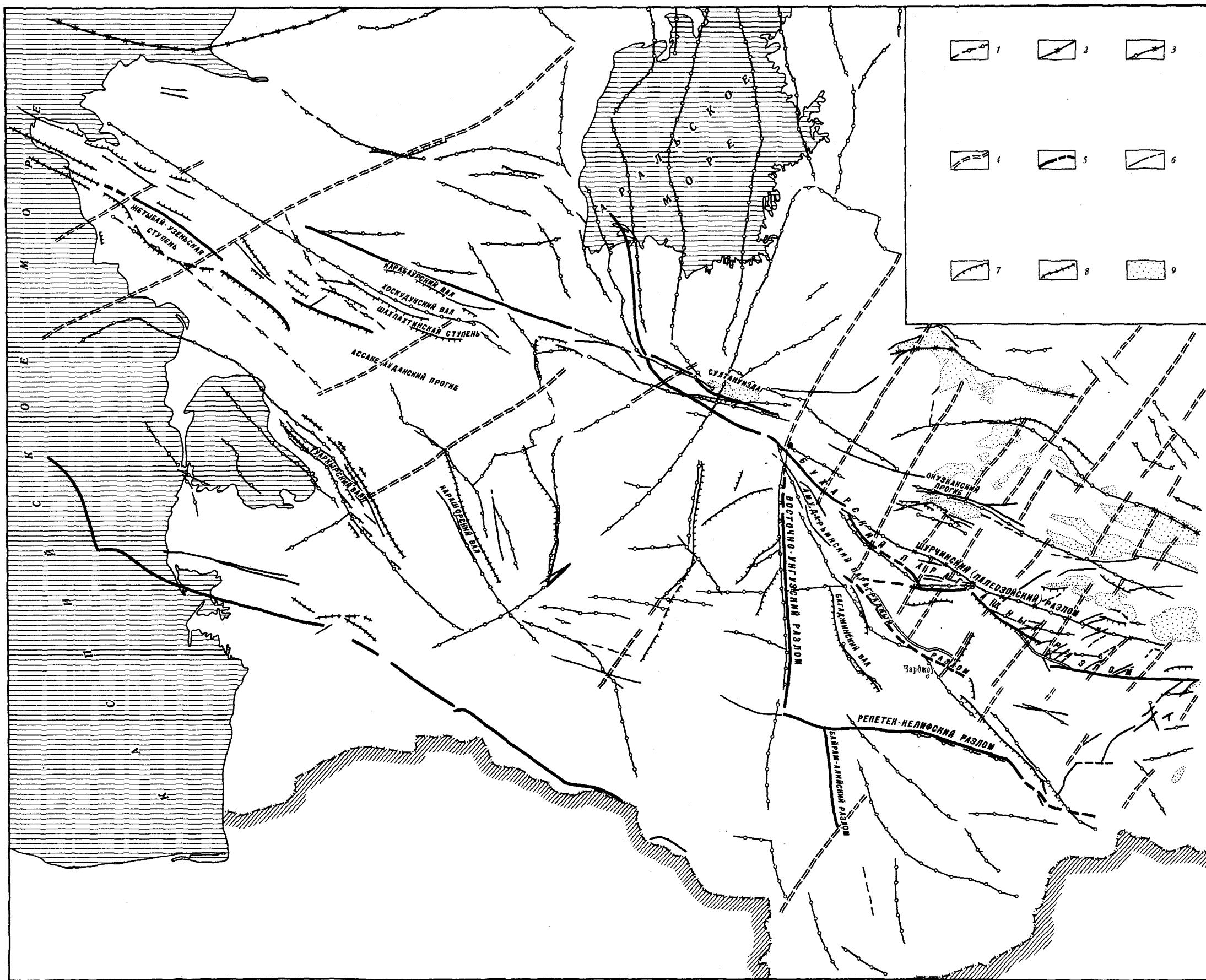


Рис. 18. Схема сопоставления разновозрастных разломов (по Н.А. Крылову, И.О. Авербуху, Ю.А. Романову, И.И. Тимохиной)

Палеозойские разломы: 1 - выявленные по геофизическим данным; 2 - выявленные по геологическим данным; 3 - установленные по геологическим и геофизическим данным; 4 - возможные допалеозойские разломы, выявленные по особенностям геомагнитного поля; 5 - крупнейшие мезозойско-кайнозойские разломы; 6 - мезозойско-кайнозойские разломы; 7 - флексуры; 8 - гравитационные ступени; 9 - выходы палеозойского фундамента на дневную поверхность



## Глава вторая

### ОТРАЖЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И ПЕРЕХОДНОГО КОМПЛЕКСА В ЧЕХЛЕ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Различные высказывания об унаследованности структур чехла от "структур фундамента" довольно часто встречаются в литературе. Однако смысл этого понятия далеко не определен. Говоря об унаследованности, нередко понимают совершенно различные категории явлений. Поэтому прежде всего необходимо уточнить смысл понятия.

Фундамент платформ образован складчатыми геосинклинальными комплексами, пронизанными интрузиями различного возраста и состава. На размытой поверхности фундамента залегает в пределах плит платформенный чехол или переходный комплекс. Размытая поверхность фундамента значительно расчленена, при этом макронеровности этой поверхности имеют тектоническое происхождение. Поверхность фундамента, являясь одновременно подошвой платформенного чехла или переходного комплекса, имеет свою структуру, отличную от внутренней, складчатой, структуры геосинклинальных комплексов фундамента. Структура поверхности фундамента сформирована после завершения складчатости и денудации. В тех случаях, когда на фундамент налегает непосредственно осадочный платформенный чехол, структура поверхности фундамента обусловлена тектоническими движениями платформенного этапа. Если же фундамент перекрыт переходным комплексом, дислокации поверхности фундамента являются результатом движений переходного и платформенного этапов развития. Поэтому структура поверхности фундамента и внутренняя его структура не только не идентичны, а принципиально различны. Это очевидно. Тем не менее, когда говорят об унаследованности структур чехла "от фундамента", то в одних случаях понимают совпадение структур чехла с формами, выраженными по поверхности фундамента, в других — ту или иную зависимость структур чехла от внутренней, геосинклинальной, тектоники комплексов, образующих фундамент.

Структура поверхности фундамента и нижних горизонтов чехла или переходного комплекса, налегающих на нее, может совпадать со структурой более высоких горизонтов, но говорить о том, "что структура платформенного чехла развивается, как правило, унаследованно от рельефа поверхности фундамента" (Дикенштейн, 1966, стр.34), нельзя, так как в этом случае и рельеф поверхности фундамента, и структуры чехла созданы одними тектоническими движениями. Здесь правильнее говорить не об унаследованности, а о структурном соответствии.

Соотношение структурных планов внутри платформенного чехла — от его подошвы до самых молодых горизонтов — представляет очень важный вопрос, но он не имеет непосредственного отношения к унаследованности структур чехла от внутренней структуры фундамента. Мы рассмотрим только вопросы о соотношениях в плане структур различных тектонических этажей, об унаследованности структур более молодых, качественно новых этапов (платформенных структур) от структур предыдущих доплатформенных этапов.

Впервые вопрос об отражении складчатой структуры фундамента в строении осадочного чехла молодой платформы был поднят Э.Зюссом (Suess, 1888). Позднее этой проблемы касались А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский, А.Л.Яншин, С.С.Бубнов, Б.А.Петрушевский, Р.Г.Гарецкий, Ю.Н.Годин, Ю.И.Сытин, В.С. Попов, В.Н.Соболевская, А.Е.Шлезингер и другие исследователи. На основе анализа качественно различных материалов по разным районам были высказаны существенно различные, иногда противоположные, взгляды на характер и степень отражения структур фундамента в строении чехла и на природу этого явления. Эти взгляды можно с некоторым приближением объединить в следующие основные группы.

I. Обнаруживается некоторая общая зависимость структурного плана чехла от внутреннего строения фундамента. "Стабильные зоны" (древние жесткие массивы различного рода) фундамента отражаются в чехле в виде сводов или плоских впадин; "мобильные пояса" (зоны наиболее молодой складчатости в линейных геосинклинальных прогибах) — в виде систем различных линейных структур (Годин, 1960; Сытин, 1960).

II. В чехле наследуются простирания складчатых и разрывных структур фундамента. Это отражение позволяет трассировать складчатые структуры, погребенные под мощным чехлом платформенных отложений. Допускается отражение и частных структур, однако сохранение знака структуры и положения оси совершенно не обязательно (Suess, 1888; Архангельский, 1941; Шатский, 1951; Петрушевский, 1955; и др.).

III. В зонах герцинской консолидации в мезозойско-кайнозойском чехле находят отражение отдельные крупные антиклинальные и синклиналильные зоны с сохранением знака и положения осей. Это обусловлено продолжением роста геосинклинальных складчатых структур в платформенную стадию (Яншин, 1951, 1965а; Гарецкий, 1962; Шлезингер, 1965; и др.).

IV. В чехле молодых платформ наследуются древние (доплатформенные) разломы, которые являются наиболее консервативной формой дислокаций. Через наследование (продолжение развития) разломов в чехле наследуются простирания внутренней структуры фундамента (Соболевская, 1963).

В отношении механизма унаследованности, правда, для древних платформ с кристаллическим допалеозойским фундаментом, оригинальные соображения высказаны Л.Н.Розановым (1957) и С.П.Козленко (1962). Они считают, что внутренняя структура фундамента находит отражение в тектонике осадочного чехла не благодаря продолжавшемуся росту древних, доплатформенных, структур, а в результате механической неоднородности фундамента. Неоднородный по структуре и (в связи с этим) по вещественному составу и механическим свойствам фундамент неодинаково реагирует на импульсы глубинных тектонических движений в платформенную стадию развития. В неоднородном фундаменте происходит перераспределение тектонических усилий, и последние передаются в чехол в соответствии с планом тектонической и механической неоднородности фундамента.

Поскольку характер зависимости структур переходного комплекса от внутреннего строения складчатого основания в зонах различного возраста консолидации был освещен выше, в этой главе я остановился на вопросе об унаследованности структуры платформенного чехла от внутреннего строения фундамента (в областях отсутствия переходного комплекса) и от тектоники переходного комплекса.

Рассмотрим последовательно вопросы отражения общих важнейших особенностей структуры фундамента в характере структурных форм чехла, наследование

частных крупных структур фундамента и переходного комплекса в строении платформенного чехла и наследование разломов. Решение вопроса об унаследованности структурного плана платформенного чехла от тектоники доплатформенных комплексов возможно лишь в случаях, когда тектоника фундамента или переходного комплекса достаточно изучена. Однако степень познания внутреннего строения фундамента молодых платформ еще очень низка и крайне неоднородна. Для отдельных частей Туранской плиты, Предкавказья и плит Западно-Европейской молодой платформы, особенно для их окраин, можно ставить вопрос о соответствии или несоответствии самых различных элементов тектоники платформенного чехла и основания. В то же время для Западно-Сибирской плиты это сделать в настоящее время трудно, поскольку даже вопрос о возрасте фундамента в отдельных ее частях является спорным. А о деталях внутренней структуры мезозойского основания этой плиты вообще не имеется достаточной информации. В связи с таким положением приходится в первую очередь использовать материалы по Туранской и Предкавказской плитам и некоторым плитам Западной Европы.

#### Отражение общего характера тектоники и структурных простираний фундамента и переходного комплекса в строении платформенного чехла

Общая зависимость стиля структуры платформенного чехла от внутренней тектоники фундамента проявляется на молодых платформах наиболее широко и четко. Эта общая зависимость выражается в обособлении в платформенном покрове зон с однотипным характером структурных элементов над зонами с принципиально однородной внутренней структурой фундамента.

Одной из форм зависимости такого рода является образование изометричных сводов над древними жесткими массивами фундамента. Довольно типичными примерами могут служить Карабогазский и Центрально-Каракумский своды в пределах Туранской плиты. Весьма примечательно, что над этими жесткими массивами сформировались не только своды, но и более мелкие платформенные структуры, осложняющие их строение, которые являются здесь в подавляющем большинстве случаев однотипными — это малоамплитудные, нелинейные поднятия и депрессии, расположенные без четкой линейной зональности (рис.13).

Над жесткими массивами молодой Западно-Европейской платформы — Армориканским, Центрально-Французским и Молданубским также образовались изометричные платформенные поднятия — выступы фундамента, во многом сходные со сводами, но практически лишены осадочного покрова.

Однако наследование жестких массивов в платформенной структуре в виде сводов не является точным и обязательным. Так, например, над Бельтауско-Туратамским массивом в платформенном чехле не образовалось сводовое поднятие. Этому древнему массиву в структуре чехла соответствуют пологие платформенные структуры: Бузгульское поднятие, Таджикистанский прогиб и другие. Однако на данном этапе геологического изучения Восточного Приаралья более или менее четкого обособления этого массива в виде единого элемента в структуре чехла подметить не удастся. Центрально-Каракумский свод как платформенная структура занимает часть древнего одноименного массива: лишь западная граница свода совпадает, видимо, с границей жесткого массива, а на его северной, восточной и южной периферии сформировались глубокие прогибы.

В то же время своды могут образовываться не над жесткими массивами, а над

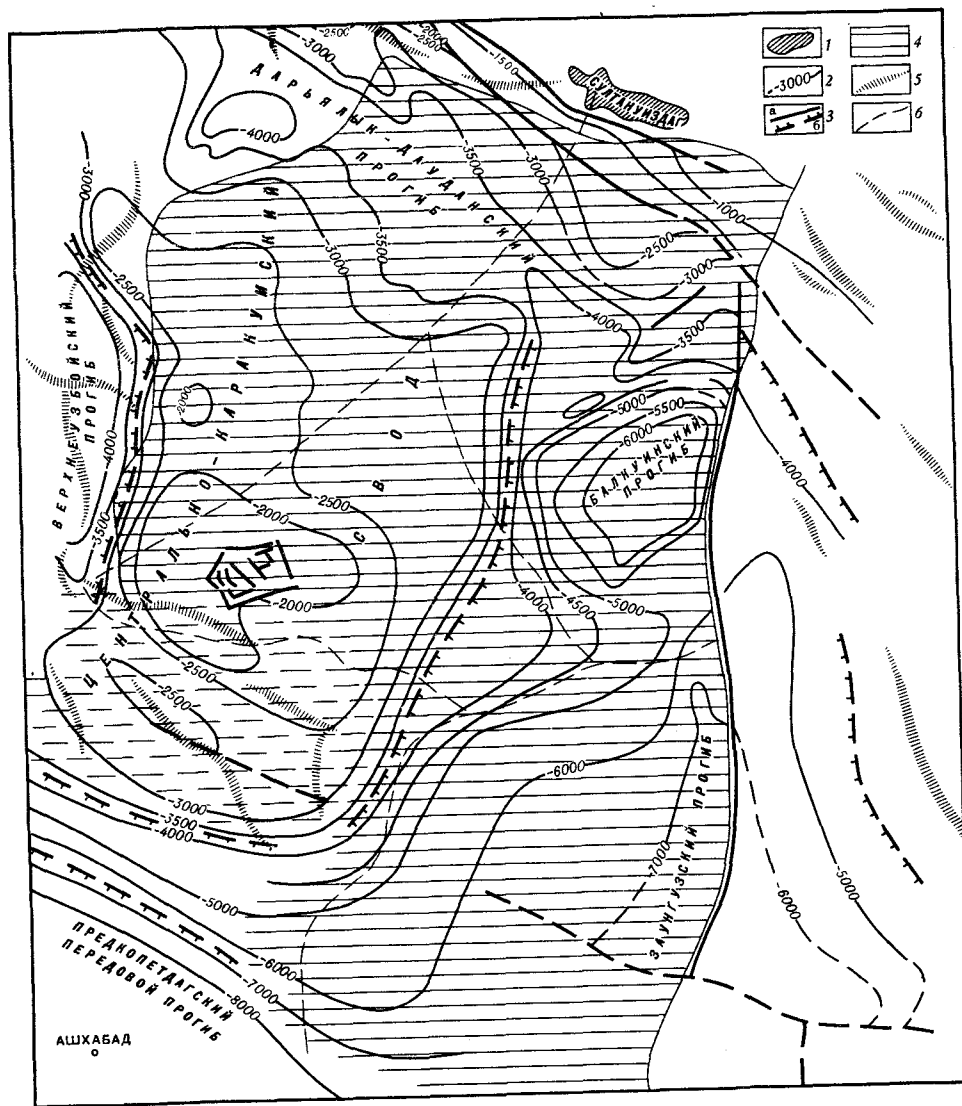


Рис. 13. Центральнo-Каракумский древний жесткий массив и структуры мезозойско-кайнозойского чехла

1 - выходы герцинского складчатого фундамента; 2 - изогипсы подошвы платформенного чехла (в м); 3 - мезозойско-кайнозойские разломы (а) и флексуры (б); 4 - Центральнo-Каракумский жесткий массив (границы по геофизическим данным); 5 - оси линейных геомагнитных максимумов; 6 - границы зон и подзон геомагнитного поля

зонами линейной палеозойской складчатости. Таков, например, Ставропольский свод. Его образование связано с длительно развивавшимся меридиональным подъемом в пределах Предкавказья. В отличие от Центральнo-Каракумского и Карабогазского сводов, структуры чехла, осложняющие Ставропольский свод, характеризуются достаточно четкой линейностью. Здесь фиксируется два основных пересекающихся структурных простирания - субширотное и субмеридиональное. На происхождении этих простираний мы остановимся ниже.

В некоторых случаях жестким массивам, видимо, соответствуют депрессии чехла или части депрессий. Возможно, что над древними жесткими массивами располагается северо-восточная часть Северо-Устьюртской впадины (Северо-Устьюртский предполагаемый массив) и Ассакe-Ауданский прогиб (северная часть Ассакe-Ауданского предполагаемого массива). Оба эти массива намечаются по характеру магнитных аномалий. Интересно отметить, что по имеющимся в настоящее время материалам сейсмических исследований части указанных депрессий, расположенные над предполагаемыми массивами, структурно наиболее плоские.

Таким образом, отсутствие линейности и малая интенсивность структур разных порядков в платформенном чехле над жесткими массивами фундамента более характерны, чем формирование сводовых поднятий.

В структуре платформенного чехла обособляются не только жесткие древние массивы, но и различные линейные складчатые системы и даже отдельные зоны. Примером может служить край Карпинского - линейная положительная структура чехла, образовавшаяся над Донбасско-Промысловской синклинойной зоной. В данном случае складчатая палеозойская зона унаследована в виде единого крупного структурного элемента платформенного покрова с более или менее точным сохранением границ, но с изменением знака. Я остановлюсь на этой зоне ниже, в связи с наследованием конкретных структур. Чаще складчатая зона или система находит отражение в строении чехла не в виде единого структурного элемента, а в качестве зоны с однотипными структурами платформенного комплекса.

Так, например, на западном погруженном продолжении Тяньшанид среди тектонических элементов среднего масштаба линейные структуры распространены нешироко. Над погруженным западным продолжением южных складчатых зон Тяньшани располагаются поднятия Центральнo-Кызылкумов и Южно-Кызылкумский склон с характерной древней (мезозойской) субширотной зональностью, обусловленной формированием системы ступенеобразующих разломов, и более молодой (олигоцен-четвертичной) - субмеридиональной, обусловленной образованием системы наложенных неогеновых дислокаций. Морфологически эти структуры резко отличаются от преимущественно линейных структур чехла южного погружения Урала. Это находится в соответствии с различным стилем палеозойской тектоники этих складчатых систем. Внутренняя структура Тяньшанид очень сложна. При этом, как мне кажется, важно подчеркнуть две специфические особенности. Во-первых, смежные структурно-фациальные зоны в Тяньшани, за редкими исключениями, невозможно трактовать как сопряженные синклинии и антиклинии, так как различия структурных зон Тяньшанид обычно имеют иной характер. Во-вторых, дислокации подчиненного значения в герцинском Тяньшани обычно не носят характера нормальной складчатости. Чаще это сложные моноклинально-чешуйчатые дислокации, разделенные разрывами типа крутых надвигов и усложненные мелкой гофрировкой. Смежные структурные зоны уралид, напротив, обычно представляют собой пару антиклинорий - синклиний. В складчатой структуре уралид обычно достаточно хорошо выражены и более мелкие дислокации - антиклинали и синклинали, а также антиклинальные и синклиналильные зоны.

Стиль структуры платформенного чехла, т.е. зональность в расположении структур, степень удлинения самих структур, их размеры и амплитуды, зависят от внутренней тектоники складчатого палеозойского основания - от морфологических особенностей складчатой структуры и времени ее образования.

Важным составным элементом в наследовании особенностей структуры фундамента в платформенном чехле является отражение структурных простираний па-

палеозойского геосинклинального комплекса и переходного комплекса. Именно на унаследованность простирающихся линейных структур чехла молодых платформ от направлений складчатости фундамента и было впервые обращено внимание Э. Зюссом.

Установить точную связь между структурами платформенного чехла и различными типами складчатой структуры герцинских геосинклинальных систем в настоящее время еще трудно. Видимо, наиболее четкие линейные структуры чехла типа дислокаций на южном погружении Урала, описанные Р.Г. Гарецким (1962), развиваются над зонами герцинид с наиболее ясно выраженной складчатой структурой. Примерами таких зон могут служить Донбасско-Промысловская синклинорная зона в предкавказской части платформы, Зеленокаменная, Прииргизская, Аятская и Кустанайская зоны уралид.

В районах, где складчатое основание представлено каледонскими сооружениями, структуры чехла имеют в основном нелинейный характер и небольшие амплитуды. Это наиболее отчетливо можно установить в пределах Тургайской депрессии, где в ее западной части с герцинским фундаментом развиты четко линейные и довольно резкие структуры чехла типа Малобарсуковского вала, а в восточной части депрессии и в сопредельной Чуйской впадине с каледонским основанием развиты малоамплитудные платформенные структурные формы, чаще без четкой линейной ориентировки. Иными словами, над каледонскими складчатыми системами формируются такие же примерно структуры чехла, как и над жесткими массивами предположительно допалеозойской консолидации. Аналогичный характер, видимо, имеет тектоника платформенного покрова и в области развития байкалид. В зонах с байкальским и каледонским фундаментом структурные простирающиеся наследуются чехлом менее отчетливо. Но и здесь часто можно видеть соответствие господствующих простирающихся в платформенном комплексе простирающимся складчатым структурам фундамента.

Зависимость характера платформенных структур от времени консолидации фундамента, вероятно, лучше всего можно было бы показать на примере Западно-Сибирской плиты при условии лучшей изученности ее фундамента. В отличие от Предкавказья и Туранской плиты, где большая часть территории имеет герцинский фундамент, в Западной Сибири преимущественно развиты догерцинские складчатые сооружения – байкалиды, салаириды и каледониды. Соответственно, Западно-Сибирская плита характеризуется более вялыми и менее линейными структурами чехла. Но "над герцинидами, как правило, получили развитие линейные дислокации – пояса валов и прогибы, которые протягиваются согласно с простирающимся складчатым комплексом фундамента" (Гурари и др., 1964, стр. 250). Попытка выяснения зависимости характера структур мезозойско-кайнозойского чехла от морфологического типа складчатости в зонах развития герцинид для территории Западной Сибири была бы сейчас преждевременной.

Очень резкие линейные дислокации в платформенном чехле возникают также над участками складчатого переходного комплекса. На территории плит молодых платформ достоверно известны две зоны развития настоящей складчатости в пермских и триасовых отложениях: Горный Мангышлак и Ейско-Березанский район в Западном Предкавказье. В обоих этих районах развиты четкие линейные валы и прогибы. По всем своим морфологическим особенностям эти структуры чехла напоминают дислокации, описанные Р.Г. Гарецким на южном погружении Урала. В первом приближении они могут быть отнесены к единому типу структурных элементов чехла. Вместе с тем Каневско-Березанский, Каратауский, Тумгачинский, Беке-Башкудукский валы, Чакирганский прогиб и другие структуры

Горного Мангышлака и Ейско-Березанского района отличаются от структур южного погруженного продолжения уралид своей более резкой выраженностью, большими амплитудами.

Однако было бы неправильно думать, что характер платформенных структурных элементов предопределен исключительно особенностями внутреннего строения фундамента – его возрастом и типом складчатости. Например, новообразованные в платформенный этап разломы среди широкого поля развития алинейных платформенных структур предопределяют формирование четко линейных и аномально интенсивных структур. Примерами могут служить Байрам-Алийские и Репетекско-Келифские дислокации Юго-Восточной Туркмении и Каршинский вал в Бухаро-Хивинской области.

Еще большее значение имеет влияние тектонически активных зон альпийских и геосинклинальных областей и областей постплатформенного альпийского орогенеза типа Тянь-Шаня.

### Наследование частных структур

Вопрос о наследовании частных конкретных структур палеозойского складчатого фундамента и переходного комплекса в платформенном чехле является наиболее сложным. Это определяется тем, что распознавание частных структур доплатформенных комплексов – антиклиналей и синклиналей, антиклинорий и синклинорий и других – под мощным чехлом платформенных формаций чрезвычайно трудно. Только древние жесткие массивы, грабенообразные прогибы, выполненные переходным комплексом, и крупные синклинорные и антиклинорные зоны (типа Донбасско-Промысловской и Урало-Тобольской) выявляются под платформенным покровом более или менее легко. Более мелкие антиклинальные и синклинальные зоны могут быть намечены с достаточной достоверностью лишь непосредственно вблизи выходов доплатформенных комплексов на поверхность или при небольшом удалении от выходов и большой плотности скважин. Рассмотрение вопроса о наследовании антиклиналей и синклиналей, антиклинальных и синклинальных зон возможно, прежде всего, для структур южной периферии Урала, восточного погружения Донбасса и Горного Мангышлака.

На южном погружении Урала в платформенном чехле выявлено большое количество локальных структур, часть из которых естественно объединяется в зоны валообразных поднятий. Их соотношение со складчатыми формами палеозойского фундамента были подробно рассмотрены Р.Г. Гарецким (1962).

Из 57 локальных структур складчатый фундамент вскрыт лишь на 12, а внутренняя его структура с разной степенью достоверности известна лишь на восьми структурах.

Наиболее представительный материал глубокого бурения, позволяющий с достаточной степенью надежности сравнивать соотношение структурных планов фундамента и чехла, имеется по трем площадям: Кокпектинской и Изембетской антиклиналям и Берчогурской синклинали (рис. 14). Кроме того, еще по пяти структурам имеется материал, позволяющий составить общее представление о внутренней структуре складчатого основания и, следовательно, о степени унаследованности структур чехла, располагающихся над ним (Ащисайская синклиналь, Кунжорганская антиклиналь, Батпанкульская синклиналь, Ильинская антиклиналь, Коскульская антиклиналь).

Во всех случаях фактический материал (данные бурения или сейсморазведки)

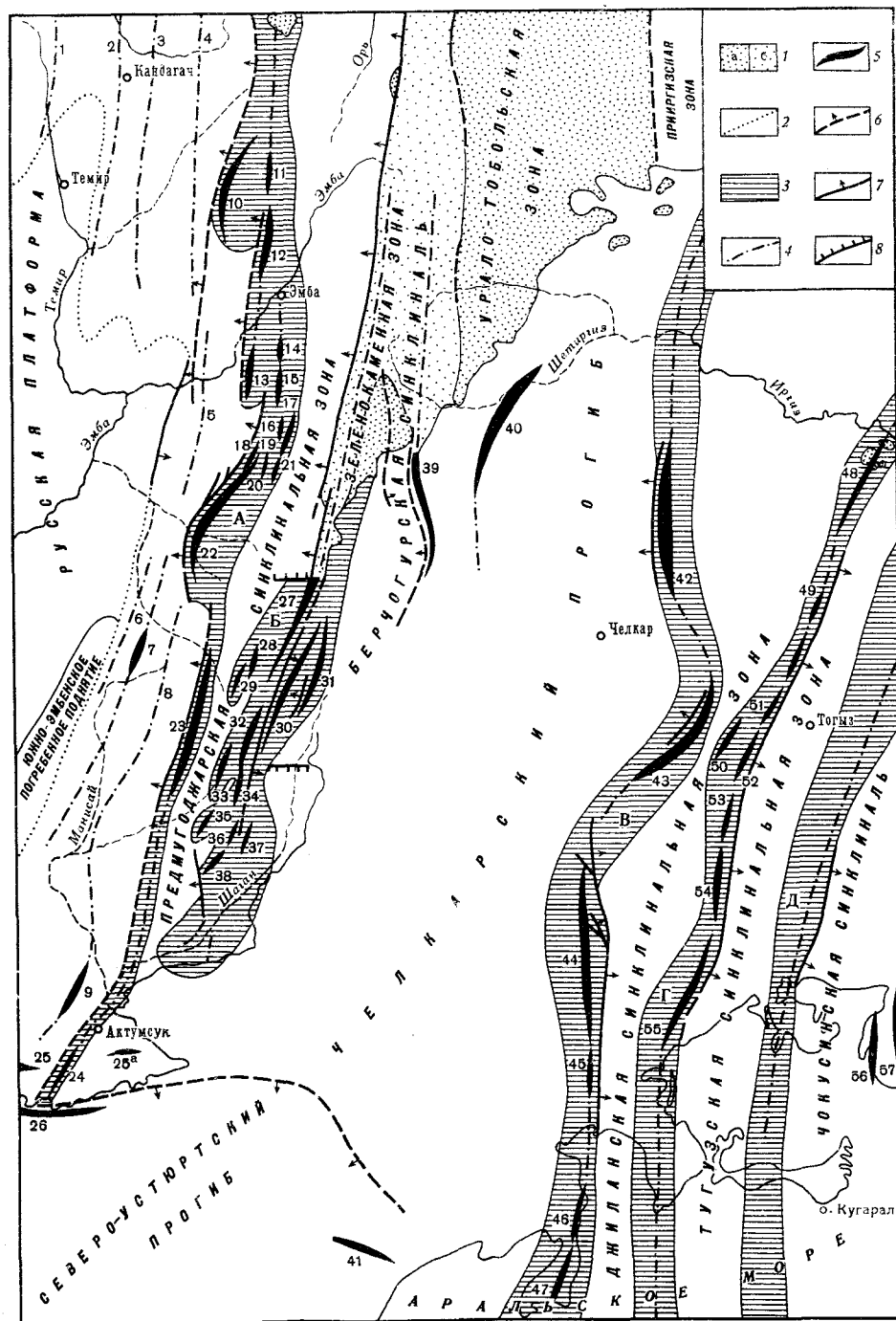


Рис. 14. Схема основных структур мезозойско-кайнозойского платформенного чехла зоны южного погружения Уральской складчатой системы (по Р.Г. Гарецкому, 1962)

I - палеозойский складчатый фундамент на поверхности; а - геосинклинальные зоны, б - геосинклинальные зоны; 2 - граница участка Русской платформы, не вовлеченного в опускание краевого прогиба Урала; 3 - антиклинальные зоны (буквы на схеме); А - Кокпектинская, Б - Чушкакульская, В - Куландинская, Г - Тасаранская, Д - Малых Барсуков; 4 - оси антиклинальных структур; 5 - от-

позволяет говорить о приблизительном совпадении структур платформенного чехла со складчатыми структурами того же знака в фундаменте. При этом для всех случаев характерно смещение оси мезозойско-кайнозойской структуры на 2-8 км по отношению к оси палеозойской структуры.

Особо следует сказать о Челкарском прогибе. Эта структура чехла располагается на продолжении Урало-Тобольской геоантиклинальной зоны и в северной части зоны. Следовательно, здесь платформенный прогиб, наследуя контуры палеозойской структуры, не наследует ее знака.

На восточном погруженном продолжении складок Донбасса развит ряд линейных поднятий и прогибов в платформенном комплексе мезозоя-кайнозоя. Еще Н.С. Шатский (1946), основываясь на линейности этих платформенных структур и совпадении их ориентировки с простираем палеозойских складок Донбасса, высказал предположение, что они являются постумными, т.е. отражают в сглаженном виде погребенные складки каменноугольного комплекса. Позднее об этом писали В.С. Попов (1936, 1962 и др.), А.А. Дубинский (1959), Я.П. Маловицкий (1960) и др.

В восточной части Донбасса в строении карбона детальными геологосъемочными работами устанавливается ряд сопряженных антиклиналей и синклиналей. К востоку каменноугольные породы фундамента плавно погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол. Структура последнего довольно хорошо изучена сейсмическими работами и структурно-профильным бурением. В результате представляется возможность сопоставить структуры двух тектонических этажей у восточной границы обнаженного Донбасса, к которой с запада подходят складки каменноугольного комплекса, а с востока - структуры чехла. На представленной схеме (рис. 15) видно, что платформенные структуры погруженной части Донбасса (края Карпинского) располагаются на продолжении осей палеозойских складок.

Совпадение планов разновозрастных структур здесь также является абсолютно точным, но, тем не менее, они вполне отчетливо различаются. Это обстоятельство позволяет рассматривать линейные антиклинальные и синклинальные зоны платформенного чехла в пределах края Карпинского в качестве унаследованных от складок верхнепалеозойского складчатого комплекса фундамента.

На северных окраинах Донецкого бассейна, в так называемой зоне мелкой складчатости, также отмечается совпадение планов структурных форм складчатого комплекса каменноугольных пород и платформенного чехла, представленного здесь в основном верхнемеловыми отложениями. То же наблюдается, в частно-

дельные антиклинали; 6 - основные разломы складчатого фундамента; 7 - то же, обновленные движениями в течение мезозоя и части кайнозоя; 8 - флексуры.

Цифры на схеме. Антиклинальные структуры: I - продолжение Западно-Актюбинской; 2 - продолжение Актюбинско-Алгунской; 3 - продолжение Жиланско-Табантальской; 4 - продолжение Петропавловско-Борлинской; 5 - Кумжарганская; 6 - Токсанбайская; 7 - Жиделинская; 8 - Саралжиндинская; 9 - Жапракская; 10 - Изембетская; II - Ильинская; 12 - Теректисайская; 13 - Коскульская; 14 - Карагандинская; 15 - Кандыкульская; 16 - Жартыкульская; 17 - Шимбулакская; 18 - Каиршақтыкульская; 19 - Прикайшақтыкульская; 20 - Шукыркульская; 21 - Караганкульская; 22 - Кокпектинская; 23 - Намазтаульская; 24 - Актумсукская; 25 - Карамолинская; 25а - Катарбайская; 26 - Аксайская; 27 - Даульская; 28 - Кумкудукская; 29 - Жамдинская; 30 - Сарынсайская; 31 - Тастысайская; 32 - Музбельская; 33 - Каракульская; 34 - Карачетауская; 35 - Узунтальская; 36 - Кызылшенская; 37 - Байдаулетская; 38 - Южно-Чушкакульская; 39 - Бахатайская; 40 - Каульдзурская; 41 - Аккулжовская; 42 - Карачулакская; 43 - Кособинская; 44 - Алагузская; 45 - Тугуржиксорская; 46 - Тебебулакская; 47 - Куландинская; 48 - Жибиннтауская; 49 - Аккурланская; 50 - Акчокинская; 51 - Туслюкская; 52 - Тасаранская горстбразхантиклиналь; 53 - Коптынсайская; 54 - Кынулькенская; 55 - Жартауская; 56 - Тастюбекская; 57 - Кучокинская

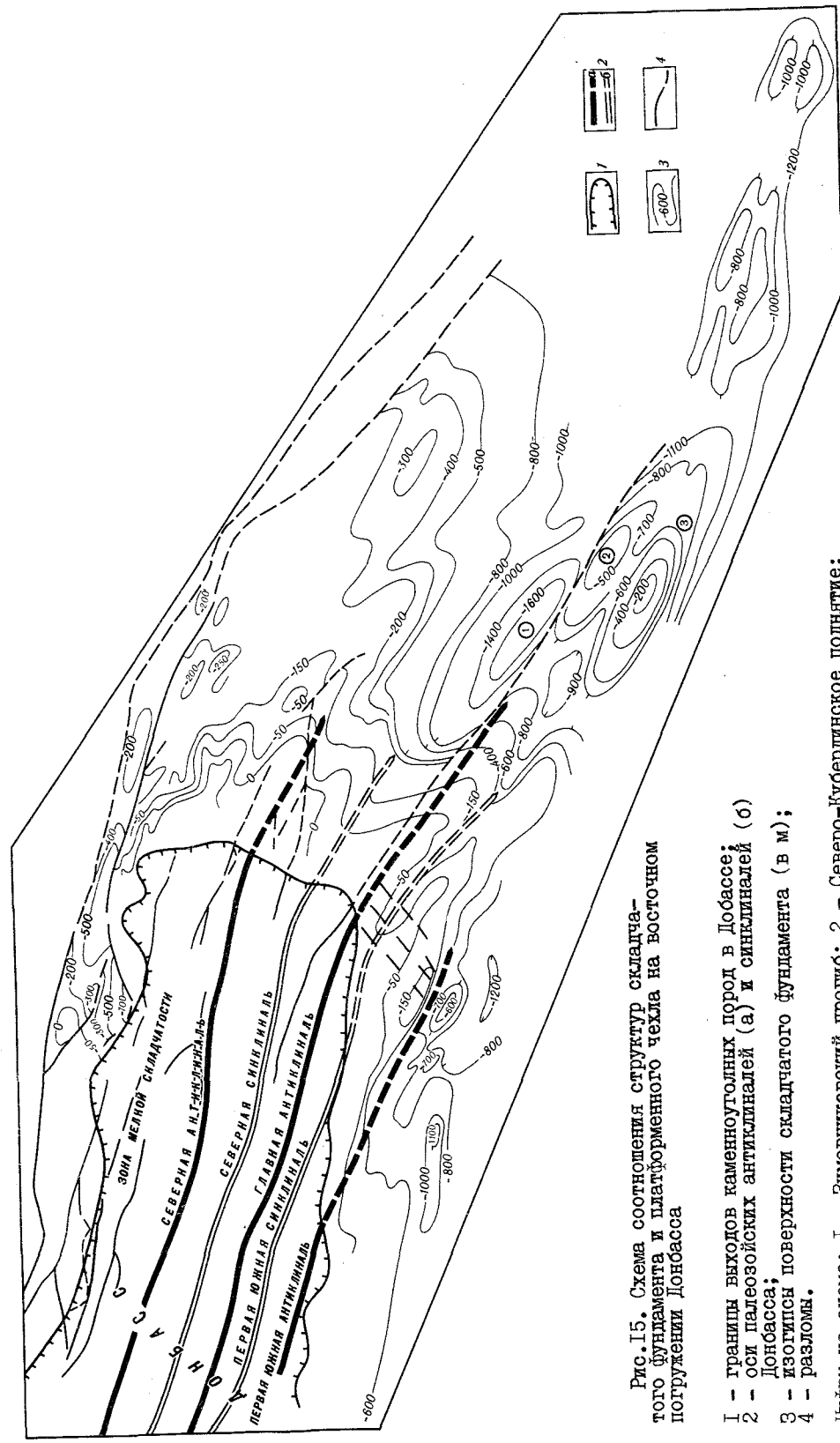


Рис. 15. Схема соотношения структур складчатого фундамента и платформенного чехла на восточном погружении Донбасса

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

Цифры на схеме: 1 — Зимовниковский прогиб; 2 — Северо-Куберлинское поднятие;  
 3 — Орловское поднятие

сти, в хорошо разбуренном Тацзинском угленосном районе. Здесь в меловых отложениях довольно четко отражается Быстринская синклинали каменноугольного комплекса и Гремучинская антиклинали (Дубинский, 1959).

Таким образом, для зоны Донбасско-Промысловской палеозойской синклинории характерно отражение складчатых структур фундамента в платформенном чехле в виде структур гораздо более пологих, но с сохранением знака структур и приблизительным совпадением осей.

Кряж Карпинского, представляющий собой линейное платформенное поднятие первого порядка, в целом совпадает в плане с Донбасско-Промысловской синклинорной зоной палеозоя. Таким образом, если отдельные складчатые структуры палеозоя наследуются здесь в платформенном чехле с сохранением знака, то крупный синклинорий нашел отражение в качестве платформенного поднятия. В этом отношении кряж Карпинского сходен с Челкарским прогибом, который, как отмечалось, в своей северной части наследует крупную структуру палеозоя, но с обратным знаком. Обращение знака движений в пределах Донбасско-Промысловской зоны — возникновение поднятия на месте синклинория — относится к перми, т.е. к началу переходного этапа развития, когда севернее и южнее рассматриваемой зоны заложилась довольно глубокие депрессии.

В пределах собственно Предкавказья (т.е. на части Предкавказской эпигерцинской плиты, расположенной к югу от Маньчег) отмечается наследование в сглаженном виде отдельных крупных складчатых структурных элементов палеозоя в осадочном платформенном чехле. Восточной части Северо-Ставропольского герцинского антиклинория здесь соответствует Прикумское поднятие чехла, имеющее характер регионального структурного носа. Южно-Ставропольскому антиклинорию в чехле соответствует одноименный вал, Спицевскому синклинорию — Егорлыкский и Спицевский платформенные прогибы (рис. 16). О точности планового совпадения осей палеозойских и мезозойско-кайнозойских структур судить трудно из-за схематичности представлений о тектонике фундамента. Открытым остается и вопрос о соответствии локальных структур чехла отдельным складкам палеозоя.

Помимо унаследованных структурных элементов, в Предкавказье широко развиты и другие структуры, в том числе поперечные к господствующему субширотному простиранию.

Вопрос о наличии унаследованных структур в пределах Западно-Европейской платформы не может считаться выясненным до конца. По аналогии с эпигерцинской платформой юга СССР такие структуры здесь следовало бы ожидать прежде всего в пределах Рено-Герцинской зоны — внешней зоны западноевропейских герцинид. Однако данных об отражении в чехле каких-либо складчатых структур палеозойского фундамента здесь нет. В западной части этой зоны, в пределах Субгерцинского и Тюрингского бассейнов, в чехле развиты структуры поперечного простирания к складкам палеозоя. В северной части Парижского бассейна структурные простирания в мезозойско-кайнозойском покрове совпадают с направлением герцинских складок. Но никаких доказательств соответствия развитых здесь платформенных структур складкам герцинского фундамента нет (Abrard, 1948, 1950; Соболевская, 1963; Гогель, 1964).

Наследование конкретных структурных элементов переходных комплексов в платформенном чехле следует рассмотреть отдельно для зон каледонской и герцинской консолидации.

Для зон каледонской складчатости наиболее интересный пример представляет Чу-Сарысуйская средне-позднепалеозойская впадина в Центральном Казахста-

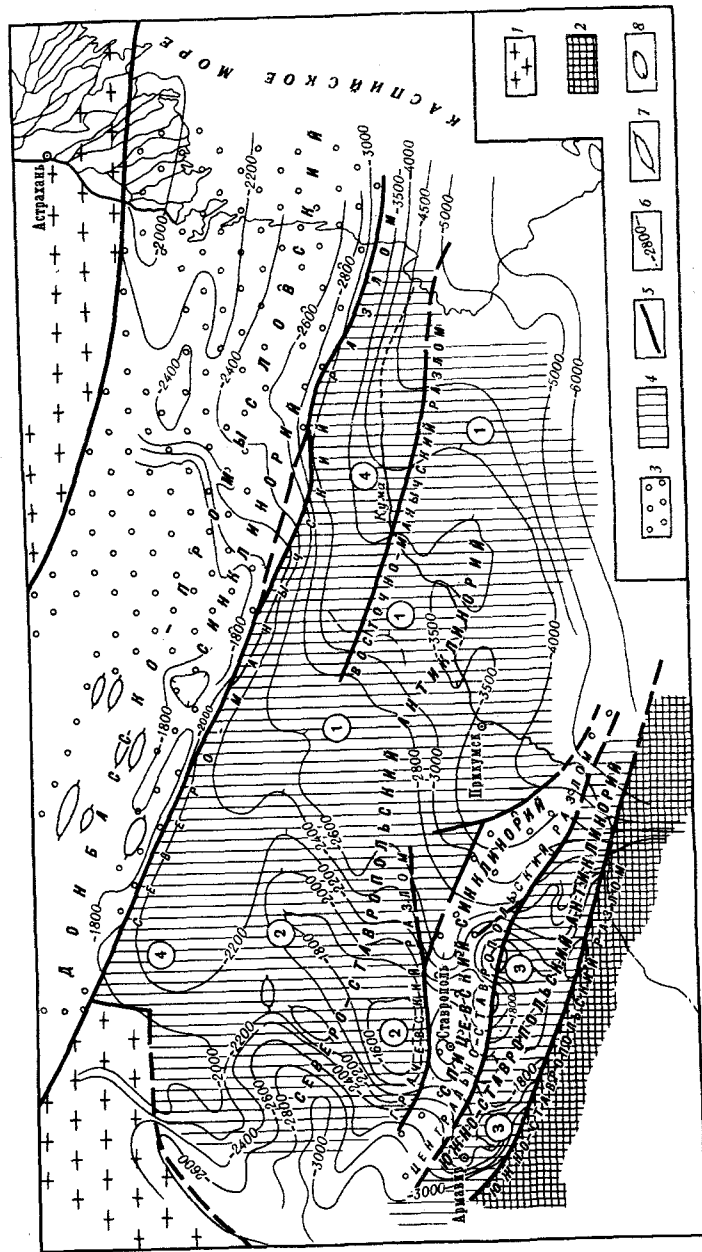


Рис. 16. Схема сопоставления структурных элементов мезозойско-кайнозойского и палеозойского тектонических планов Восточного и Центрального Предкавказья (по А.И. Левану, с небольшими изменениями). Элементы герцинского структурного плана: 1 - Русская платформа; 2 - массив допалеозойской консолидации внутри герцинской складчатой области; 3 - синклинали; 4 - антиклинали; 5 - основные разломы. Элементы платформенной структуры: 6 - изогипсы подошвы платформенного мезозойско-кайнозойского чехла (в м); 7 - некоторые локальные поднятия; 8 - некоторые прогибы. Цифры на схеме. Платформенные структурные элементы: 1 - Прикумское поднятие; 2 - Северо-Ставропольский вал; 3 - Южно-Ставропольский вал; 4 - Манчская система прогибов.

не, где, с одной стороны, развит мезозойско-кайнозойский чехол, а с другой - достаточно хорошо изучена структура переходного комплекса, и, следовательно, возможно сопоставление тектоники этих двух крупных этажей (Дитмар, 1966).

Мезозойско-кайнозойская платформенная депрессия здесь почти точно вложена в контуры Чу-Сарысуйской средне-позднепалеозойской депрессии, которая сформировалась в позднем палеозое после образования структурного порога между Чу-Сарысуйской и Тенизской депрессиями - Сарысу-Тенизского поднятия. Неглубокая и довольно плоская в целом Чу-Сарысуйская платформенная депрессия, или, как ее часто называют, синеклиза, наследует, таким образом, депрессию переходного этапа. Вместе с тем внутренние структурные осложнения мезозойско-кайнозойского плана этой впадины находятся в гораздо меньшем соответствии с элементами тектонического плана переходного средне-верхнепалеозойского комплекса.

Мелкие дислокации средне-верхнепалеозойского переходного комплекса - отдельные брахиантиклинали здесь не находят отражения в мезозойско-кайнозойском чехле.

Таким образом, мезозойско-кайнозойская депрессия здесь довольно точно унаследовала положение депрессии переходного этапа развития в целом, но более мелкие осложняющие структурные элементы чехла являются новообразованными.

Другие изученные крупные структуры переходного этапа в зонах каледонской и байкальской консолидации не представляют большого интереса для подобного сопоставления, так как располагаются в пределах обширных поднятий мезозойско-кайнозойского этапа и обычно лишены платформенного покрова. Но тенденции к преимущественным относительным погружениям отмечаются для большинства средне-позднепалеозойских впадин в этих зонах. Это подчеркивается распространением в пределах этих впадин маломощных мезозойско-кайнозойских отложений (Тенизская впадина) или относительным понижением рельефа (Минусинские впадины).

В областях с герцинским складчатым фундаментом и пермо-триасовым переходным комплексом обращает на себя внимание, прежде всего, наследование крупнейших грабенообразных прогибов переходного этапа развития в платформенном чехле в виде линейных депрессий - систем или зон прогибов.

Причерноморско-Северо-Азовская, Манчская и Северо-Туркменская системы прогибов в пределах южной части Центрально-Евразийской молодой платформы, представляющие собой крупные линейные отрицательные структуры чехла, образовались над грабенами или грабенообразными прогибами, выполненными породами переходного комплекса (Крылов, 1965).

Крупные линейные депрессии известны и в пределах Западно-Сибирской плиты. Это Колтогорский, или Уренгойско-Колтогорский, Ляпинский и Приенисейский желоба, или трюги. Колтогорский желоб, по имеющимся материалам (Наливкин, 1964; Маркевич, 1966), имеет наибольшее сходство с линейными платформенными депрессиями юга СССР. Он протягивается в меридиональном направлении более чем на 1000 км, ширина его 100-50 км. Судя по характеру магнитных аномалий, он связан с крупнейшим в Западной Сибири разломом, который получил название Омского. Наличие пермо-триасового грабена вдоль этого разлома под платформенным прогибом точно еще не установлено. Но обнаружение триасовых или пермо-триасовых пород под юрой в Омской опорной и в скв. Р-1 Черемшанской площади, а также полосовые положительные магнитные аномалии, вероят-

но, указывают на наличие грабенообразного прогиба, выполненного аналогами туринской эффузивно-осадочной серии. На этих линейных структурах Западной Сибири я остановлюсь при характеристике типов структурных элементов чехла молодых платформ.

Грабенообразные депрессии, как уже отмечалось, — наиболее характерные структурные элементы переходного этапа развития в зонах герцинской складчатости. При этом грабены, выполненные переходным комплексом, имеют весьма различные размеры. Отражение в структуре платформенного чехла, видимо, — особенность только крупнейших трогов, выполненных переходным комплексом, не претерпевшим настоящей складчатости. Мелкие грабены, как, например, пермотриасовые в пределах Расшеватской или Полдневской площадей в Предкавказье, триасовые — во внутренней зоне Аппалачей или раннепермские и, реже, триасовые — в Саксоно-Тюрингской зоне, и даже более крупные, такие, как Челябинский грабен в Западной Сибири, практически чаще не находят никакого отражения в структуре чехла.

Для района Горного Мангышлака, где складчатый переходный комплекс пермотриасового возраста выходит на поверхность на значительных участках и доступен для детального изучения и где развиты породы платформенного комплекса, возможно рассмотрение вопроса об отражении складчатых дислокаций переходного комплекса в платформенном чехле.

Материалы А.Е.Шлезингера (1965) дают основание считать, что складчатые дислокации переходного комплекса в пределах Мангышлака в некоторых случаях отражаются в платформенном чехле в виде более пологих структур того же знака и того же простирания. Это явление точного наследования структур не следует переоценивать. Во-первых, оно устанавливается не в отношении ведущих платформенных структур Мангышлака — валов и прогибов, а только для относительно более мелких структур. Во-вторых, оно не имеет обязательного характера: из пяти выявленных в пермотриасовом комплексе Каратау антиклиналей структурные носы в осадочном чехле развиты только на периклиналях двух складок. А из всех синклиналий складок отражение в платформенном комплексе нашла только одна (рис.17). Более того, структурные простирания в переходном комплексе и в платформенном чехле здесь в большинстве случаев расположены под углом 15–25°.

Унаследованность проявляется на Мангышлаке прежде всего в том, что платформенная Мангышлакская система поднятий и специфические (четко линейные, большой амплитуды, с крутыми крыльями) структуры чехла наследуют в целом зону развития складчатости в переходном комплексе, однако это свидетельствует лишь о наследовании общего стиля доплатформенной тектоники (о чем шла речь в предыдущем разделе), но не конкретных структур.

#### Наследование разломов

Из всего многообразия конкретных элементов внутренней тектоники палеозойского фундамента крупные разломы могут быть выделены наиболее легко и наиболее достоверно на основании анализа геомагнитного поля. Соответственно, и вопрос о наследовании палеозойских разломов в платформенную стадию развития может рассматриваться не для отдельных участков вблизи выходов доплатформенных комплексов, а для крупных территорий молодых платформ.

Сопоставление известных по геологическим данным крупных палеозойских раз-

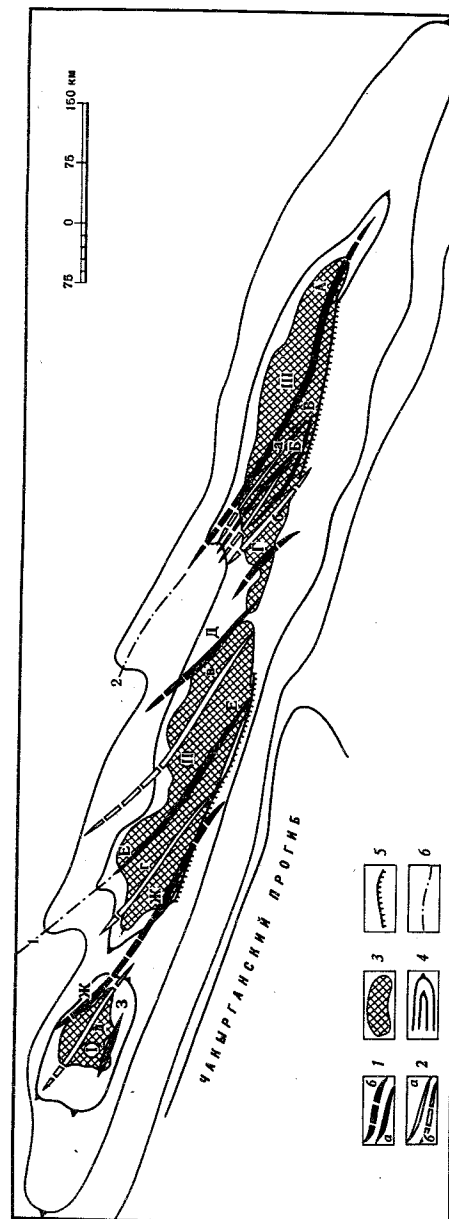


Рис.17. Схема соотношения Каратауского вала мезозойско-кайнозойского чехла со складчатыми структурами переходного пермотриасового комплекса (составлена по материалам А.Е.Шлезингера)

I — оси антиклинальных складок пермотриасового комплекса: а — обнаженные, б — предполагаемые под чехлом; 2 — оси синклиналий складок пермотриасового комплекса: а — обнаженные, б — предполагаемые под чехлом; 2 — оси триасового комплекса на поверхности; 4 — условные контурные линии мезозойско-кайнозойских структур; 5 — выход пермотриасового комплекса на поверхность; 6 — оси дополнительных мезозойско-кайнозойских поднятий

Цифры на схеме. Мезозойско-кайнозойские поднятия в пределах Каратауского вала: I — Каратау, II — Западный Каратау, III — Восточный Каратау; I — Торыш-Мурзатауский структурный нос; 2 — Карадирменский структурный нос

Буквы на схеме. Складчатые структуры пермотриасового комплекса. Антиклинали: А — Бесюкская, Б — Кутлачокинская, В — Кызылтамская, Г — Хозбулакская, Д — Аралинская, Е — Отланская, Ж — Сарша-Долнашская, З — Данношская. Синклинали: а — Бескемирская, б — Аусарская, в — Шетинская, г — Торыш-Карауанская, д — Каратаушская



ломов в Центральных Кызылкумах с аномалиями геомагнитного поля (Мирчинк и др., 1968) показало, что в качестве крупных палеозойских разломов могут быть интерпретированы зоны повышенных градиентов, границы зон с линейными аномалиями различного простирания и границы зон с различным характером (размеры, знак и т.д.) алинейных аномалий магнитного поля.

Исходя из этого, на территории Туранской плиты на основании магнитометрических данных были выделены палеозойские разломы, которые были по возможности скорректированы по материалам глубокого бурения и геологических съемок (Южно-Эмбенский краевой шов Русской платформы, Шурчинский разлом в пределах Бухарской ступени и некоторые разломы в Центральных Кызылкумах).

Для исследования вопроса о наследовании палеозойских разломов в платформенном чехле Туранская плита представляет наилучший объект, так как здесь особенно широко развиты самые разнообразные по масштабу, возрасту и характеру разломы и тектоника этой плиты изучена относительно хорошо и равномерно. Выделенные здесь палеозойские разломы были сопоставлены с мезозойско-кайнозойскими, установленными глубоким бурением и сейсморазведкой, а также с флексурами в осадочном платформенном чехле, которые по поверхности фундамента могут переходить в разломы, и зонами повышенных градиентов гравитационного поля ("гравитационные ступени"), которые могут соответствовать мезозойско-кайнозойским разломам или флексурам (рис.18, см.оборот вклейки рис.12).

Как показало сопоставление палеозойских разломов с аномалиями магнитного поля в пределах Кызылкумов, по геомагнитным данным могут быть выделены только крупные палеозойские разломы, разделяющие различные структурно-фациальные зоны фундамента. Более мелкие разломы, осложняющие строение основных зон, не могут быть надежно установлены по характеру распределения магнитных аномалий. Таким образом, на карте более или менее полно отражены только крупнейшие разломы палеозойского этапа развития.

Важно также отметить, что проведенное сопоставление показало не абсолютное точное совпадение в плане разломов и характерных аномалий. Их относительное смещение достигало 15 км. В отдельных случаях и характер магнитного поля не дает однозначного ответа о точном положении на плане искомой границы и позволяет провести ее в полосе шириной 10–20 км. В связи с этим можно считать, что ошибка при выделении палеозойских разломов на основе анализа геомагнитного поля и при отсутствии прямых геологических данных может достигать 20–30 км.

Наконец, следует остановиться на поперечных (северо-восточного простирания) разломах, выделяемых по характеру магнитных аномалий. Они проявляются обычно иным образом, чем палеозойские разломы: им соответствуют линии или зоны замыкания, подворота или резкого сужения магнитных аномалий господствующего простирания, иногда линии резкого излома осей магнитных аномалий (типа сдвига). Наибольшее сгущение таких поперечных разломов наблюдается по геомагнитным данным в пределах Бухаро-Хивинской области и в Северных Кызылкумах. Они простираются там обычно по азимуту  $30^\circ$  в виде системы приблизительно параллельных прерывистых линий, продолжающих друг друга после перерыва или подставляющихся кулисообразно. Эти разломы обычно прослеживаются на юго-запад только до Амударьи, а на севере выходят за пределы рассматриваемой территории. В более западных районах Средней Азии (Центральные Каракумы, Прикарабогазье, Устюрт) аналогичные по своему выражению поперечные линии в магнитном поле появляются снова. Здесь густота их меньше, а азимут простирания составляет  $40-50^\circ$ .

Поскольку эти характерные линии, или зоны, на всей рассматриваемой территории являются явно поперечными к простиранию палеозойских структур, устанавливаемых по всему комплексу информации, приходится предполагать, что они отражают не палеозойские, а какие-то иные дислокации. Это особенно хорошо видно в пределах западной части Тяньшанид, в поднятиях Центральных Кызылкумов, где нет никаких следов палеозойских разломов поперечного (под азимутом около  $30^\circ$ ) простирания.

Я не буду касаться в этом разделе поперечных разломов, а остановлюсь на вопросе о поперечных дислокациях вообще.

По разломам платформенной части Средней Азии имеется значительная литература. Только специально выделению, геофизической и геологической характеристикам, классификации разрывных дислокаций Туранской плиты посвящены работы Г.И. Амурского (1964 и др.), Г.И. Амурского и А.А. Борисова (1964), А.Г. Бабаева и др. (1962), А.А. Борисова (1966 и др.), Г.А. Габриэлянца и А.Г. Блисковки (1961), В.Г. Коца (1966), В.В. Семеновича (1964), Н.Ю. Успенской (1961) и других исследователей. В одних работах рассматриваются мезозойско-кайнозойские разломы, в других — и палеозойские. В отдельных работах (Бабаев и др., 1962; Коц, 1966; Борисов, 1966) ставится вопрос о палеозойском возрасте некоторых разрывных нарушений, установленных в мезозойско-кайнозойском чехле. Все эти исследования были учтены. Однако вопрос о точности наследования мезозойско-кайнозойскими разрывами доплатформенных разломов, оценка совпадения планов палеозойских и мезозойско-кайнозойских дисъюнктивных нарушений рассматривались предыдущими исследователями лишь попутно. Автора же в данном случае интересует именно этот вопрос.

Не описывая подробно приведенную схему сопоставления разновозрастных разломов и, тем более, не останавливаясь на характеристике каждого из разломов, приведу основные результаты проведенного сопоставления.

Из тринадцати крупнейших мезозойско-кайнозойских разломов в двух случаях можно констатировать практически полное их совпадение в плане с палеозойскими разломами, в четырех — отмечается частичное или приблизительное совпадение, в пяти случаях мезозойско-кайнозойские и палеозойские разломы оказались субпараллельными, но не совпадающими в плане, и, наконец, в двух случаях крупные мезозойско-кайнозойские разломы оказались ориентированными косо по отношению к палеозойским нарушениям и пересекающими последние под различными углами.

Более мелких разрывных нарушений в платформенном чехле гораздо больше. Их взаимоотношения в плане с палеозойскими разломами столь же разнообразны, как и в случае крупнейших ступенеобразующих разломов.

Вероятное полное совпадение планов мезозойско-кайнозойских разломов и флексур с палеозойскими нарушениями наблюдается на рассматриваемой части плиты в восьми случаях.

На самом севере Туранской плиты, непосредственно на южном погружении Урала, можно указать еще несколько дополнительных примеров точного наследования разломов палеозойского возраста в мезозойско-кайнозойском чехле. К числу таких унаследованных разломов относятся взброс на Тоскульской структуре, разломы в пределах Берчогурской синклинали, разлом на западном крыле Кокпектинской антиклинали. Палеозойское заложение этих разломов и возобновление перемещений по ним в платформенную стадию развития с сохранением направления перемещений блоков устанавливается данными бурения (Гарецкий, 1962). С несколько меньшей степенью достоверности здесь можно было бы указать и еще на ряд унаследованных от палеозойского этапа разрывных нарушений.

Случаи частичного или приблизительного совпадения средних по масштабу мезозойско-кайнозойских разрывов и флексур с палеозойскими разломами также довольно часты. Нередко отмечается четкая параллельность средних по масштабу мезозойско-кайнозойских разломов и флексур или гравитационных ступеней и палеозойских разломов. В более чем десяти случаях установлены приблизительно совпадения простираний мезозойско-кайнозойских и палеозойских разломов.

Широко распространены случаи и явно косого или даже ортогонального расположения мезозойско-кайнозойских разрывов к палеозойским. Их отмечено свыше двадцати.

Итак, случаи более или менее достоверного совпадения в плане разрывных нарушений геосинклиального и платформенного этапов развития по Туранской плите относительно малочисленны. Видимо, не более 25% всех мезозойско-кайнозойских разломов могут считаться унаследованными от палеозойских. Вместе с мезозойско-кайнозойскими разломами, которые частично или приблизительно совпадают с палеозойскими, они составляют около половины всех установленных разломов и флексур мезозойско-кайнозойского возраста.

Наиболее типична примерная согласованность простирания разломов палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Это находится в полном соответствии с общим наследованием структурных простираний фундамента в платформенном чехле Туранской плиты, о чем я упоминал выше.

Следует еще раз подчеркнуть, что в платформенную стадию продолжали свое развитие или оживали далеко не все древние разломы. Ряд достоверно установленных крупнейших разломов палеозойского этапа, имеющих характер глубинных нарушений, практически никак не проявился в мезозойско-кайнозойском покрове. К числу таких нарушений относятся Южно-Эмбенский краевой шов Русской платформы, Шурчинский разлом в Бухаро-Хивинской области и ряд разломов в Центральном Кизылкумах.

Если более молодой разлом наследует положение древнего шва, то совсем не обязательно сохранение направления движений по разлому. Тем более следует отдавать себе отчет в том, что в случае точного наследования положения разлома его значение в палеозойской, пермо-триасовой и мезозойской структурах бывает различным: в разных структурных этажах разлом сквозного развития разделяет совершенно разные по характеру структуры. Примером может служить Восточно-Унгузский разлом, который в палеозое отделял жесткий древний массив (на западе) от линейных геосинклиальных зон (на востоке), в переходный этап являлся восточным ограничением одностороннего грабена, в мезозойско-кайнозойское время проявился в образовании цепочки линейных антиклиналий, а в северной части отразился в виде флексуры (или разлома) по восточному борту Балкуинского платформенного прогиба.

В Предкавказье роль разрывных нарушений в структуре платформенного чехла несколько ниже, чем в среднеазиатской части платформы. Поэтому территория Предкавказья менее показательна для решения вопроса о наследовании разломов. Если не принимать во внимание краевую подвижную зону платформы, то к крупнейшим мезозойско-кайнозойским разрывам может быть отнесено, видимо, только нарушение по южному склону кряжа Карпинского, отделяющее кряж от Маньчжурской зоны прогибов - Северо-Маньчжурский разлом. Этот разлом, судя по существующим данным, имеет палеозойское заложение. Он четко выражен в магнитном поле в виде зоны повышенных градиентов и на отдельных отрезках - сменой простирания аномалий к северу и югу от него. Вдоль разлома сформировался пермо-триасовый

грабен. Таким образом, этот крупнейший разлом может быть отнесен к разломам сквозного развития. Однако считать, что по нему имеется постоянство направлений движений, нельзя. Направление перемещений по этому разлому, видимо, изменилось в раннекаменноугольное время, а затем, несомненно, в конце ранней - начале поздней перми. Воздымание северной зоны и опускание южной продолжались в переходный этап развития и в мезозое - кайнозое.

Из средних по масштабу разрывных нарушений в мезозойско-кайнозойском чехле к унаследованным от палеозойских разломов следует отнести Центральную и Южно-Ставропольский разломы, Тимашевский разлом, ряд разломов, ограничивающих с севера Ейско-Березанскую зону, и, возможно, некоторые другие.

К мезозойско-кайнозойским нарушениям, не согласующимся по простиранию с палеозойскими дислокациями, здесь относятся в основном мелкие разрывы и флексуры.

Западно-Сибирская плита представляет собой менее интересный объект для изучения наследования разломов геосинклиальной стадии в платформенном мезозойско-кайнозойском покрове. Магнитометрические материалы позволяют и здесь выявить крупнейшие палеозойские (а местами, видимо, и позднедокембрийские) разломы. Однако по мезозойско-кайнозойским разломам здесь имеется гораздо меньший материал. Во-первых, это связано с худшей изученностью структуры чехла Западной Сибири по сравнению с платформенной частью Средней Азии и Предкавказья, а особенно - с существенно меньшим количеством материалов региональных сейсморазведочных работ. Во-вторых, мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской плиты более спокойна, и истинная роль крупных разломов здесь также, несомненно, гораздо ниже, чем на Туранской плите и даже в Предкавказье.

На схематической карте разломов фундамента Западно-Сибирской плиты, приведенной в коллективной работе под редакцией В.Д.Наливкина и К.А.Черникова (Условия формирования и закономерности размещения..., 1967), показаны различные по масштабу и характеру взаимоотношений со складчатой структурой палеозойские (и допалеозойские) разломы и их отражение в платформенном чехле.

Рассмотрение этой карты показывает, что значительная часть палеозойских разломов (хотя далеко не все они) находят то или иное отражение в мезозойско-кайнозойском структурном плане Западно-Сибирской плиты. В связи с этим интересно отметить, что геологические материалы по наиболее изученной приуральской части плиты, приводимые В.Н.Соболевской (1963) для обоснования явления наследования разломов, указывают именно на частичное, а не на обязательное и повсеместное наследование доплатформенных разломов в мезозойско-кайнозойском покрове. Таким образом, явление частичного наследования разломов палеозойской стадии в чехле платформы имеет место и в Западной Сибири. Вопрос о роли новообразованных в платформенную стадию разломов на территории этой плиты в настоящее время не ясен.

Доступные автору материалы о наследовании палеозойских разломов в чехле Западно-Европейской эпипалеозойской платформы оказались очень неполными. Эти сведения пришлось выбирать из ряда общих тектонических очерков Польши, ГДР, ФРГ, Англии и Франции. Неполнота этих материалов не позволила сделать даже самых грубых количественных оценок различных случаев соотношений разломов геосинклиальной и платформенной стадий. Однако типы взаимоотношений мезозойско-кайнозойских нарушений и палеозойских разломов здесь оказываются такими же, как, например, и на Туранской плите.

Примером палеозойского разлома, унаследованного в платформенную стадию

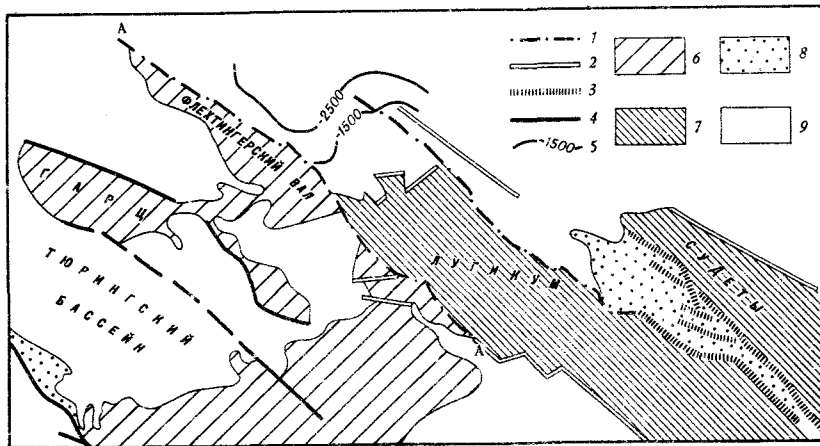


Рис.19. Схема разновозрастных разломов на южном погружении Чешского массива (в основном по Международной тектонической карте Европы)

Важнейшие разломы: 1 - палеозойские, обновленные в платформенную стадию; 2 - мезозойско-кайнозойские, совпадающие с палеозойскими по простиранию; 3 - палеозойские; 4 - мезозойско-кайнозойские, не совпадающие с палеозойскими по простиранию; 5 - изогипсы подошвы цехштейна (в м); 6 - складчатые сооружения герцинского возраста на поверхности; 7 - складчатые сооружения догерцинского возраста, переработанные позднепалеозойской складчатостью на поверхности; 8 - стефанско-пермские отложения на поверхности; 9 - мезозойско-кайнозойские; А-А - линия Эльбы

развития, может служить Лысогурский надвиг на юге Польши. В палеозойском структурном плане этот крупный разлом разграничивал каледониды Келецкой зоны и герциниды Лысогурской зоны в Свентокшиских горах. На продолжении этого нарушения к западу - северо-западу, в области развития верхнепермского - мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, установлены резкие линейные дислокации Кодромбя и Семковицко-Велиньская (Соколовский, Зноско, 1964). По характеру наследования в платформенном чехле Лысогурский палеозойский шов, видимо, аналогичен Восточно-Угусскому разлому в пределах Туркмении. Другим примером точного наследования палеозойских разломов в платформенном чехле является так называемая линия Эльбы. В палеозойском структурном плане этот крупный разлом северо-западного простирания отграничивал каледониды Лигикума от Саксоно-Турингской варисцидской складчатой зоны (Гертнер, Ватцнауэр, 1964; и др.). Возобновление перемещений по этому разлому в мезозойско-кайнозойский этап четко устанавливается для северо-западной части его, где этот разлом служит северо-восточным ограничением Флектингерского вала (рис.19). Линия Эльбы контролирует различные фациальные типы прских отложений. Ярким примером унаследованного от геосинклинальной стадии разлома служит и так называемая ось Малверн в Англии. Платформенная флексуро-разрывная зона меридионального простирания с амплитудой до 500 м по подошве чехла сформировалась на месте важнейшего шва, разделявшего в палеозое зоны с субширотным простиранием складчатых структур на западе и меридиональными складками на востоке (Даннинг, 1964; и др.). Число подобных примеров можно было бы увеличить.

В восточной части Парижского бассейна, на территории Лотарингии и Люксембурга, система небольших по амплитуде, но иногда весьма протяженных сбросов в платформенном чехле обнаруживает параллельность палеозойским нарушениям Гессенского синклинория (Гогель, 1964).

Наряду с случаями точного наследования палеозойских разломов в платформенном чехле и согласованности простираний разломов на Западно-Европейской платформе имеются не менее яркие примеры совершенно противоположных явлений. Примером служит так называемая Франская линия, представляющая собой систему сбросов и крутых флексур на границе Чешского массива (выступа фундамента) и Южно-Германского бассейна. Мезозойско-кайнозойские разрывные нарушения северо-западного простирания амплитудой до 1000 м под прямым углом срезают здесь складчатые структуры (Рудногорский антиклинорий и Турингский синклинорий) и сопутствующие им согласные палеозойские разломы северо-восточного направления. Такое же взаимоотношение с палеозойскими складчатыми и разрывными дислокациями Рейнских Сланцевых гор имеют сбросы, обрамляющие и осложняющие Нижнерейнский грабен в районе Кёльна и Бонна. Система разломов Верхнерейнского грабена, имеющих север-северо-восточные простирания, под углом  $40^{\circ}$  срезает простирания палеозойских структур в Вогезах, Шварцвальде и Оденвальде (Гертнер, 1964). Следует добавить, что в Западной Европе, как и на всех других эпипалеозойских платформах, имеется большое количество погребенных, или, как их еще называют, слепых, разломов, которые фиксируются только в фундаменте и не находят отражения в структуре покрова.

#### Происхождение поперечных дислокаций

Рассмотрим разломы и структуры чехла вообще, которые явно секут палеозойские простирания и ориентированы по отношению к последним часто ортогонально. Такие поперечные дислокации отмечаются в Бухаро-Хивинской области Туранской плиты, в Предкавказье и на Западно-Европейской эпипалеозойской платформе; в Западной Сибири они практически отсутствуют.

В предыдущем разделе в связи с геофизической характеристикой домезозойских разломов Туранской плиты было отмечено существование поперечных зон в геомагнитном поле. В восточных районах Туранской плиты азимут простирания этих специфических аномальных линий около  $30^{\circ}$ , западнее они составляют обычно около  $40-50^{\circ}$ . Еще западнее, в пределах Предкавказья, Азовского моря, Крыма и Северного Причерноморья, такие линии также могут быть намечены. В Предкавказье их простирание определяется азимутом  $5-30^{\circ}$ .

Несомненно, что эти поперечные линии не случайны и что они отражают какие-то поперечные дислокации, скорее всего - разломы. На самом западе молодой платформы, в районах Северного Причерноморья, Крыма и акватории Азовского моря, эти поперечные простирания в геомагнитном поле совпадают с допалеозойскими структурными простираниями в пределах Украинского кристаллического щита (Кужелов, 1957). Это обстоятельство позволяет считать субмеридиональные (поперечные к господствующему) структурные простирания в пределах Предкавказья, Крыма и прилегающих морей отражением структурных простираний глубоко погруженных допалеозойских формаций (Маловицкий, 1964; Мирчинк и др., 1966).

Этот вывод можно распространить и на более восточную - среднеазиатскую часть эпигерцинской платформы юга СССР. Здесь обнаруживаются дополнительные доказательства допалеозойского возраста поперечных разломов. Дело в том, что эти поперечные линии (отраженные в магнитном поле замыканиями, пережимами, подворотами и иногда изломами линейных аномалий) по простиранию непосредственно переходят в границы, характерные для палеозойских разломов, т.е. в линии раздела зон с разным характером аномалий и зон повышенных гра-

диентов напряженности магнитного поля. Такой переход совершается в пределах древних (допалеозойских) жестких массивов – Карабогазского и Каракумского. Здесь разломы характерного простирания (поперечные) выражены так, как в сопредельных герцинских складчатых системах палеозойские разломы основного простирания. Это дает основание считать поперечные разломы более древними, чем палеозойские, т.е. в первом приближении – допалеозойскими. На рис.18 в тех случаях, когда поперечные разломы (в пределах древних жестких массивов) выражены так же, как крупные допалеозойские разломы, они показаны тем же знаком, что и палеозойские.

Теперь, после замечаний о происхождении поперечных простираний в геомагнитном поле Туранской и Предкавказской плит, рассмотрим поперечные дислокации в платформенном чехле молодой платформы.

Остановимся сначала на дислокациях Бухаро-Хивинской области и Центральных Кызылкумов. Оligоцен-антропогеновые структуры и разрывы северо-восточного простирания, косые и даже ортогональные к простираниям палеозойских структур и к мезозойской структурной зональности, совпадают здесь с более древними, допалеозойскими, простираниями (рис.20). Область распространения неогеновых структур северо-восточного простирания охватывает не всю рассматриваемую территорию, а только ее восточную часть, хотя вероятные допалеозойские разломы северо-восточной ориентировки распространены здесь повсеместно.

Совпадение новейших и вероятных допалеозойских простираний отмечается, прежде всего, для ведущих неогеновых структур, таких, как Рометанский прогиб, Центрально-Кызылкумское поднятие, так называемый Бешкентский прогиб, представляющий собой систему погруженных глыбовых складок к западу от мегантиклинали Юго-Западного Гиссара. В некоторых случаях и еще более крупные структурные зоны подчиняются северо-восточным простираниям. Такова, например, полоса прогибания, включающая Рометанский, Агитминский и Аяккудукский прогибы. Местами с этими древними структурными направлениями совпадают и простирания осей локальных структур. Такое совпадение отмечается главным образом для наиболее резко выраженных структур неогенового или олигоценового заложения.

Совпадение древнейших и новейших структур выражено не только в совпадении их простираний, но в некоторых случаях и в совпадении границ новейших структур с предполагаемыми допалеозойскими разломами. Так, например, с древними швами совпадают бортовые части Рометанского, Агитминского и Аяккудукского прогибов.

Молодые разломы довольно часто оказываются субпараллельными древним допалеозойским швам, но косые разрывы также довольно многочисленны. Поэтому рассматривать неогеновые разломы как непосредственно унаследованные от допалеозойских швов было бы неправильно. В данном случае можно говорить об отражении простираний допалеозойского комплекса в простираниях новейших структур.

Дислокации субмеридионального направления отмечаются и в пределах Предкавказья, где они называются "антикавказскими". На наличие здесь поперечных структур обращали внимание многие исследователи (Безбородов, Брод и др., 1958; Мирчинк и др., 1963, 1966; Успенская, 1965; и др.).

В этой, западной, части эпигерцинской платформы выявляются крупнейшие субмеридиональные дислокации, занимающие огромные территории, они прослеживаются не только в пределах молодой платформы, но и выходят за ее пределы, охватывая альпийскую мобильную зону и районы древней Русской платформы. Та-



Рис.20. Схема сопоставления неогенового структурного плана и возможно допалеозойских разломов на территории Бухаро-Хивинской области и Центральных Кызылкумов (по Н.А.Крылову, И.О.Авербуху, Ю.А.Романову, И.И.Тимохиной)

I – изогипсы подошвы олигоцен-антропогенового комплекса (в м); 2 – оси антиклинальных локальных структур; 3 – оси локальных прогибов; 4 – выходы палеозойского фундамента на поверхность; 5 – некоторые неогеновые разломы. Возможно допалеозойские разломы по геомагнитным данным; 6 – полосы перегибов и горизонтального смещения (сдвиги) осей аномалий; 7 – зоны разрыва осей новейших северо-восточных дислокаций; 8 – граница распространения дислокаций.

Цифры на схеме. Структуры: I – Рометанский прогиб; II – Агитминский прогиб; III – Аяккудукский прогиб; IV – Центрально-Кызылкумское поднятие; V – Мынбулакская котловина; VI – Тузкойский прогиб; VII – Газлинский выступ; VIII – Каганский выступ; IX – Сундуклинский выступ; X – Бешкентский прогиб

кие дислокации были названы В.Е.Хайным (1958) суперструктурами. Наиболее ярко выраженными суперструктурами являются Каспийская зона погружений, отмеченная еще Н.С. Шатским (1948), и Дзирульско-Ставропольская зона воздымания. Кроме этих двух суперструктур, по геофизическим и геоморфологическим данным могут быть выделены: Восточно-Каспийская положительная суперструктура,

охватывающая крупные поднятия в восточной части акватории Каспия и Закаспия, Азовская зона погружений, Крымская зона воздыманий и Западно-Черноморская зона погружений (Крылов и др., 1959; Маловицкий, 1964; Мирчинк и др., 1966).

Все они объединяют различные по характеру депрессии или поднятия, укладывающиеся в субмеридиональные зоны. Последние выходят за пределы молодой платформы. Важной особенностью развития этих субмеридиональных суперструктур на юге Европейской части СССР является то, что наиболее активное их проявление относится к самому началу мезозойско-кайнозойского тектонического цикла (юра - неоком) и к самому его концу, т.е. к неоген-антропогенному времени. Именно с этим и связано исключительно четкое выражение этих специфических зон в современном макрорельефе.

Кроме этих крупнейших субмеридиональных структур, на территории предкавказской части эпигерцинской платформы выделяется большое количество различных более мелких "антикавказских" дислокаций. К ним относится Ставропольский свод в целом, Северо-Ставропольский, Мирненско-Кучершинский валы в пределах свода, Сальский вал и продолжающие его на севере субмеридиональные дислокации в пределах Маньчской зоны и кряжа Карпинского, субмеридиональная зона поднятий Новоминская-Канеловская в Северо-Западном Предкавказье, Адыгейский и Минераловодский выступы и др.

Интересной особенностью антикавказских дислокаций является то, что они нередко охватывают различные тектонические зоны субширотного кавказского простирания. В этом отношении субмеридиональные дислокации Предкавказья обнаруживают сходство с субмеридиональными (точнее, северо-восточными) олигоцен-антропогенными структурами Бухаро-Хивинской области и Центральных Кызылкумов. Примечательно, что некоторые, сравнительно небольшие по масштабу субмеридиональные дислокации в Предкавказье, подобно суперструктурам, не ограничиваются зоной с герцинским складчатым фундаментом, а прослеживаются в пределах Русской платформы с допалеозойским кристаллическим фундаментом, как, например, приразломная дислокация Новоминская-Канеловская.

Особенность субмеридиональных платформенных дислокаций Предкавказья, отличающая их от таких же структур Бухаро-Хивинской области, - их относительная древность. Субмеридиональные структурные простирания, наряду с субширотными, отчетливо проявились в течение всей платформенной истории развития Предкавказья (Мирчинк и др., 1963).

Нет оснований считать, что субмеридиональные дислокации платформенного чехла здесь во всех случаях точно наследуют допалеозойские швы, хотя и нельзя полностью исключать возможность такого явления. Важнейшую роль здесь играет возрождение древнейших простираний, так сказать просвечивание архейско-протерозойских тектонических направлений через более молодые субширотные структуры без точного наследования каких-либо конкретных разломов.

На Западно-Европейской эпипалеозойской платформе дислокации чехла, не согласующиеся по простиранию с палеозойскими складчатыми структурами и разломами, развиты главным образом к западу от Эльбы. Здесь важнейшая роль среди структур чехла, поперечных к палеозойским простираниям, принадлежит разломам и тектоническим элементам, связанным с разломами.

В пределах двух северных зон Западно-Европейских герцинид - Рено-Герцинской и Саксоно-Тюрингской - простирание складчатых структур и палеозойских разломов в основном западное, юго-западное, с отклонениями иногда до юго-западного или субширотного. Кроме разломов такого же простирания, в платфор-

менном чехле здесь четко выделяются еще две системы разрывных нарушений: юг-юго-западного (рейнского) и север-северо-западного ("герцинского") простираний. Примерами разломов первой системы могут служить сбросы Верхнерейнского грабена, а также к западу от него разрывы Центрально-Французского массива. Ко второй системе относится "Франская линия", система мезокайнозойских разломов в северо-западной части Чешского массива и разломы Нижнерейнского грабена. Таким образом, в отличие от южных плит Центрально-Евразийской молодой платформы в Западной Европе, выявляется не одно, а два главных структурных направления в платформенном чехле, не согласующихся с простираниями в палеозойском геосинклинальном комплексе. Мезозойские разломы рейнского простирания пересекают палеозойские структуры под углом около  $40^{\circ}$ , разломы второго направления почти перпендикулярны к внутренним тектоническим простираниям в герцинском фундаменте.

Наиболее интенсивные движения по этим новообразованным разломам относятся к кайнозой или к концу позднемиоценовой эпохи, хотя в некоторых случаях следы их жизни угадываются по распределению мощностей и фаций более древних мезозойских и верхнепермских отложений. Максимальная амплитуда вертикального перемещения установлена в Верхнерейнском грабене, она составляет около 5000 м (Гертнер, 1964).

Разломы "герцинского" простирания пространственно локализируются между Рейном и Эльбой и не имеют существенного значения западнее Рейнских Сланцевых гор и Шварцвальда. Эта мезозойско-кайнозойская система разломов в целом оказывается параллельной древним внутренним структурным простираниям древнейшей молданубской серии.

Мезозойско-кайнозойские разломы "герцинского" простирания параллельны также "линии Эльбы" - древнему разлому, по крайней мере позднепротерозойского заложения (см. рис. 20). Все это позволяет предположить, что мезозойско-кайнозойские разломы север-северо-западного простирания отражают направления каких-то древних, догерцинских, дислокаций.

Такое же предположение можно сделать в отношении разломов север-северо-восточного рейнского простирания. В пределах Центрально-Французского массива субмеридиональные разрывы, сопровождающиеся олигоценными грабенами, являются, видимо, обновленными разломами позднекаменноугольного заложения, так как сбросы этого простирания контролируют грабены, выполненные угленосными стефанскими породами (Бубнов, 1935; Гогель 1964). Учитывая, что грабенообразные прогибы переходного этапа формировались у древних разломов, можно предполагать и более древний, в данном случае скорее всего дорифейский, возраст субмеридиональных дислокаций.

#### Основные выводы

Рассмотренные выше материалы по различным аспектам проблемы наследования доплатформенной тектоники в чехле молодых плит совершенно определенно указывают на наличие зависимости структур покрова от строения фундамента и переходных комплексов. Эта зависимость сложна и многообразна.

Наследование частных структур доплатформенных этажей - антиклиналей и синклиналей, антиклинальных и синклинальных зон, антиклинорий и синклинорий геосинклинального комплекса, грабенов, грабенообразных прогибов, горстовидных поднятий и наложенных впадин переходного комплекса - в платфор-

менном чехле имеет место и не может быть отвергнуто. Однако отражение этих частных конкретных структур в виде более пологих тектонических форм платформенного покрова не является обязательным правилом. Более того, оно не может считаться ведущей формой наследования структурных планов.

Возможно, что наследование отдельных синклиналильных или антиклиналильных зон складчатого палеозойского фундамента в платформенном покрове наиболее характерно для краевых частей герцинской складчатой области (уралиды, Донбасско-Промысловская зона в Предкавказье) и несколько менее типично для ее внутренних частей (жизная часть Тяньшанид). Но в краевой зоне западноевропейских герцинид — Рено-Герцинской — нет убедительных примеров структур чехла, унаследованных от складчатых элементов фундамента. Поэтому этот вывод предварительный и нуждается в дальнейшей проверке. Вывод А.Л. Яншина (1965а и др.) о том, что унаследованные складки чехла могут формироваться только в зонах с герцинским складчатым фундаментом и отсутствуют в зонах каледонской и более древней консолидации, следует принять полностью.

Отражение синклиналильных и антиклиналильных зон фундамента в чехле почти никогда не является точным. Смещение осей разновозрастных структур на несколько километров широко распространено в тех довольно редких случаях, когда удается констатировать отражение частных структур фундамента в чехле.

В платформенном покрове могут быть отражены складчатые структуры фундамента различных порядков: отдельные складки или крупные антиклинории и синклинории. При этом наследование контуров крупных складчатых структур фундамента иногда происходит с обращением знака структуры. Примером могут служить Донбасско-Промысловский синклинорий и Урало-Тобольский антиклинорий, отраженные в чехле в виде структур обратного знака — кража Карпинского и Челкарского прогиба.

В платформенном комплексе могут находить отражение не только складчатые структуры, но и древние жесткие массивы в виде изометричных сводовых поднятий. Однако и отражение жестких массивов в виде конкретных структурных элементов мезозойско-кайнозойского покрова не обязательно.

Грабенообразные и горстовидные структуры переходного комплекса герцинид отражены в платформенном чехле как тектонические формы того же знака, но существенно более пологие. При этом в чехле наследуются главным образом крупные конседиментационные структурные элементы переходного этапа развития, а мелкие грабены в чехле не отражаются.

Средне-позднелпалеозойские наложенные впадины каледонид также находят отражение в чехле в виде гораздо более плоских платформенных впадин.

Наследование крупных структур переходных комплексов в чехле приблизительно. В этих случаях широко распространено несовпадение осей структур в плане и изменение их контуров. При этом внутренние осложнения ведущих структур переходных комплексов в платформенном покрове не отражаются. Однако такое приблизительно наследование крупных структур переходного этапа, в отличие от структур складчатого фундамента, скорее может считаться правильным.

Наследование складчатых структур переходного комплекса (антиклиналей и синклиналей) в платформенном покрове, так же как и складчатых структур фундамента, не является обязательным. Зато зоны с проявлением настоящей складчатости в переходном комплексе в целом очень четко отражаются в чехле в виде систем очень резких валлообразных поднятий.

Кроме пликвативных структур фундамента, в платформенном чехле отражаются и древние разломы. Некоторая часть разрывных нарушений мезозойско-кайнозой-

ского покрова, видимо, точно наследует палеозойские разломы, но далеко не все палеозойские разломы находят отражение в платформенном чехле, и далеко не все мезозойско-кайнозойские разломы, в том числе и крупнейшие, являются унаследованными от палеозойских швов. Имеются случаи частичного совпадения палеозойских и мезозойско-кайнозойских разломов. В некоторых случаях крупная единая зона мезозойско-кайнозойских разломов и флексур является отражением различных разломов палеозойского возраста. Следует особенно подчеркнуть факты изменения направления перемещения по разломам длительного (сквозного) развития. Такое изменение знака перемещений происходит обычно, видимо, в начале переходного этапа.

Наследование разломов геосинклиналильной стадии в платформенном покрове распространено шире, чем наследование складчатых структур. Унаследованные разломы не только сопровождают унаследованные пликвативные структуры, но и часто встречаются в тех случаях, когда складчатые элементы фундамента отражения в чехле не находят. Тем не менее, вывод В.Н. Соболевской (1963) о том, что именно продолжение развития разломов определяет зависимость структуры чехла от строения складчатого основания, нельзя принять безоговорочно. Не могу согласиться с В.Н. Соболевской и в выводе о постоянстве направления перемещений по разломам сквозного развития.

Отражение частных структурных элементов и разломов геосинклиналильного и переходного этапов развития в платформенном чехле не определяет еще всех форм зависимости тектоники мезозойско-кайнозойского покрова от доплатформенного структурного плана. Проведенные сопоставления показали, что наиболее характерно не отражение отдельных крупных и средних дислокаций, а наследование тектонической зональности доплатформенных комплексов в структуре мезозойско-кайнозойского чехла. Устанавливается, что морфологический тип дислокаций платформенного чехла зависит от типа внутренней структуры фундамента и переходного комплекса, а также от времени проявления главных фаз складчатости. Отдельные структурные зоны фундамента отражаются чаще в виде систем морфологически сходных дислокаций, а не конкретных структур чехла. При этом в зонах развития линейных складчатых систем герцинид, каледонид и, возможно, даже байкалид в фундаменте платформы в чехле наследуются с различной степенью точности и палеозойские структурные простирания, а над древними жесткими массивами формируются изометричные и малоинтенсивные платформенные структуры различных порядков, сходные со структурными формами древних платформ.

Наследование общего стиля тектоники доплатформенных комплексов в мезозойско-кайнозойском чехле выражается, в частности, и в косвенном наследовании разрывной тектоники. Мезозойско-кайнозойские разломы, когда они не совпадают в плане с палеозойскими, располагаются часто параллельно последним. Более того, частота разрывных нарушений в чехле зависит от частоты палеозойских нарушений: зоны сгущения разломов платформенной стадии соответствуют в плане зонам сгущения разломов геосинклиналильной стадии развития. Это особенно четко устанавливается на Туранской плите (см. рис. 18).

Сложность явления наследования доплатформенного структурного плана в тектонике мезозойско-кайнозойского чехла заключается не только в многообразии форм зависимости, но и в нерегулярности проявления многих из этих форм. В одной и той же тектонической зоне одни частные складчатые или дизъюнктивные дислокации доплатформенного плана находят отражение в чехле, а другие — не проявляются. В одних районах наследуются прежде всего антикалинали и

синклинали, в других – более крупные структурные формы – синклиории и антиклиории, наконец, в третьих – наиболее характерно наследование разломов как с сохранением направления перемещения блоков, так и с обращением знака движений.

Это многообразие форм проявления унаследованности сильно затрудняет понимание механизма этого явления. Во всяком случае, объяснить унаследованность структуры чехла от тектоники доплатформенных комплексов продолжающимися и постепенно затухающими процессами складчатости, как это предложил А.Л.Яншин (1951), нельзя. Такому объяснению противоречат явления наследования контуров структур фундамента в чехле с обращением знака, кинематика развития унаследованных структур, которые не всегда испытывают самое интенсивное развитие в начале платформенной стадии, и, наконец, тот факт, что в одной и той же зоне одни складчатые структуры фундамента отражаются в чехле, а другие – нет. Тем более нельзя объяснить многообразие форм унаследованности с позиций В.Н.Соболевской (1963).

Отклонения ориентировки структур чехла от структурных простираний в доплатформенных этажах иногда достигают ортогональных соотношений. Поперечные структуры чехла, особенно резко проявляющиеся в Бухаро-Хивинской области и Предкавказье, находят слабое, но все-таки заметное отражение в характере распределения геомагнитных аномалий. Эти, поперечные к господствующим, простирания в магнитном поле, скорее всего, связаны со структурой допалеозойского кристаллического субстрата. В пределах Западно-Европейской платформы молодые разломы, видимо, также отражают какие-то древние догерцинские направления дислокаций. Таким образом, в чехле молодых платформ наследуются не только палеозойские структурные простирания, но, видимо, и более древние допалеозойские структурные направления.

## Глава третья

### ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Как протекала тектоническая дифференциация молодых платформ, приведшая к образованию современного структурного плана чехла? Этот общий вопрос я постараюсь рассмотреть в данной главе в различных аспектах. Важнейшими здесь, как мне представляется, являются вопросы о цикличности развития в платформенную стадию, особенностях кинематики структурных элементов чехла молодых платформ и временных и пространственных закономерностях магматических проявлений в платформенную стадию. Я не буду подробно рассматривать вопрос о перестройках структурного плана молодых платформ в процессе их развития, поскольку основные результаты анализа этого вопроса были опубликованы отдельно (Крылов, 1969).

#### Формационные ряды чехла и цикличность развития молодых платформ

Существует несколько различных определений понятия "формація" (Херасков, 1952; Белоусов, 1954; Хаин, 1954, 1959; Наливкин, 1956; Попов, 1960; Шатский, 1960; Рухин, 1961; и др.). Я буду пользоваться этим понятием также в соответствии с довольно близкими по смыслу определениями Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова и Л.Б.Рухина. А под формационным рядом я понимаю весь комплекс формаций платформенного мезо-кайнозойского чехла в каком-либо районе, сменяющих друг друга в вертикальном направлении. Таким образом, если формація определяется длительно существующими и постоянными (точнее, изменяющимися в известных узких пределах) тектоническими и климатическими условиями, то формационный ряд отражает эволюцию тектонического режима и климата в каждой рассматриваемой области или тектонической зоне.

Сопоставление некоторых формационных рядов молодых платформ показывает их существенное сходство, которое проявляется и в наборе формаций платформенных комплексов и в порядке смены формаций по разрезу. Строение удаленных, иногда разновозрастных, но одноименных формаций характеризуется большим сходством литологических и минералогических признаков.

В первом приближении в платформенном мезозойско-кайнозойском комплексе могут быть выделены следующие главнейшие абстрактные, или типовые, формации: платформенная известняковая, мергельно-меловая, карбонатно-терригенная, кремнисто-терригенная, эвапоритовая, глинистая, песчано-глинистая, песчано-глинистая глауконитовая, песчано-глинистая угленосная, песчано-глинистая пестроцветная (Крылов, 1970).

В основании чехла обычно располагаются терригенные (чаще паралические угленосные или пестроцветные) автохтонные формации; карбонатные, карбонатно-терригенные и кремнисто-терригенные формации занимают среднее положение

в формационных рядах; последние венчаются терригенными, иногда пестроцветными аллохтонными формациями.

Эта общая закономерность строения формационных рядов отражает наличие одного крупного тектонического цикла (ритма) в развитии молодых платформ с последовательным расширением трансгрессий в первую половину и последовательным развитием регрессий во вторую. Эта важная особенность в развитии молодых платформ находит яркое подтверждение и в палеогеографическом анализе. Последовательное расширение суммарных площадей осадконакопления достигало своего максимума на Западно-Европейской платформе в позднемеловую эпоху (Жинью, 1952), в Предкавказье (Мирчинк и др., 1963) и на Туранской плите (Крылов и др., 1966) – в позднеэоценовое время, после чего началось развитие регрессии.

Мезозойско-кайнозойский тектоно-седиментационный цикл первого порядка (мегацикл) развивался не синхронно на разных молодых платформах: начавшись в различные моменты конца палеозоя и начала мезозоя, он достиг своей переломной точки в разное время.

В то же время обращает на себя внимание резкая "асимметрия" мезозойско-кайнозойского цикла: его первая половина, характеризующаяся последовательным расширением площадей общих погружений, охватывает значительно больший отрезок геологического времени, чем вторая – регрессивная.

На фоне этого мегацикла выявляются циклы более низкого порядка. С ними связано наблюдающееся во многих формационных рядах повторение одноименных формаций. Цикличность второго порядка выражена в строении формационных рядов слабее, чем мезозойско-кайнозойский мегацикл. Примеры полного отражения в разрезе циклов второго порядка немногочисленны (триас Западно-Европейской платформы на территории ГДР, ФРГ, юра в юго-восточных районах Туранской плиты). Чаще верхняя или нижняя часть цикла второго порядка имеет неполное развитие или даже отсутствует. При этом регрессивные части редуцированы обычно в тех циклах второго порядка, которые соответствуют трансгрессивной части мезозойско-кайнозойского мегацикла, а трансгрессивные части имеют неполное развитие в более молодых циклах второго порядка, относящихся к регрессивной части мегацикла.

Эти циклы второго порядка на молодых платформах, как и на древних, асинхронны; число их не является строго постоянным в различных частях молодых платформ. Так, например, в пределах Западно-Европейской эпипалеозойской платформы могут быть выделены следующие циклы второго порядка: позднепермский, триасовый, юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый; в пределах западной части Западной Сибири выделяются раннеюрско-валанжинский, неоком-раннеолигоценный, олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный; в западных районах Туранской плиты – юрский, неокомский, апт-сенонский, палеоцен-раннемиоценовый, среднемиоцен-среднеплиоценовый и позднеплиоцен-четвертичный и т.д.

Цикличность еще более низкого порядка выражена в особенностях строения отдельных формаций. Наиболее ярким примером такой внутриформационной цикличности может служить цикличность чехштейновой формации (верхняя пермь) Западно-Европейской платформы.

Сравнение формационных рядов чехла молодых и древних платформ показывает их сходство. Вместе с тем здесь выявляются и существенные различия.

Во-первых, в чехле молодых платформ господствующая роль принадлежит терригенным формациям.

Во-вторых, терригенные формации молодых платформ являются главным образом автохтонными, образованными за счет внутриплатформенных источников сноса. При этом в автохтонных терригенных формациях молодых платформ, по сравнению с древними, велико значение полевых шпатов и обломков пород и мала роль кварца.

Эти особенности формационных рядов указывают на большую подвижность молодых платформ, чем таких древних, как Русская и Северо-Американская.

Распределение неустойчивых аллотигенных компонентов в терригенных породах по разрезу чехла молодых платформ оказывается довольно сложным, однако максимальное относительное содержание полевых шпатов, обломков пород и других неустойчивых компонентов обычно наблюдается в базальных терригенных формациях. Вверх по разрезу их количество сокращается, а затем иногда вновь увеличивается в самых молодых терригенных формациях. Это указывает на то, что начальные и конечные этапы мезозойско-кайнозойского мегацикла характеризовались не только максимальными площадями областей поднятия и денудации, но и наибольшими скоростями разрушения материнских пород, переноса и накопления новых толщ, т.е. максимальными скоростями тектонических движений.

Существует некоторое сходство в направленности смены формаций по разрезу между молодыми платформами и прилегающими многоэпиклиналильными зонами альпийского подвижного пояса. Это связано, с одной стороны, с едиными климатическими условиями в различных, но смежных тектонических зонах, а с другой – с общностью тенденций тектонического развития в пределах крупных участков земной коры, занятых платформами и геосинклиналильными областями, особенно – с приблизительной синхронностью циклов геологического развития в смежных платформенных и геосинклиналильных областях. Эта приблизительная синхронность была установлена А.Д. Архангельским и позднее названа В.Е. Хаиным (1954) законом Архангельского.

Формации молодых платформ обычно имеют широкое латеральное распространение. Только эвапоритовая и, в меньшей мере, базальная угленосная и пестроцветная формации в своем распространении связаны с крупными структурами и являются индикаторами конкретных категорий структурных элементов. Остальные формации, особенно карбонатно-терригенные, кремнисто-терригенные, песчано-глинистые глауконитовые и глинистые не контролируются контурами отдельных структур, и развитие самих структур фиксируется лишь изменениями мощностей формаций и фаціальными изменениями. Вертикальные формационные ряды отражают, таким образом, процесс тектонического развития крупных территорий, включающих не только ряд структурных элементов чехла, но и прилегающие к эпипалеозойским плитам щиты, а также находящиеся внутри плит более мелкие выступы складчатого фундамента.

#### Особенности кинематики структурного развития молодых платформ

Развитие структурных планов чехла молодых платформ и формирование большинства конкретных структурных элементов происходило длительно.

На примерах из различных эпипалеозойских плит попытаемся решить, каковы особенности кинематики структур чехла молодых платформ, т.е. каковы закономерности изменения скорости относительного роста структур чехла во времени, и имеет ли место синхронность этапов ускоренного и замедленного развития тектонических элементов? С кинематикой конкретных структурных элементов



тесно связана и интенсивность тектонической дифференциации той или иной территории в целом.

Изучение распределения мощностей крупных стратиграфических комплексов, соответствующих основным этапам развития, для территории Туранской плиты было проведено автором совместно с М.Н.Мячиной, И.И.Тимохиной и Н.Ф.Филиной (Крылов и др., 1966). Этот анализ показал, в частности, что платформенная структурная дифференциация плиты на протяжении мезозойско-кайнозойской истории не была равномерной по своей интенсивности. Наибольшие амплитуды палеоструктур и наибольшие градиенты мощностей отмечены в нижне-среднеюрском комплексе. В дальнейшем происходило последовательное уменьшение резкости структурной дифференциации от этапа к этапу вплоть до палеоцен-эоценового времени. Аномально большие амплитуды колебания мощностей и их градиенты отмечаются в верхнемеловом комплексе, особенно по сравнению с альбом. Однако эти аномалии на общем фоне должны объясняться различной абсолютной продолжительностью выделенных нами этапов. Значительное усиление интенсивности структурной дифференциации произошло в конце палеогена - начале неогена (олигоцен-нижнемиоценовый этап). Мощности отложений олигоцен-нижнего миоцена, накопившихся и сохранившихся в наиболее глубоких платформенных депрессиях, превышают 1000 м (Жазгурлинский прогиб в Степном Мангышлаке). В то же время на положительных элементах в результате поднятия и эрозии были обнажены меловые, в том числе и нижнемеловые отложения, а иногда и доюрские образования. Мощность толщ, размытых на границе палеогена и неогена на отдельных поднятиях, видимо, превышала 1000 м, составляя во многих случаях сотни метров. В западной части Туранской плиты последующая неогеновая история ознаменовалась резким спадом интенсивности тектонической дифференциации. В восточных районах, прилегающих к Тянь-Шаню, интенсивность движений оставалась значительной на протяжении всего олигоцен-антропогенного времени.

Такая оценка кинематики структурной дифференциации Туранской плиты была сделана главным образом на основе визуального сравнения карт мощностей крупных стратиграфических комплексов, с учетом их литофациальной характеристики, и палеогеологических карт поверхностей региональных перерывов: преднеокомского и предсреднемиоценового. Некоторое представление о кинематике структурной дифференциации могут дать цифры размаха вертикальных тектонических движений на Туранской плите, приведенные в табл. I, хотя этот показатель не дает достаточно полной характеристики интенсивности структурного развития.

Несколько ранее, при рассмотрении истории развития Предкавказья в мезозой-кайнозое, на основе анализа мощностей нами сделан вывод, "что наиболее интенсивное структурное расчленение Предкавказской платформы происходило в альбский, верхнемеловой и палеоцен-эоценовый этапы, т.е. в середине мезозойско-кайнозойского цикла" (Мирчинк и др., 1963, стр. 177). Это заключение базировалось на данных, полученных примерно к середине 1961 г., когда не было еще проведено бурение к югу от Прикумского поднятия в Восточном Предкавказье и на юго-востоке Западного Предкавказья.

Ныне получены данные о резких изменениях мощностей юрских и неокомских отложений в этих глубоко погруженных частях Предкавказской плиты, и содержащиеся в той же работе предположение об интенсивном формировании платформенных структур в доальбское время, когда большая часть Северного Предкавказья представляла собой область общего воздымания и денудации, полно-

Т а б л и ц а I. Изменение размаха тектонических движений во времени в пределах Туранской плиты

| Стратиграфический комплекс (этап развития) | Максимальные мощности комплексов в пределах плиты, м | Примерная амплитуда максимальных поднятий в пределах плиты, м | Размах движений за этап, м | Продолжительность этапа, млн. лет | Территория   |
|--|--|---|----------------------------|-----------------------------------|--|
| Нижняя и средняя юра                       | 2000   | 1500  | 3500                       | 30                                | Плита в целом, исключая Большой Балхан и Предкопетдагский прогиб |
| Верхняя юра                                | 1400   | 300   | 1700                       | 15                                |  |
| Неоком - апт                               | 900  | 600   | 1500                       | 25                                |  |
| Альб                                       | 700  | 200   | 900                        | 15                                |  |
| Верхний мел                                | 1300   | 300   | 1600                       | 30                                |  |
| Палеоцен-эоцен                             | 600  | 0   | 600                        | 30                                |  |
| Олигоцен-нижний миоцен                     | 1200   | 1000  | 2200                       | 18                                | Западные районы  |
| Средний миоцен - антропоген                | 200  | 300   | 500                        | 22                                |  |
| Олигоцен - антропоген                      | 600  | 900   | 1500                       | 40                                | Восточные районы<br>Зона, прилегающая к Тянь-Шаню                |
|  | 2000   | 2000  | 4000                       |                                   |  |

стью подтвердилось. Новые данные позволяют считать, что размах движений в ранне-среднеюрский этап на территории Предкавказья был самым большим и постепенно снижался во времени.

Таким образом, интенсивность структурной дифференциации на Предкавказской плите изменялась от этапа к этапу примерно так же, как на Туранской плите. Наиболее существенное исключение представляет, видимо, олигоцен-раннемиоценовый этап, который не ознаменовался в Предкавказье столь же резкой активизацией структурного расчленения.

На рис. 2I приведены графики роста (прироста относительных амплитуд) некоторых крупных и средних структур Туранской, Предкавказской и Западно-Сибирской плит в координатах абсолютного времени. Анализ графиков показывает, прежде всего, длительность и неравномерность относительного роста всех рассмотренных структур, во-вторых, существенную асинхронность этапов ускоренного развития тектонических элементов. Действительно, рассматривая всего только 11 структур, в качестве этапов ускоренного развития в различных случаях приходится указывать ранне-среднеюрский, позднеюрский, альбский, поздне-меловой, олигоцен-раннемиоценовый, среднемиоцен-среднеплиоценовый, поздне-плиоцен-антропогенный этапы. При увеличении числа структур пришлось бы практически все этапы считать этапами относительно повышенной скорости формирования того или иного элемента. Так, например, неоком-аптский этап был

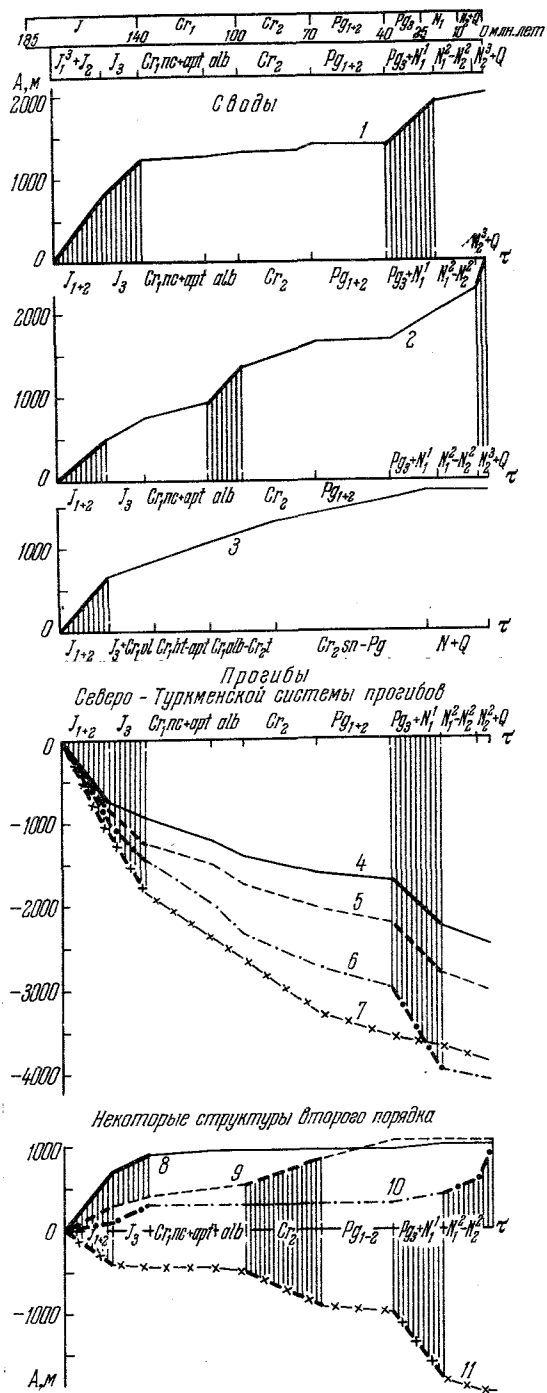


Рис. 21. Графики относительного роста некоторых структурных элементов молодых платформ (абсолютная геохронология по Д.И. Шербакову)

1 - Центрально-Каракумский свод относительно Дарьялык-Дауданского прогиба; 2 - Ставропольский свод относительно Гудинцовского, Чернелесского и Беломечетского прогибов (осредненно); 3 - Нижнеартовский свод относительно депрессий, сопряженных с ним с востока и запада; 4 - Ассак-Ауданский прогиб; 5 - Дарьялык-Дауданский прогиб; 6 - Жазгурлинский прогиб; 7 - Заунгузский прогиб; 8 - Чарджоуский выступ относительно смежных прогибов (осредненно); 9 - Каневско-Березанский вал относительно Ейского прогиба; 10 - Газлинский выступ относительно Рометанского и Тузкойского прогибов (осредненно); 11 - Барсакельмесский прогиб относительно Айбугирского и Теренгкудукского поднятий (осредненно). Утолщенными линиями кривых приращения относительных амплитуд и штриховкой отмечены этапы ускоренного развития структур

временем интенсивного относительного роста Карабогазского свода на Туранской плите и прогибания Ханты-Мансийской впадины относительно сопряженных с ней элементов в Западной Сибири, а палеоцен-эоценовый этап ознаменовался наиболее интенсивным погружением в Тихорецко-Кропоткинской депрессионной зоне в Предкавказье.

Таким образом, даже сравнительно небольшой, выборочно взятый материал

дает основания утверждать, что на молодых платформах не было единых синхронных этапов ускоренного и замедленного формирования структурных элементов чехла.

Однако вместе с общей асинхронностью этапов ускоренного развития структур в кинематике их формирования есть определенные закономерности. Из 11 рассмотренных структур 10 интенсивно развивались в ранне-среднеюрский этап. Это дает основание считать, что этот первый, начальный, этап платформенной стадии в пределах плит Центрально-Евразийской платформы был этапом не только максимального размаха движений, но и ускоренного формирования большинства конкретных крупных и средних структур. Позднеюрский этап ознаменовался относительно интенсивным развитием только шести из одиннадцати приведенных на графике структур, альбский - одной, позднемиоценовой - двух. В целом, так сказать, статистически, наблюдается снижение относительной скорости формирования структур во времени от ранне-среднеюрского до палеоэоценового этапа. Прирост амплитуд рассматриваемых тектонических элементов в этом интервале может быть выражен, в первом приближении, неравномерно выполаживающимися кривыми. Изменение наступило в олигоцен-раннемиоценовый этап, когда пять из одиннадцати выбранных структур развивались ускоренно. При этом для некоторых элементов скорость относительного роста (наклон кривой) в течение этого этапа была примерно равна или даже выше скорости формирования в начальный этап. Для остальных шести структур олигоцен-раннемиоценовое время не явилось этапом резкого прироста амплитуды. В неогене и антропогене темп роста иногда вновь уменьшался. В соответствии с этим происходило формирование разрывных нарушений (рис. 22).

Сходные данные о кинематике платформенных структур были приведены В.Д. Наливкиным в 1965 г. В частности, для Западно-Сибирской плиты прирост амплитуды крупных структур за юрско-раннемиоценовое время составил, по материалам В.Д. Наливкина, 60-80% их полной современной амплитуды, за позднемиоценовое и палеогеновое время - 0-20%, за неоген-четвертичное - 5-30%. Для средних по масштабу структур Западной Сибири (так называемых структур второго порядка) приводятся следующие цифры процентного прироста амплитуды: за юрский период - 60-80%, за мел-палеогеновое время - 5-25%, за неоген - 15-20%. В самые последние годы в связи с поисково-разведочными работами на нефть и газ в северных районах Западно-Сибирской низменности установлено, что в олигоцен-антропоценовый этап развитие структур в разных частях плиты происходило неравномерно. Северные районы выделялись интенсивностью формирования структурных элементов. В этом отношении данная часть Западно-Сибирской плиты сходна с платформенными районами Средней Азии, где олигоценовая эпоха также ознаменовалась активизацией тектонической дифференциации.

В настоящее время накоплен очень большой материал по истории формирования мелких дислокаций - локальных структур всех плит Центрально-Евразийской платформы. История развития локальных поднятий Предкавказья рассматривалась М.С. Бурштаром, З.А. Табасаранским, В.А. Чахмачевым, а также и автором работ. Эти данные были обобщены М.Ф. Мирчинком и др. (1963), а несколько позднее - Г.Т. Юдиным ("Геологические условия и основные закономерности...", т. П., 1964). По районам Средней Азии данные о истории формирования локальных структур содержатся в работах Е.В. Лебзина, И.В. Куширова, А.Н. Симоненко, В.А. Бененсона и многих других исследователей. По восточным и центральным частям Туранской плиты материалы по локальным структурам обобщены З.А. Табасаранским и Э.А. Бакировым ("Геологические условия и основные закономерности...", т. I, 1963). Формирование локальных структур Запад-

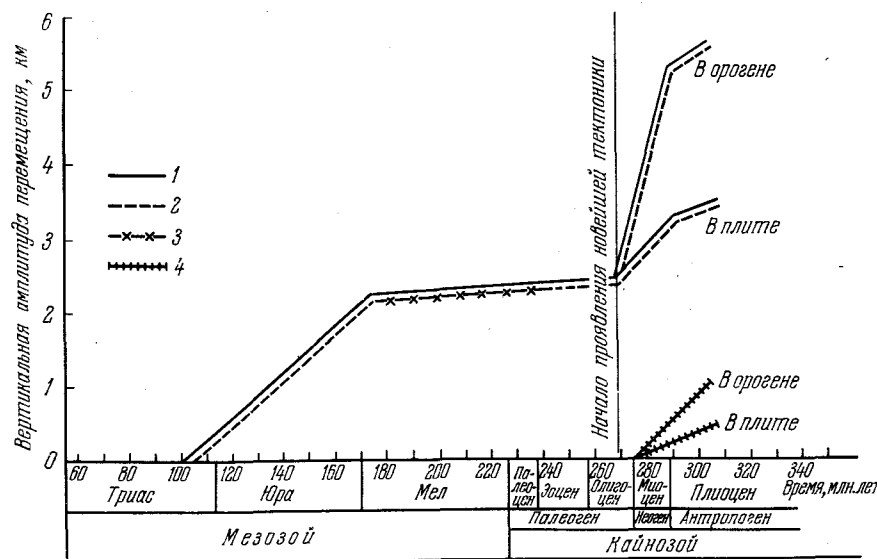


Рис. 22. Схема развития альпийских разломов в Узбекистане (по О.А. Рыжкову и др., 1965)

1 — кривая развития разломов в породах палеозоя; 2 — кривая развития разломов в породах покрова; 3 — развитие флексур в породах покрова; 4 — кривая развития разломов, генетически связанных с антиклинальными складками

ной Сибири описано в работах Е.И. Бенько, Ф.Г. Гурари, В.П. Казаринова, В.Д. Наливкина, Н.Н. Ростовцева, М.Я. Рудкевича, Н.Г. Чочиа и других геологов. Сведения о истории развития локальных поднятий всех молодых плит на территории СССР были обобщены В.С. Лазаревым (1966; Наливкин и др., 1965). В последнем обобщении наибольший интерес представляет Западно-Сибирская плита и значительно меньший — локальные структуры Средней Азии и Предкавказья, так как по последним содержатся совершенно очевидные ошибки.

Накопленный обширный материал позволяет утверждать, что формирование мелких структур чехла в большинстве случаев происходило длительно и неравномерно. Локальные структуры, сформировавшиеся в один этап развития, составляют на Центрально-Евразийской платформе меньшинство.

Наиболее широко распространено интенсивное формирование локальных структур в начальные этапы образования платформенного чехла и постепенное неравномерное затухание их роста с течением геологического времени. На фоне снижения интенсивности формирования поднятий в течение мела и палеогена выделялись отдельные этапы ускоренного их роста, которые не синхронны для разных районов, а иногда даже и для отдельных структур одного района. Эти местные этапы ускорения развития локальных структур имели иногда большое значение в окончательном структурном оформлении поднятий. Резкая активизация роста локальных поднятий на границе палеогена и неогена, которая иногда продолжалась в течение всего олигоцена и неогена, проявлялась неповсеместно. Интенсификация в развитии локальных структур связана в основном с

теми же районами, где имел место этап ускоренного развития и более крупных структурных элементов. Районы олигоцен-неогеновой активизации структурного расчленения платформы (север Западной Сибири, большая часть Туранской плиты, центральная часть Предкавказья и крайняя северная зона Предкавказской плиты — край Карпинского) вряд ли можно рассматривать в целом как районы, территориально приближенные к альпийскому подвижному поясу. Например, Прикумский район в Восточном и Ейско-Березанский в Западном Предкавказье, не испытавшие активизации тектонического развития в неогене, расположены к альпийской геосинклинали Большого Кавказа гораздо ближе, чем район края Карпинского или Устюрт, где олигоцен-миоценовая интенсификация структурной дифференциации проявилась очень резко. В связи с этим, как мне кажется, это кайнозойское ускорение в формировании различных структур и увеличение общего размаха вертикальных движений нельзя объяснять непосредственным влиянием складчатости в альпийских геосинклиналях, прямой механической передачей движений. В то же время примерная синхронность активизации движений на платформе с общей инверсией в альпийской геосинклинальной области (а также с постплатформенной орогенцией в Тянь-Шане) должна указывать на связь явлений. Однако характер этой связи в настоящее время неясен.

Таким образом, наиболее общая закономерность кинематики структурного развития плит Центрально-Евразийской платформы заключается в постепенном неравномерном уменьшении тектонической активности от начальных этапов платформенной стадии до второй половины палеогена, когда в отдельных районах интенсивность структурной дифференциации вновь возрастала.

Эта закономерность кинематики тектонического развития в целом хорошо подтверждается материалами по Северо-Африканской эпигерцинской платформе. Здесь в начальные этапы платформенной стадии — главным образом в течение триаса и юры, в меньшей мере, раннемеловой эпохи — происходило интенсивное развитие глубоких Атласских прогибов, где мощности мезозойского комплекса местами достигают 7000 м (Шуберт, Фор-Море, 1964, 1967). Позднемеловая и палеогеновая эпохи характеризовались замедлением темпов тектонической дифференциации Северо-Африканской платформы. При этом в западных районах уменьшение тектонической активности началось уже с позднеюрского времени. Увеличение интенсивности тектонических движений относится здесь к позднему эоцену, что совпадает с общей инверсией в Рифо-Тельской альпийской геосинклинальной области. Позднеэоценовая активизация имела другой характер, чем, например, олигоцен-нижнемиоценовая в западной части Туранской плиты. На Северо-Африканской платформе не было резкого ускорения в развитии ранее намечившихся структур, а произошла инверсия в пределах мезозойских прогибов и образовались довольно резкие мелкие дислокации, которые на значительной части территории платформы имеют характер килевидной складчатости. В неоген-антропогеновое время сформировались горные цепи Высокого, Среднего, Сахарского и Тунисского Атласа. При этом интересно отметить, что наиболее резкие движения на Северо-Африканской платформе произошли не на севере, в непосредственной близости к альпийской складчатой области, а на юге, у границы Северо-Африканской эпигерцинской платформы с древней платформой.

В отношении очень многих структур Западно-Европейской платформы довольно трудно говорить о кинематике формирования, так как здесь имели место существенные перестройки (Тюрингская и Субгерцинская впадины, Верхнерейнский грабен и др.). Однако по размаху движений и по величинам градиентов мощностей и здесь в целом улавливается та же закономерность изменения тектониче-

ской активности. Наиболее значительная структурная дифференциация территории Западно-Европейской эпигерцинской платформы происходила в начальный период платформенного развития (поздняя пермь, триас) и в конце мезозойско-кайнозойского мегацикла, после сенона, но главным образом в олигоцене и неогене. В этот период наблюдается усиление роста некоторых элементов более раннего заложения и интенсивное развитие новообразованных структур. Период от юры до раннего палеогена в большинстве районов представлял собой эпоху относительно спокойного развития с небольшим размахом движений и весьма плавными изменениями мощностей по площади.

Это, разумеется, не означает, что все структуры Западно-Европейской платформы формировались главным образом в пермо-триасовое или олигоцен-неогеновое время. Парижский бассейн (впадина) образовался в значительной мере именно в юрско-меловое время, а в кайнозойе структурное выражение этой депрессии было только подчеркнуто интенсивным воздыманием массивов, обрамляющих ныне Парижский бассейн. Исключением являются и юрские погребенные грабены в пределах Северо-Германской впадины.

Подводя итоги, следует еще раз отметить, что развитие структурных элементов чехла молодых платформ происходило обычно длительно и неравномерно. В развитии многих структур могут быть выделены два-три этапа ускоренного формирования, разделенные периодами замедленного роста и даже временного прекращения формирования. Здесь рассмотрен суммарный результат относительного роста структур за крупные этапы геологической истории, охватывающие в некоторых случаях две эпохи. Более детальное изучение истории формирования структур показывает неравномерность развития их даже в течение одного этапа. Картина неравномерности относительных скоростей роста структурных элементов платформенного чехла, несомненно, будет усугубляться по мере увеличения подробности рассматриваемых этапов.

Этапы относительно активного формирования тектонических элементов чехла в общем асинхронны. Это было проиллюстрировано примерами развития ряда различных структур Туранской плиты и Предкавказья.

Особенностью структурного расчленения территории молодых платформ являются большие (по сравнению с древними платформами), в целом, скорости движений. За гораздо меньшую по продолжительности мезозойско-кайнозойскую платформенную стадию чехол эпипалеозойских плит приобрел не менее сложную структуру, контрастность тектонических элементов, чем палеозойско-кайнозойский чехол древних платформ за большую по продолжительности стадию развития. Только центральные районы Западно-Сибирской плиты, видимо, представляют в этом отношении некоторое исключение. Подробная аргументация этого положения на примере сравнения Туранской плиты и Русской платформы была приведена Р.Г.Гарецким, В.И.Самодуровым, А.Е.Шлезингером и А.Л.Яншиным (1963).

Наиболее интенсивная структурная дифференциация молодых плит относится к ранним этапам платформенной стадии (ранняя и средняя юра на Туранской плите, юра - ранний мел на Западно-Сибирской, поздняя пермь - триас в пределах Западно-Европейской платформы). С течением времени интенсивность структурной дифференциации уменьшалась. Но с олигодена на плитах Центрально-Евразийской платформы, с эоцена или, реже, с конца позднего мела на Западно-Европейской платформе, с конца эоцена на Северо-Африканской начался новый этап активизации. Активизация тектонических движений в кайнозойе охватила не всю территорию молодых платформ, а проявляется выборочно. Территориально кайнозойская активизация иногда была приурочена к зонам, сопряженным с альпийскими геосинклиналями. Однако эта пространственная связь выступает не очень четко.

Наконец, следует отметить, что кинематика некоторых структур обнаруживает аналогичную связь и с цикличностью второго порядка. Например, с заключительными фазами юрского цикла второго порядка связано ускоренное развитие многих локальных и средних по масштабу структур на юго-востоке Туранской плиты, с начальной и заключительной фазами мелового цикла второго порядка (неоком и конец сенона) - интенсификации в развитии Центрально-Кавказского свода.

#### Магматические проявления в платформенную стадию

По интенсивности магматических проявлений молодые платформы существенно отличаются друг от друга. Западно-Европейская эпипалеозойская платформа характеризуется наибольшим количеством излияний в течение мезозой-кайнозоя. Сравнительно значительные проявления не только эффузивного, но и интрузивного магматизма установлены на Северо-Африканской эпипалеозойской платформе и в пределах небольших плит-синеклиз с палеозойским фундаментом на территории Китая. Центрально-Евразийская молодая платформа несет минимальные следы магматической деятельности в собственно платформенную стадию, т.е. в период формирования платформенного чехла.

Основное значение играет здесь эффузивный магматизм, интрузии как основного, так и гранитоидного состава встречаются гораздо реже. В целом молодые платформы, видимо, не могут быть противопоставлены древним по интенсивности и характеру магматической деятельности. И для молодых, и для древних платформ характерны большие диапазоны в изменении масштабов магматизма.

Если рассматривать молодые платформы в целом, то наметить какие-либо временные этапы усиления магматических проявлений не представится возможным. Действительно, эффузивная деятельность имела место в триасе (Северная Африка), юре (Восточная Австралия, крайний восток Азии, Туранская плита), в раннемеловую (Предкавказье, восток Азии) и позднемеловую (Западная Европа и Гренландия) эпохи, в палеогене (Туранская плита и юг Предкавказья), в миоцене (Западная Европа, Северная Африка), в плиоцен-антропогеновое время (Западная Европа, Северная Африка и восток Азии). Вместе с тем для каждой отдельной молодой платформы намечаются два этапа активизации вулканизма: начальный, приуроченный к самым первым стадиям формирования платформенного чехла и, соответственно, к началу мезозойско-кайнозойского тектонического мегацикла (мегаритма), и второй, начинающийся в эпоху смены максимальных по широте трансгрессий постепенно прогрессирующими общими воздыманиями территории молодой платформы и растянутый на всю вторую половину мезо-кайнозойского мегацикла развития.

Второй этап активизации эффузивной деятельности характеризовался в целом на молодых платформах большими масштабами излияний, чем начальный. Если в начальный этап вулканические проявления были более характерны для зарождавшихся депрессий, то во второй этап чаще проявлялась связь эффузивной деятельности с развивавшимися поднятиями и реже - с депрессиями. Для начального этапа характерны основные и средние эффузивные породы, для второго - щелочные и основные. При этом излияния щелочной магмы приурочены к поднятиям, а базальтовые потоки и туфы встречаются как на поднятиях (Центрально-Французский массив), так и по окраинам глубоких молодых депрессий (Северо-Западный бассейн ГДР, ФРГ, Западная Шотландия - Северная Ирландия, Гренландия).

Все это показывает некоторое сходство с общей картиной развития магматизма в альпийских геосинклинальных областях, особенно в многогеосинклинальных зонах. Существует и пространственная связь областей вулканической деятельности на молодых платформах с прилегающими альпийскими геосинклинальными областями и зонами океанизации земной коры, однако она выражена слабее: ширина полосы развития магматических проявлений на молодых платформах вдоль фронта альпийских геосинклиналей колеблется в очень широких пределах. Более четко выступает пространственная связь излияний с крупными разломами.

#### Основные выводы

Итак, вся собственно платформенная стадия развития молодых платформ представляет собой единый тектонический мегацикл развития с последовательным расширением трансгрессий в первой половине и последовательным сокращением площадей прогибания и осадконакопления во второй половине мегацикла. Начало платформенной стадии было неодновременным на различных платформах Земли, в разное время произошел и переломный момент в развитии мезозойско-кайнозойского мегацикла. В связи с этим можно говорить о некоторой асинхронности мегацикла на различных молодых платформах.

На фоне мезозойско-кайнозойского мегацикла выделяется цикличность второго и третьего порядков.

Наибольшая интенсивность тектонической дифференциации молодых платформ относится к начальным этапам мезозойско-кайнозойского мегацикла развития, к фазе мегацикла, которую С.Н.Бубнов (1960) назвал эмерсией. В этот период наблюдается наиболее интенсивный относительный рост большинства структур чехла эпипалеозойских плит, наибольшая скорость поднятий в пределах выступов складчатого фундамента и активная эффузивная деятельность на некоторых молодых платформах.

С течением времени (фазы I трансгрессии, II трансгрессии и инундации, по С.Н.Бубнову) происходило снижение тектонической активности молодых платформ. В этот период происходило последовательное уменьшение размаха тектонических движений, сокращение скорости роста конкретных структурных элементов, ослабление поднятий щитов и других выступов палеозойского фундамента, ослабление магматической деятельности.

Вторая половина мезозойско-кайнозойского мегацикла, с момента смены максимальных трансгрессий постепенно развивавшимися регрессиями, характеризовалась новой активизацией тектонической жизни молодых платформ, которая проявлялась повсеместно, но в ряде областей имела большое значение для формирования современного структурного плана. С кайнозойской активизацией связано новое усиление магматизма. Кайнозойская активизация в одних районах охватила только фазу дифференциации (по терминологии С.Н.Бубнова), а в других, кроме того, и заключительную фазу мезозойско-кайнозойского мегацикла — регрессию.

К переломному моменту мезозойско-кайнозойского мегацикла относятся и наиболее значительные перестройки структурного плана на эпипалеозойских плитах (Крылов, 1969).

Такова общая схема тектонического развития молодых платформ в течение платформенной стадии, на фоне которой отмечается значительное число откло-

нений, особенно в отношении кинематики отдельных структур. Кинематика некоторых тектонических элементов обнаруживает аналогичную связь с фазами циклов второго порядка. Отчасти из-за этих отклонений от общей схемы и из-за асинхронности мегациклов развития в пределах молодых платформ Земли невозможно выделить единые этапы относительной активности и тектонического покоя.

При отсутствии единых этапов в общей геохронологической шкале для различных молодых платформ последние обычно обнаруживают приблизительную синхронность основных фаз мегацикла и этапов активизации и относительного покоя со смежными альпийскими геосинклинальными областями. В то же время эта синхронность не может быть истолкована как следствие непосредственного механического влияния тектоники альпийского подвижного пояса на прилегающие платформы, поскольку пространственная связь проявлений кайнозойской активизации молодых платформ с альпийским подвижным поясом выражена крайне нечетко, а в ряде случаев совершенно отсутствует. Достаточно убедительные примеры представляет активизация тектоники в конце палеогена — начале неогена в пределах кряжа Карпинского и на севере Западно-Сибирской плиты — в районах, удаленных от альпийских геосинклиналей и отделенных от них областями, где кайнозойская активизация не проявилась.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЧЕХЛА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

По предложению Н.С.Шатского (1947) в качестве крупнейших структур древних платформ различают щиты и плиты. Несколько позднее понятие о плитах распространили и на молодые платформы. Употребление термина "щит" для крупных площадей развития палеозойского складчатого фундамента на молодых платформах встречается несколько реже. Впервые в качестве щита молодой платформы было выделено поле развития палеозоя в пределах Центрального Казахстана (Петрушевский, 1955).

В изучении платформенной тектоники интерес представляют главным образом плиты, но прежде чем перейти к структурным элементам молодых плит, следует отметить, что понятие о щитах не охватывает всех положительных структур, где отсутствует платформенный мезо-кайнозойский чехол. Кроме щитов, Р.Г.Гарецкий, А.Е.Шлезингер и А.Л.Яншин (1965) выделяют еще несколько типов структур, где доплатформенные комплексы выведены на поверхность. Это меньшие по размерам, но изоморфные, как щиты, массивы и выступы, а также линейные поднятия, для которых были предложены не очень удачные названия: хребты, кряжи и гряды (табл.2). Последние являются специфическими структурами молодых платформ, на древних платформах они развиты мало.

При классификации структурных элементов, особенно структур платформ, широко распространено разделение тектонических форм по их подчиненности и масштабу на порядки. Крупные структуры называют элементами первого порядка, средние (размерности валов) – второго, а локальные – те, которые контролируют месторождения нефти и газа и измеряются километрами или первыми десятками километров в длину и километрами в ширину, – третьего порядка. Однако такое подразделение структур не всегда может быть рациональным. С моей точки зрения здесь важно подчеркнуть два обстоятельства.

Во-первых, если строго придерживаться принципа соподчиненности структур, то в ряде случаев число порядков может оказаться больше трех. Например:

Амударьинская синеклиза  
 ↓  
 Бухарская ступень  
 ↓  
 Каганский выступ (поднятие)  
 ↓  
 Сарыташ-Караулбазарская плакантиклиналь (поднятие)  
 ↓  
 Чайтавакский купол (локальное поднятие).

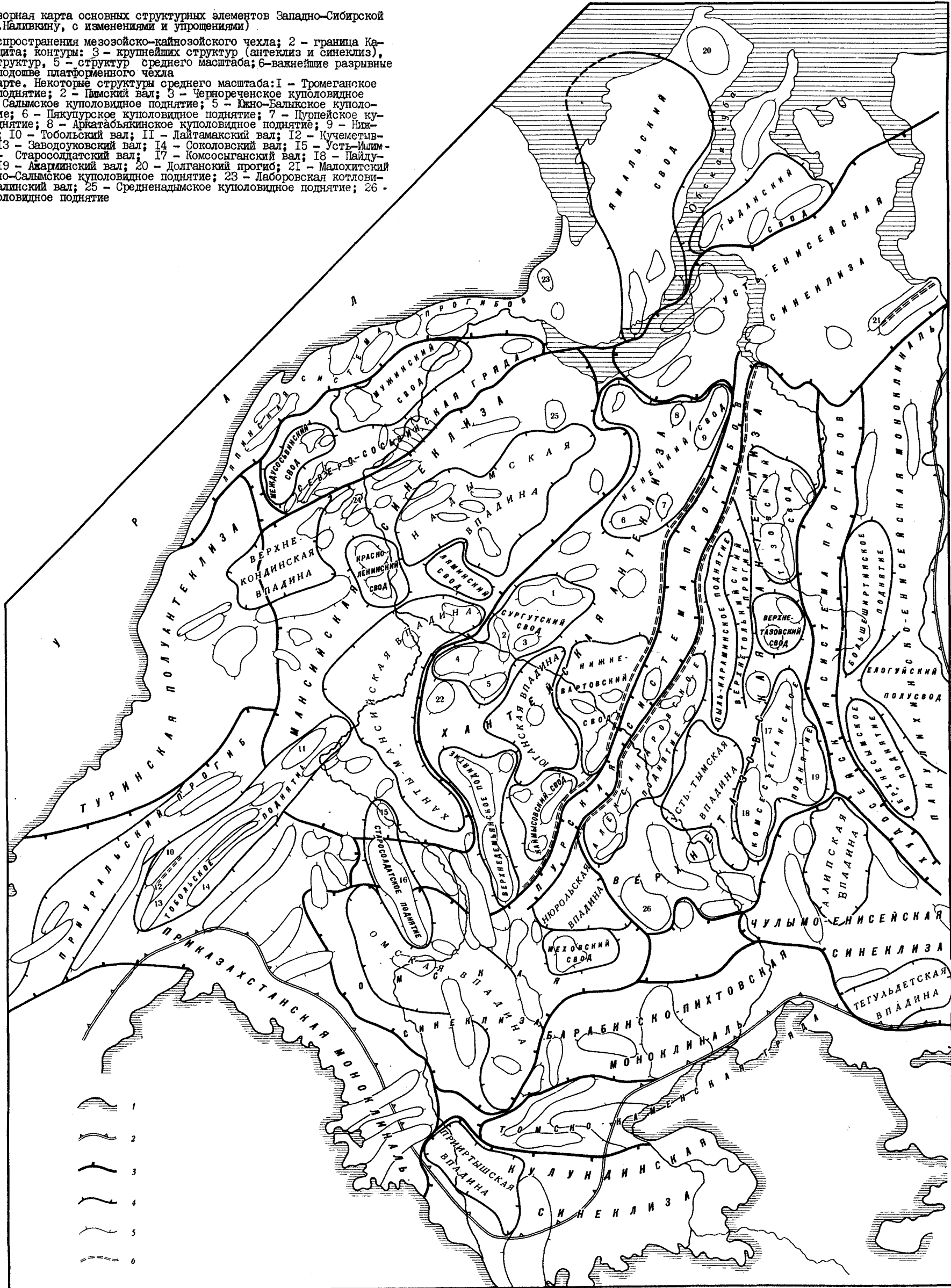
Соподчиненности структурных форм в реальных условиях оказываются разнообразными, и однотипные и равновеликие структуры в различных случаях должны относиться к элементам разного порядка. В связи с этим увеличение числа порядков структурных элементов не может избавить от противоречия.

Во-вторых, платформенные структуры по размерам образуют полную гамму с постепенными переходами от крупнейших тектонических элементов к локальным структурам. Проведенные В.Д.Наливкиным (1964; Наливкин и др., 1965) подсчеты показали, что распределение платформенных тектонических элементов по их размерам (площадям) характеризуется постепенным уменьшением числа структур

Рис. 24. Обзорная карта основных структурных элементов Западно-Сибирской плиты (по В.Д.Наливкину, с изменениями и упрощениями)

1 - контур распространения мезозойско-кайнозойского чехла; 2 - граница Казахстанского шита; контуры: 3 - крупнейших структур (антеклиз и синеклиз), 4 - крупных структур, 5 - структур среднего масштаба; 6 - важнейшие разрывные нарушения по подошве платформенного чехла

Цифры на карте. Некоторые структуры среднего масштаба: 1 - Тромеганское куполовидное поднятие; 2 - Пимский вал; 3 - Чернореченское куполовидное поднятие; 4 - Салымское куполовидное поднятие; 5 - Южно-Балыкское куполовидное поднятие; 6 - Пякупурское куполовидное поднятие; 7 - Пурпейское куполовидное поднятие; 8 - Аркатабьякинское куполовидное поднятие; 9 - Нижнепурский вал; 10 - Тобольский вал; 11 - Лайтамакский вал; 12 - Кучметыгский прогиб; 13 - Заводоуковский вал; 14 - Соколовский вал; 15 - Усть-Ишимский вал; 16 - Старосолдатский вал; 17 - Комсомоганский вал; 18 - Пайдукинский вал; 19 - Ажарминский вал; 20 - Долганский прогиб; 21 - Малохитский вал; 22 - Южно-Салымское куполовидное поднятие; 23 - Лаборовская котловина; 24 - Шеркалинский вал; 25 - Среднеадымское куполовидное поднятие; 26 - Старикское куполовидное поднятие



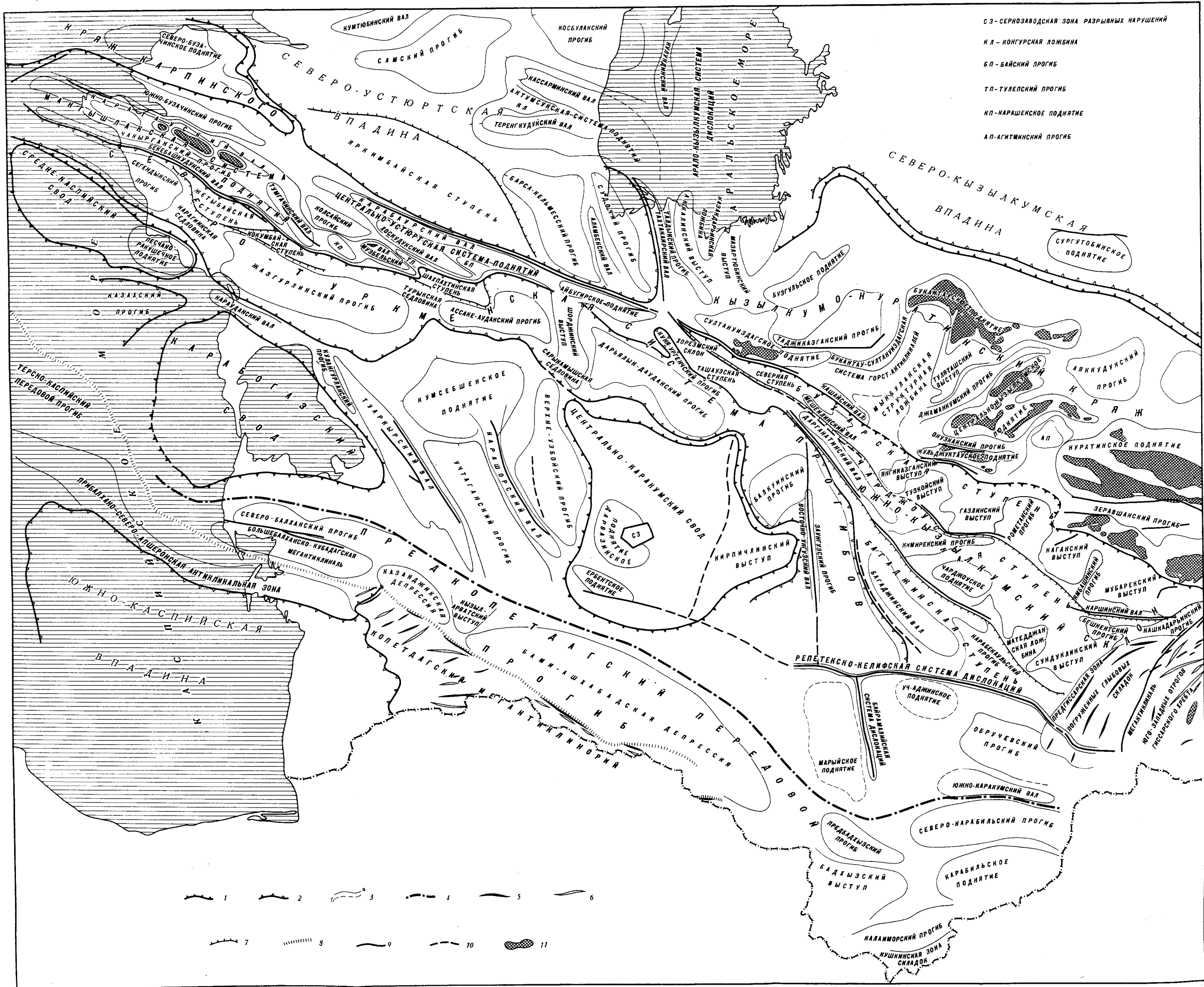


Рис. 25. Обзорная карта основных структурных элементов эпигерцинской платформы юга СССР (Средняя Азия)



Рис. 25. Обзорная карта основных структурных элементов эпигерцинской платформы юга СССР (Средняя Азия)

I — контуры положительных структурных элементов первого порядка; 2 — контуры отрицательных структурных элементов первого порядка; 3 — контуры прочих структурных элементов: а — достоверные, б — условные; 4 — условная северная граница краевой подвижной зоны платформы; 5 — оси главнейших антиклиналей (в Копетдаге и юго-западных отрогах Гиссара); 6 — оси основных синклиналей и синклинальных зон (в Копетдаге и юго-западных отрогах Гиссара); 7 — уступы (границы ступеней); 8 — важнейшие разломы, разделяющие разнородные тектонические зоны в мезозое и кайнозое; 9 — некоторые крупные разрывные нарушения; 10 — предполагаемые разрывные нарушения; II — выходы доюрских пород на дневную поверхность

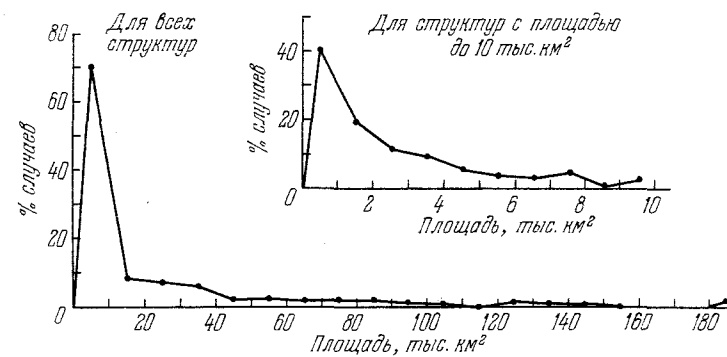


Рис.23. Кривые распределения площадей крупных и средних структур (по В.Д.Наливкину, 1964)

от мелких к крупным. На графиках (рис.23) не выделяются максимумы частот встречаемости структур какого-либо определенного размера (площади). Следовательно, и по размерности структур жесткое распределение их на порядки не может быть обосновано.

В связи с этим целесообразнее пользоваться не понятием о порядках структурных элементов, а условными терминами – "крупнейшие", "крупные" и "средние по масштабу" структурные элементы.

В последние годы было предложено несколько схем классификаций структурных элементов молодых платформ. Кроме упомянутой выше классификации Р.Г.Гарецкого, А.Е.Шлезингера и А.Л.Яншина (см.табл.2), следует указать еще коллективно разработанную под руководством В.Д.Наливкина классификацию тектонических структур платформенного чехла (Решение..., 1963) и классификации, приведенные в работах Ф.Г.Гурари и др. (1964) и Г.Х.Дикеншейна (1966). Все они в различной мере учитывают тот богатый материал по структурам плит молодых платформ, который был накоплен в последние годы. Практически все эти классификации являются морфологическими.

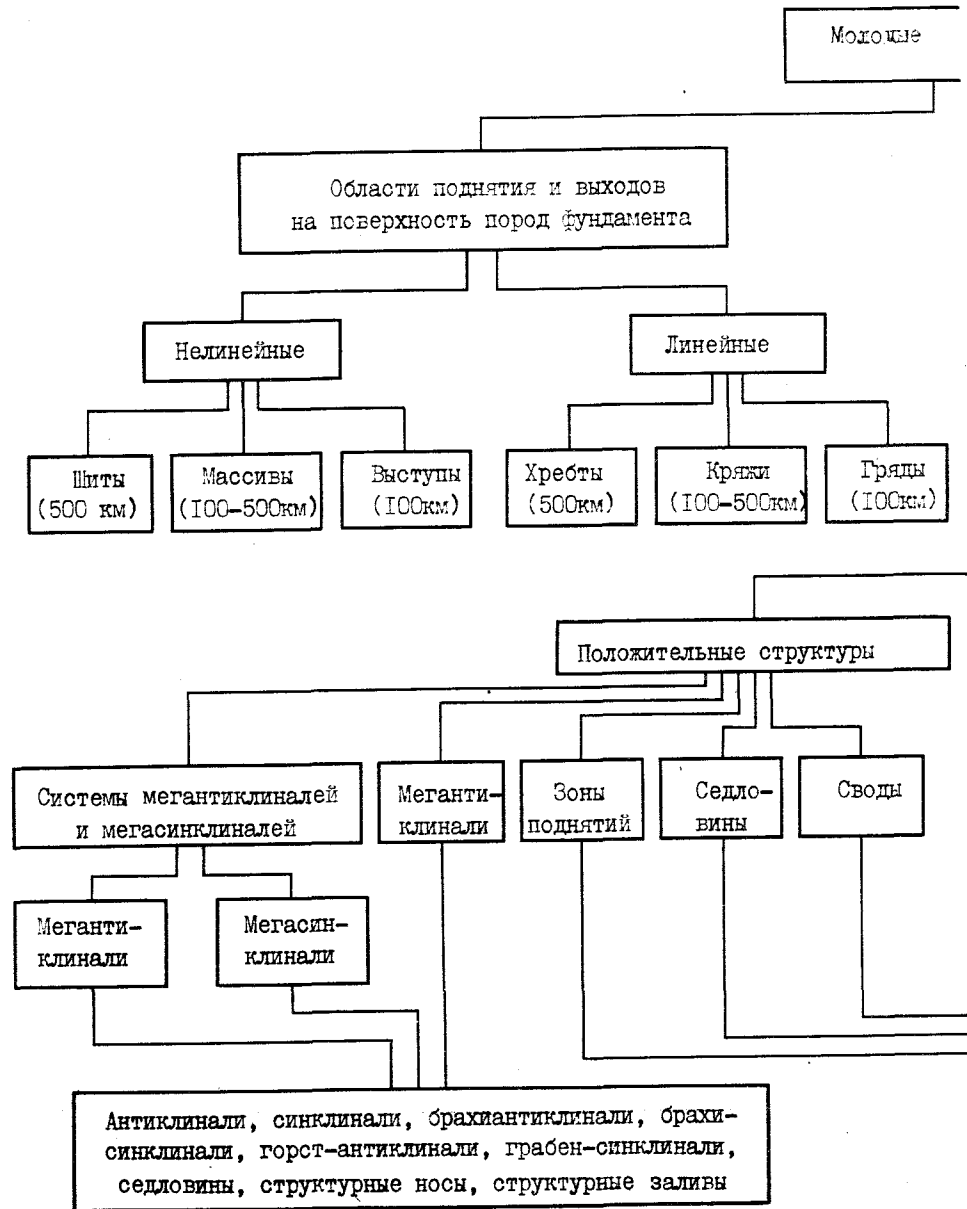
Бряд ли целесообразно предлагать еще одну классификацию. Более важным мне представляется дать характеристику основных типов структурных элементов, особенно специфических структур молодых платформ, условий их возникновения и развития. Пространственное положение тектонических элементов показано на обзорных структурных схемах (рис.24–28).

#### Крупные нелинейные структуры чехла

Своды и впадины как морфологические типы не представляют собой специфических структурных элементов молодых платформ. Они развиты на плитах с различным по возрасту фундаментом. В.Д. Наливкин в качестве важнейших признаков структур этой категории отмечает большие размеры (площадь от 6 – 10 тыс.км<sup>2</sup> до 60–100 тыс.км<sup>2</sup>) и алинейную, неправильную или изометрическую форму.

Своды установлены главным образом на плитах Центрально-Евразийской платформы. На Западно-Сибирской плите (см.рис.25) выделяется Нижневартовский, Сургутский, Ненецкий, Тазовский, Ляминский, Красноленинский, Ямальский, Гаддынский и другие своды (Наливкин и др., 1965; Чочиа, 1965; и др.). На Ту-

Т а б л и ц а 2. Схема классификации структурных элементов молодых

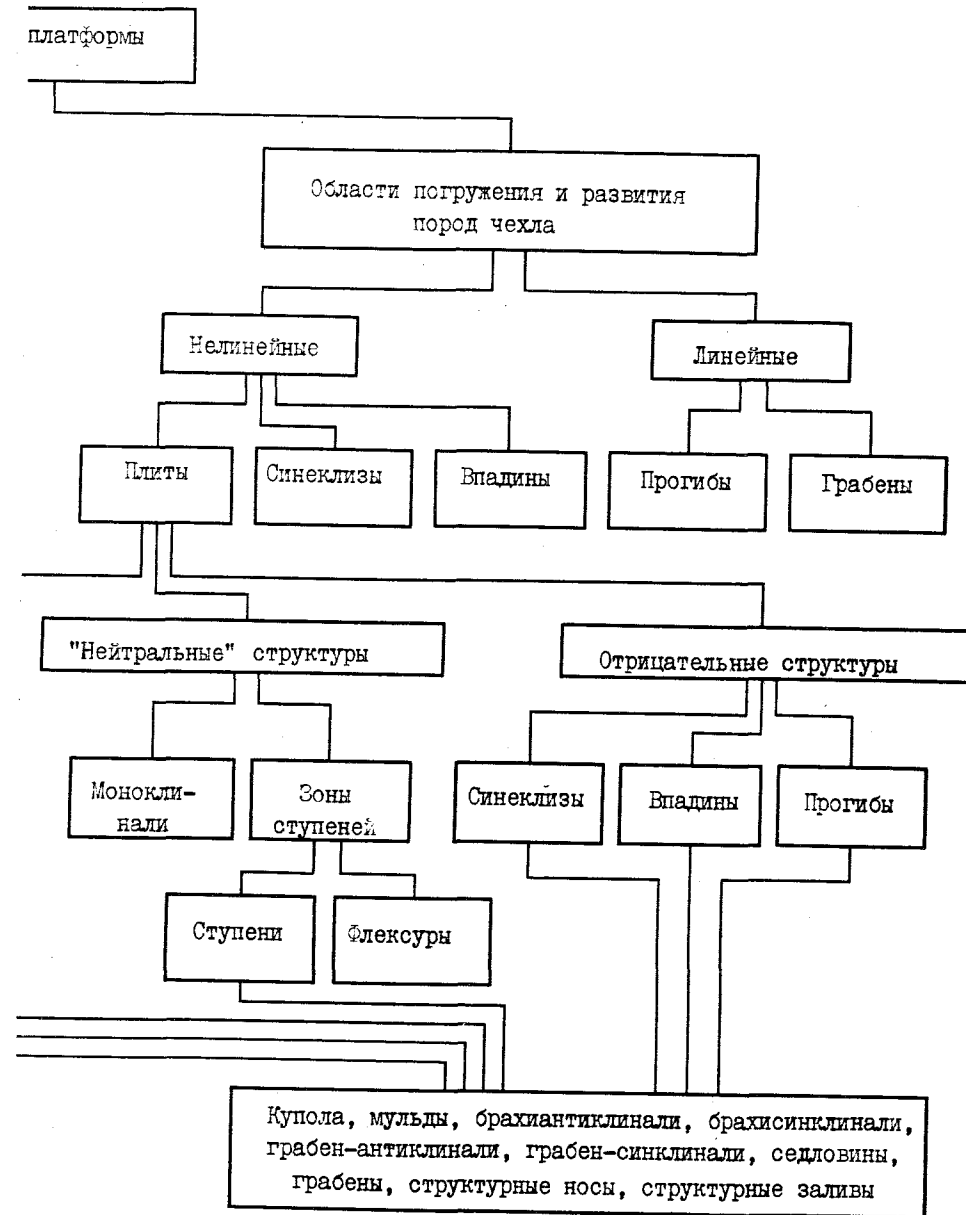


ранской плите типичными сводовыми поднятиями являются Центрально-Каракумское и Карабогазское (рис.26), в Предкавказье - Ставропольское, на Мизийской плите - Северо-Болгарский свод (Даракчиев и др., 1963; Атанасов и др., 1966; и др.). На Западно-Европейской и Северо-Африканской платформах типичные своды не известны. Здесь их место занимают массивы - положительные структуры примерно тех же размеров и формы, что и своды, также алинейные, но лишённые платформенного чехла.

В качестве типичного представителя рассматриваемого класса структурных элементов можно указать Центрально-Каракумский свод (рис.29).

Кроме единства самых общих черт морфологии, которые являются критериями

платформ Евразии (по Р.Г.Гарешкому, А.Е.Шлезингеру и А.Л.Яншину, 1965)



для выделения сводов (т.е. размеров и формы), можно указать еще ряд характерных особенностей тектоники этих структур.

Большинство сводов представляет собой платформенные структуры раннего заложения и более или менее длительного развития. Период формирования сводовых поднятий охватывает в некоторых случаях всю платформенную стадию. Для сводов очень длительного формирования весьма характерен интенсивный рост в начале и конце мезозойско-кайнозойского цикла и ослабление скорости развития или даже временное прекращение формирования в середине мегацикла (Ставропольский свод в палеоцен-эоценовое время, Центрально-Каракумский свод в период от апта до сенона). Имеются случаи и постепенного затухания интен-

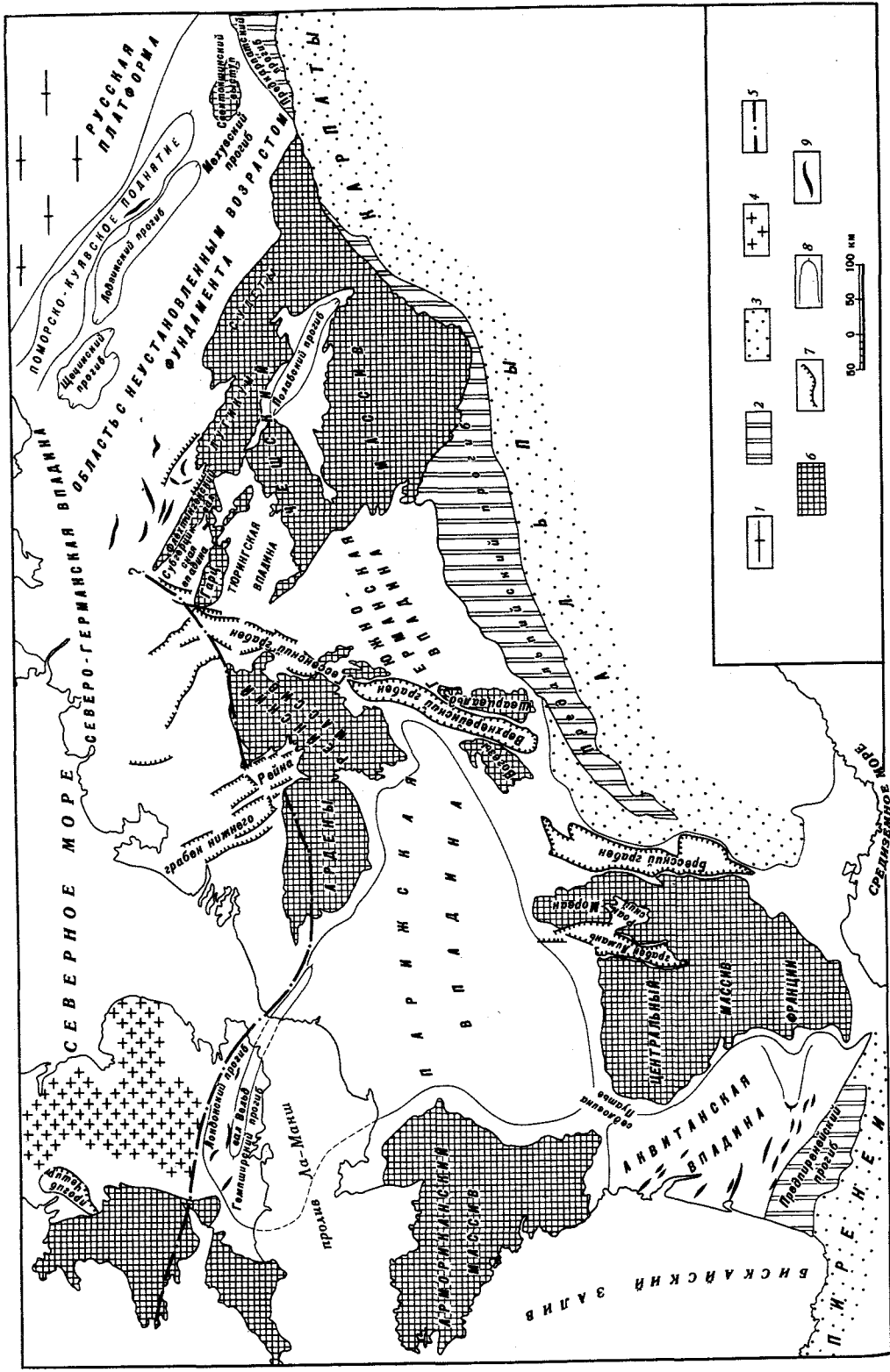


Рис. 26. Обзорная карта основных структурных элементов чехла Западно-Европейской эпипалеозойской платформы (в основном по Международной тектонической карте Европы)

1 - древняя Русская платформа; 2 - альпийские передовые прогибы; 3 - альпийская складчатая область; 4 - зона с развитием докембрийского кристаллического фундамента под платформенным чехлом (в Англии); 5 - внешний край области герцинской складчатости; 6 - выходы доплатформенных комплексов на поверхность (массивы и выступы); 7 - некоторые разломы и дискурты в платформенном чехле; 8 - контуры основных структурных элементов в пределах молодой платформы; 9 - оси некоторых наиболее крупных локальных поднятий (в том числе и соляных антиклиналей)

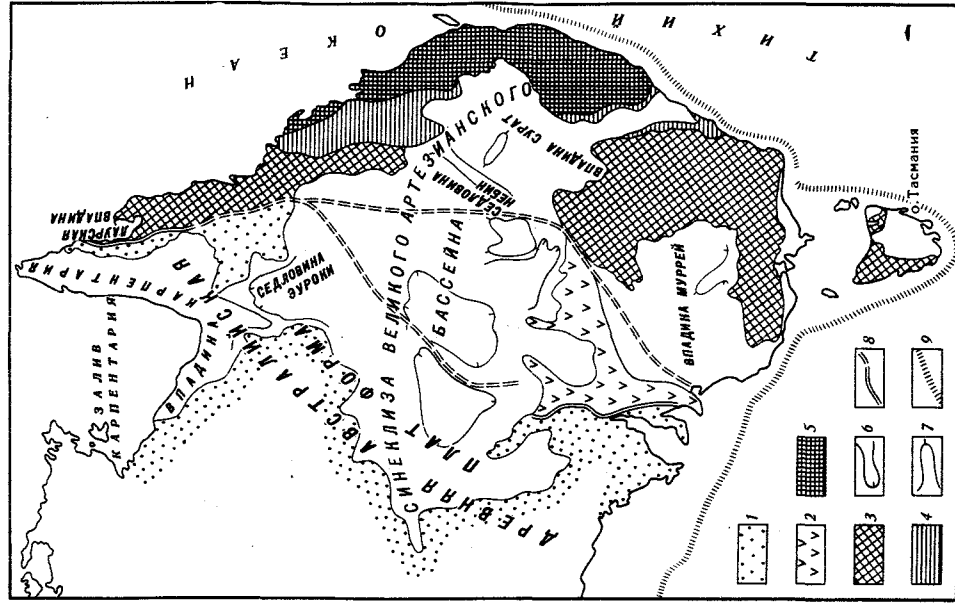


Рис. 27. Обзорная карта основных структурных элементов Восточно-Австралийской молодой платформы (по Н.А. Болданову, 1967, с упрощениями)

Выходы на поверхность доплатформенных комплексов:

1 - древнего кристаллического фундамента; 2 - байкалит; 3 - каледониды; 4 - Сиднейско-Буэнского передового герцинского прогиба; 5 - герцииды; 6 - контуры платформенных депрессий; 7 - контуры платформенных поднятий; 8 - краевые швы складчатых систем раннего возраста; 9 - зона перехода к коре океанического типа

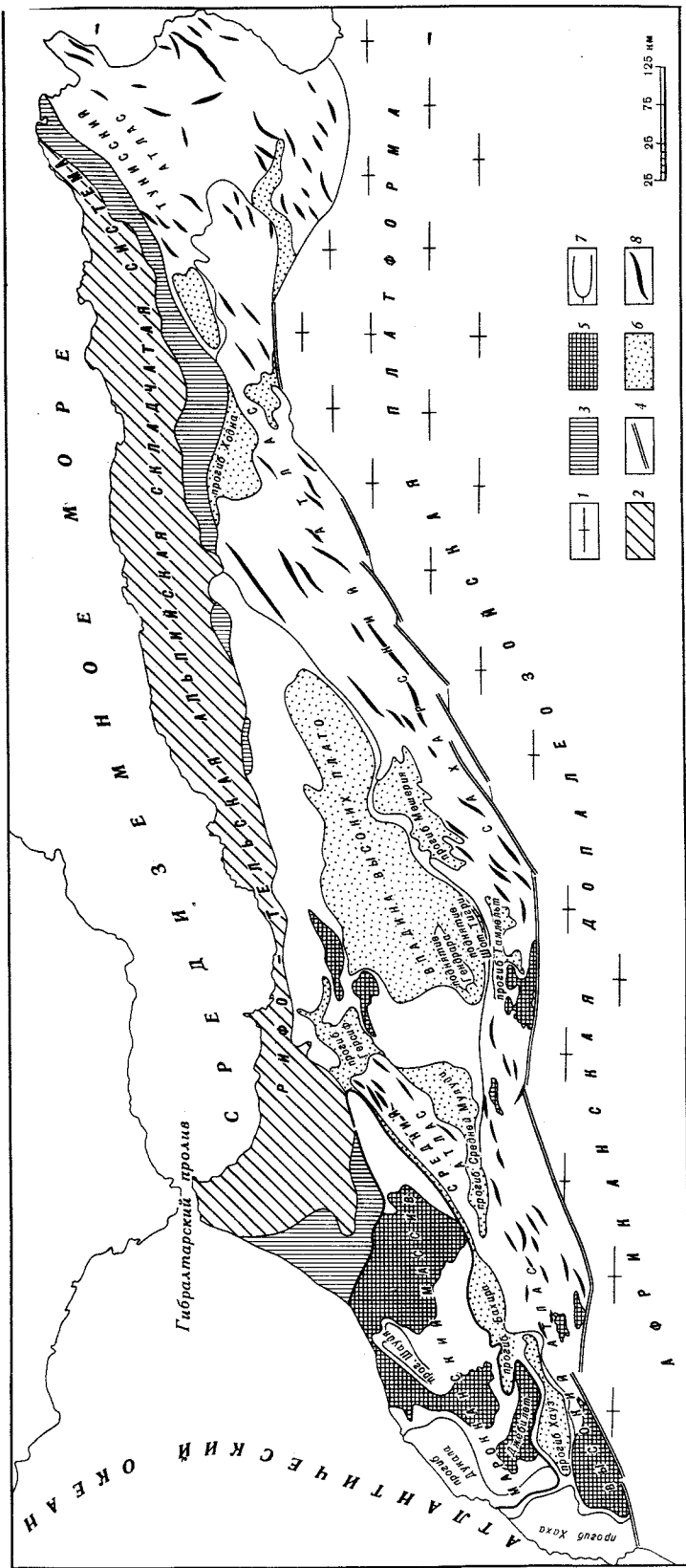


Рис. 28. Обзорная карта основных структурных элементов Северо-Африканской молодой платформы (в основном по Международной тектонической карте Европы, с изменениями)

1 - древняя платформа; 2 - альпийская складчатая область; 3 - альпийский передовый прогиб; 4 - система разломов Южно-Атласского шва; 5 - входы палеозойского фундамента на поверхность; 6 - впадины и прогибы, выполненные мощной толщей третичных отложений; 7 - контуры платформенных структур; 8 - оси килевидных и коробчатых складок Атласа

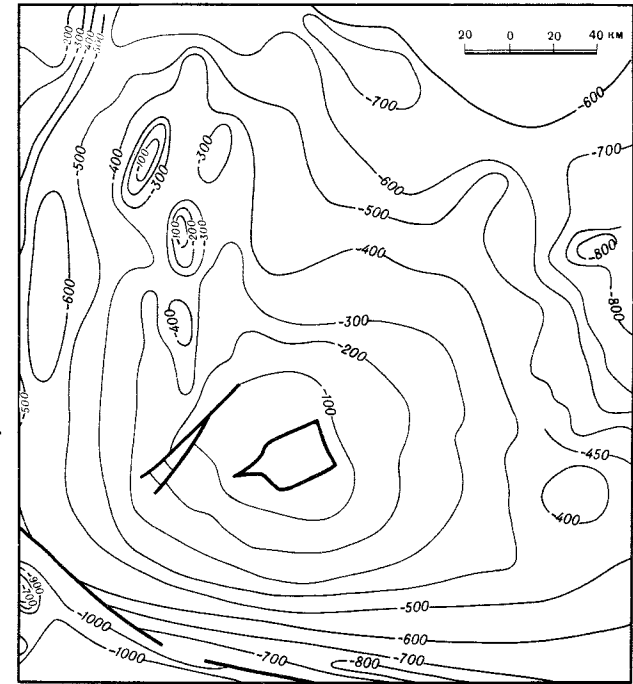


Рис. 29. Структурная карта Центрально-Каракумского свода по кровле верхнемеловых отложений (по И.И.Тимохиной, Н.А.Крылову, 1967)

сивности развития сводов в течение времени без активизации в олигоцен-антропогене (Нижневартовский и Сургутский своды). Только Нижнесурдарьинский свод имеет позднее заложение.

Сводовые поднятия обычно отличаются отсутствием линейных осложняющих структур. Это обусловлено тем, что своды формируются над зонами относительно ранней консолидации фундамента, хотя и не наследуют точно границ древних жестких массивов. Этот вопрос был рассмотрен на примере Центрально-Каракумского свода во второй главе. Исключение составляет Ставропольское сводовое поднятие с линейными осложняющими структурами, сформировавшееся на герцинском складчатом фундаменте.

Отличительной чертой морфологии всех сводовых поднятий является наличие на склонах флексурно-разрывных зон или региональных флексур линейного характера. Как правило, такие четкие структурные ограничения свод имеет не со всех сторон, а лишь частично. Так, например, Ставропольский свод имеет резкие линейные ограничения с запада и юг-юго-запада, Северо-Болгарский - с востока и юга, Центрально-Каракумский - с юга, запада и востока, Сургутский - с запада, Нижневартовский - с востока и т.д. Эти четко линейные ограничения придают сводам угловатую форму.

Массивы Западно-Европейской платформы - Центрально-Французский, Чешский, Рейнский (вместе с Арденнами), а также Марокканский на Северо-Африканской платформе и массив Добруджи на Мизийской плите отличаются от сводов отсутствием платформенного чехла. Во всех других отношениях (размеры, форма, характер ограничений, характер осложняющих структур и т.д.) они имеют очень много общего со сводами. Все это позволяет рассматривать массивы и своды как структуры одной категории.

Впадины обычно рассматриваются как отрицательные аналоги сводов. Вместе с тем различия между сводами и впадинами не ограничиваются только знаком.

Впадины чаще занимают несколько большие площади, чем сопредельные своды, и, что не менее важно, обнаруживают большее разнообразие в отношении истории формирования и в характере осложняющих структур.

Если своды чаще формируются над древними жесткими массивами или в пределах полос догерцинской консолидации, то впадины располагаются и над зонами допалеозойской или каледонской консолидации, и над зонами герцинской складчатости. При этом впадины часто образуются на гетерогенном складчатом основании, накладываясь частично на герцинский, частично — на более древний фундамент. Парижская впадина, например, на севере располагается над Рено-Герцинской зоной фундамента, своей центральной частью перекрывает Саксоно-Тюрингскую зону (обе претерпели герцинскую складчатость) и в самой южной части наложена на Молданубскую зону древней (в основном байкальской) консолидации. Впадина Сурат на западе перекрывает каледонские складчатые сооружения, в средней части — Боуэнско-Сиднейский герцинский передовой прогиб, а в восточной — складчатые сооружения позднепалеозойского возраста. На западе Тургайской впадины фундаментом являются погруженные уралиты, а в восточной — каледониды. Примером впадины, целиком расположенной на герцинском складчатом основании, возможно, может служить Северо-Кызылкумская на Туранской плите. На каледонском основании располагается Чу-Сарысуйская впадина в Центральном Казахстане; Ханты-Мансийская и Надымская впадины Западно-Сибирской плиты наложены, скорее всего, на байкальское складчатое основание.

Возраст складчатости фундамента в значительной мере определяет характер более мелких структур, осложняющих впадины. Вне четкой зависимости от времени заложения впадины и величины стрелы ее прогибания над зонами с позднепалеозойским фундаментом, как правило, формируются более резкие линейные осложняющие структуры, а над зонами более древней консолидации возникают менее интенсивные нелинейные структурные осложнения.

В качестве конкретного примера впадин можно указать Северо-Устьюртскую впадину, расположенную в северо-западной части Туранской плиты. Мною этот элемент выделен в объеме, впервые указанном Б.Б.Таль-Вирским и Ю.А.Федотовым (1962). Впадина имеет в плане форму треугольника со сторонами 550, 550 и 400 км. На юг-юго-западе она сопряжена с Северо-Бузачинским поднятием (восточная оконечность кряжа Карпинского) и с Центрально-Устьюртской системой поднятий, на северо-западе — с Южно-Эмбинским поднятием, на востоке — с меридиональной Арало-Кызылкумской системой поднятий. У своего северного замыкания впадина отделена структурным уступом (флексурой) от менее глубокого Челкарского прогиба (см. рис. 30).

Впадины часто наследуют депрессии переходного этапа развития. Таковы, например, Северо-Устьюртская впадина, Чу-Сарысуйская, весьма точно вложенная во впадину, выполненную средне-верхнепалеозойским комплексом на каледонском фундаменте. Но такое соответствие не является обязательным правилом. Северо-Кызылкумская впадина на Туранской плите и Парижская в Западной Европе не могут рассматриваться в качестве унаследованных от элементов доплатформенной структуры, хотя контуры этих впадин частично совпадают с направлениями складчатости в фундаменте. Впадина Сурат, в целом наложенная на самые разнообразные структуры, в своей самой глубокой и широкой части располагается над Боуэнско-Сиднейским герцинским передовым прогибом складчатой системы Новой Англии. Следовательно, впадина Сурат частично наследует доплатформенный тектонический элемент.

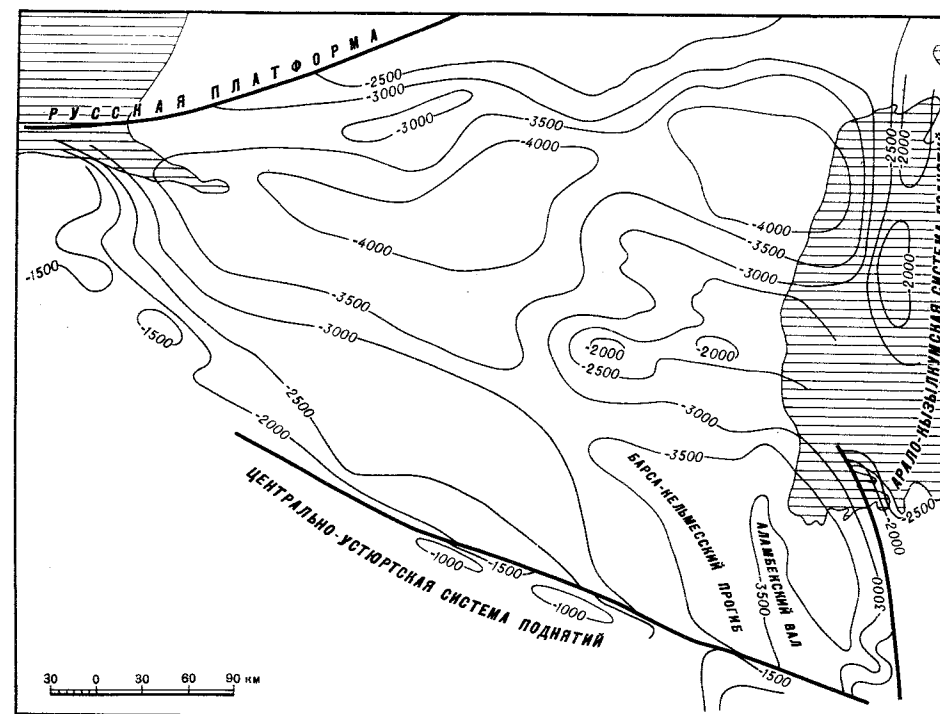


Рис. 30. Схематическая структурная карта Северо-Устьюртской впадины по подошве платформенного чехла

Частичное отражение структуры доплатформенных комплексов в строении впадин распространено весьма широко. Оно проявляется, в частности, в параллельности отдельных, реже — всех, ограничений (контуров) впадин структурным простираниям в фундаменте.

Таким образом, впадины представляют собой морфологическую категорию структурных элементов чехла молодых платформ.

Характер внутреннего строения фундамента и структурный план переходного этапа развития влияют, прежде всего, на облик более мелких структурных элементов, осложняющих впадины и своды, но не предопределяют особенностей кинематики формирования самих крупных структур. Впадины, как и своды, обычно имеют одно-два (а иногда и более) резких и четко линейных естественных ограничений, обусловленных разломами. Эти четкие и выдержанные по простиранию на всю их длину контуры совпадают по направлению с основными структурными простираниями в складчатом палеозойском фундаменте (южный, восточный и северо-западный борта Северо-Устьюртской впадины) или в более древнем допалеозойском кристаллическом субстрате (северо-восточный и, возможно, запад-северо-западный борта Южно-Германской впадины и др.). Иными словами, впадины, являясь в целом наложенными платформенными структурными элементами, обнаруживают все-таки влияние древних, доплатформенных, структурных планов.

Кроме сводов и впадин, некоторые исследователи (Наливкин и др., 1965; Амурский, 1966; Решение..., 1963; и др.) выделяют еще более крупные линейные структуры чехла — синеклизы и антеклизы. В трактовке В.Д.Наливкина,

Г.И.Амурского и других понятие о синеклизах имеет совершенно другой смысл, чем у Р.Г.Гарецкого, А.Е.Шлезингера и А.Л. Яншина (1965). Синеклизы В.Д.Наливкина - это прежде всего более крупные элементы платформенной тектоники, чем впадины. В.Д. Наливкин (Наливкин и др., 1965, стр.54) определяет антеклизы и синеклизы как "крупнейшие малоинтенсивные, в основном пликативные, примерно изометричные структуры, выделяемые в пределах плит... Их площадь превышает 60-100 тыс. кв.км. Обычно они объединяют несколько сводов и впадин и в то же время представляют единую положительную или отрицательную форму".

Мне представляется, что выделение синеклиз и антеклиз в такой трактовке (как объединения структур) может быть в некоторых случаях рациональным. Например, в пределах Западно-Сибирской плиты могут быть выделены Мансийская синеклиза, включающая Ханты-Мансийскую, Надымскую, Верхнекондинскую впадины, Ляминский и Красноленинский своды; Хантейская антеклиза, объединяющая Ненецкий, Сургутский и Нижневартовский своды, Юганскую впадину и несколько самостоятельных валообразных поднятий; Верхнетазовская антеклиза, включающая Тазовский свод, Усть-Тымскую впадину и ряд крупных линейных структур; а также Омская и Чулым-Енисейская синеклизы (Наливкин и др., 1965) (см. рис.25). В пределах Туранской плиты в качестве Туркменской антеклизы может быть выделено крупное гетерогенное поднятие, куда входят Карабогазский и Центрально-Каракумский своды и расположенные между ними Кумсебшенское поднятие, Туаркырский и Карашорский валы, Учтаганский и Верхнеузбойские прогибы. К востоку от Туркменской антеклизы можно выделить Амударьинскую синеклизу, включающую Бухаро-Хивинскую зону ступеней, Заунгузский, Обручевский, Северо-Карабильский и Северо-Бадхызский прогибы, Марыйское и Учаджинское поднятия (Амурский, 1966).

В пределах Восточной Австралии в качестве синеклизы следует рассматривать Великий Артезианский бассейн, включающий упомянутую выше впадину Сураат.

Выделение синеклиз и антеклиз, в отличие от сводов и впадин, вряд ли следует считать обязательным при проведении структурного районирования молодых плит: на Предкавказской и Мизийской плитах, на Северо-Африканской платформе такие структуры вообще невозможно выделить, а в пределах Западно-Европейской молодой платформы это можно сделать с большой натяжкой.

#### Крупные линейные структуры чехла

Понятие о сводах и впадинах не охватывает всех крупных структур чехла молодых платформ. Кроме этих элементов неправильной, угловатой или округлой формы, в чехле молодых платформ широко развиты крупные, четко линейные депрессии и поднятия с соотношением осей 1:5 - 1:10, к которым совершенно неприменимы понятия "впадины" и "своды", несмотря на соизмеримость их площадей.

Это особенно наглядно видно на примере эпигерцинской платформы юга СССР. Здесь к категории крупных линейных элементов относятся кряж Карпинского, Прикумское поднятие, Мангышлакская и Северо-Устюртская системы поднятий, Северо-Туркменская, Мангышская и Причерноморско-Северо-Азовская системы прогибов. В пределах этой части Центрально-Европейской молодой платформы крупные линейные структуры чехла играют не меньшую роль, чем своды и впадины. Крупные линейные структуры развиты и на других молодых плитах, хотя обычно их роль несколько меньше, чем в пределах Туранской и Предкавказской плит.

Рассмотрение линейных структурных элементов начну с депрессий.

Сравнительная характеристика Северо-Туркменской, Мангышской и Причерноморско-Северо-Азовской систем прогибов (Крылов, 1965) показывает поразительное сходство современного строения и основных черт структурного развития этих тектонических элементов. Все они имеют протяженность во многие сотни километров, ширину - в десятки километров. Амплитуды этих депрессий по отношению к окружающим их поднятиям составляют от 1 до 5 км. Все эти депрессии представляют собой сложно построенные структуры - системы прогибов, разделенные перемычками.

И Северо-Туркменская, и Мангышская, и Причерноморско-Северо-Азовская системы прогибов являются древними платформенными структурами. Их развитие отражается в изменении мощностей самых нижних горизонтов осадочного платформенного чехла. Интенсивное формирование этих своеобразных структур происходило в мезозое и, по крайней мере, в первой половине палеогена. Особенности истории развития Северо-Туркменской, Мангышской и Причерноморско-Северо-Азовской систем прогибов определенным образом сказались на характере структурных соотношений различных стратиграфических горизонтов. Все рассматриваемые депрессии наиболее резко отражаются в строении подошвы платформенного комплекса и последовательно выколаживаются с переходом к более высоким горизонтам.

Основное различие в тектонике Северо-Туркменской, Мангышской и Причерноморско-Северо-Азовской систем прогибов заключается, на мой взгляд, в неодинаковой выраженности их в кайнозойских горизонтах. Однако оно связано в значительной мере с внешними факторами - формированием региональных наклонов, обусловленных развитием мобильной альпийской зоны.

Сходство строения и основных закономерностей формирования трех описываемых платформенных депрессий наводит на предположение об их более глубоком единстве. И, действительно, все они располагаются над глубокими грабенообразными прогибами переходного этапа развития, о чем упомянуто во второй главе, в разделе о наследовании конкретных структур. Грабены и грабенообразные прогибы, скрытые под мезозойско-кайнозойскими толщами этих депрессий, в ряде случаев оказываются существенно уже платформенных прогибов. В некоторых случаях оси платформенных депрессий смещены относительно пермо-триасовых грабенов. Это смещение особенно сильно выражено в пределах мангышлакского сектора Северо-Туркменской системы прогибов и, видимо, в восточной части Причерноморско-Северо-Азовской зоны. Тем не менее, в целом Мангышская, Причерноморско-Северо-Азовская и Северо-Туркменская системы прогибов должны рассматриваться как платформенные элементы, наследующие структуры переходного этапа в зоне герцинской складчатости.

Пермо-триасовые трогги, в свою очередь, предопределены тектоникой складчатого палеозойского фундамента: грабены и грабенообразные прогибы переходного этапа в зонах позднепалеозойской консолидации формировались у крупных разломов допермского структурного плана.

Причерноморско-Северо-Азовская, Мангышская и Северо-Туркменская системы прогибов не являются единственными в своем роде структурами. По имеющимся данным, с ними очень сходны некоторые структуры Западно-Сибирской плиты, которые В.Д.Наливкин (Наливкин и др., 1965) называет желобами, а В.П.Маркевич (1966) - трогами. Это Ляпинская депрессия в области восточного погружения Урала под мезозойско-кайнозойский чехол, Уренгойско-Колтогорская (Пурский желоб, по В.Д.Наливкину) и, возможно, Худосейская, или, как ее еще

называют, Приенисейская линейная депрессия (см.рис. 24). Все они имеют линейный характер, и при длине во многие сотни километров ширина их составляет десятки километров. Эти структуры имеют четкое субмеридиональное простирание, согласуются с магнитными аномалиями и, следовательно, находятся в соответствии с простираниями доплатформенных структур. Связь этих линейных депрессий с древними разломами надежно устанавливается по геофизическим данным (Борисов, 1967; Условия формирования..., 1967; и др.).

Указанные структуры Западно-Сибирской плиты изучены гораздо хуже, чем рассмотренные выше депрессии эпигерцинской платформы юга СССР, поэтому извлечь дополнительную информацию для характеристики этого типа структурных элементов в целом здесь не представляется возможным. Следует отметить, что Ляншинский прогиб, расположенный над погруженным северным продолжением Зеленокаменного синклиория Урала, может быть унаследованным именно от герцинского синклиория, а не от системы грабенов переходного этапа.

В.П.Маркевич, один из первых выделивший эти своеобразные структуры в пределах Западной Сибири, склонен рассматривать мезозойско-кайнозойские трюги как развивающиеся геосинклинали. Мне представляется, что, несмотря на все своеобразие этих элементов, для такой трактовки нет оснований. И рассмотренные выше линейные депрессии юга СССР, и аналогичные структуры Западной Сибири ни по темпу прогибания, ни по характеру формаций мезозойско-кайнозойского чехла не могут быть сопоставлены с настоящими геосинклинальными прогибами.

Вряд ли целесообразно для структур рассматриваемого типа вводить новый термин; лучше всего называть их системами или зонами прогибов. Ни к рассматриваемым платформенным депрессиям, ни к грабенообразным прогибам, которые наследуются в структуре чехла, с моей точки зрения, нецелесообразно применять название "авлакоген", поскольку это понятие, предложенное Н.С.Шатским (1960), в настоящее время в значительной степени утратило смысл из-за частого привлечения его к совершенно разнородным структурам, не сопоставимым ни по строению, ни по генезису.

Заканчивая рассмотрение этого своеобразного типа крупных структур чехла молодых платформ, следует отметить, что системы прогибов в некоторых случаях вклиниваются в синеклизы и на некотором расстоянии прослеживаются внутри них. Так, например, Колтогорско-Уренгойская (Пурская) зона прогибов своей южной частью входит в Омскую синеклизу, а самая восточная часть Северо-Туркменской системы прогибов (Балкуинский и Заунгузский прогибы) располагается внутри Амударьинской синеклизы.

Зоны прогибов, охарактеризованные выше, в типичном своем выражении развиты только на плитах Центрально-Евразийской молодой платформы и отсутствуют в других областях палеозойской консолидации.

До некоторой степени сходна с рассмотренными структурами по морфологии, но резко отлична по истории формирования весьма протяженная система грабенов Средиземное море - Мьезен на Западно-Европейской молодой платформе (Штилле, 1964а; и др.). Это серия в основном третичных грабенов, пересекающая эпипалеозойскую платформу в север-северо-восточном (рейнском) направлении. К этой системе относятся Верхнерейнский, Роанский, Гессенский грабены и некоторые другие структуры (см.рис.26). Рейнские структурные простирания являются косыми по отношению к складчатым структурам фундамента ("рудногорское" простирание, по Г.Штилле). Для системы грабенов Средиземное море - Мьезен нет достаточно веских аргументов об их непосредственной унаследован-

ности от грабенов позднекаменноугольно-раннепермского переходного этапа, хотя в отдельных случаях (Центральный массив Франции) грабены, выполненные стефанскими отложениями, имеют примерно такие же, субрейнские простирания. Характер распространения верхнепермских, триасовых и юрских отложений на севере этой системы грабенов как будто указывает на заложение этих структур в начале платформенного этапа (Гертнер, 1964), но главное прогибание началось здесь в эоцене, достигло максимальной скорости в олигоцене и продолжалось в неоген-антропогеновое время. К неогену относится и основное формирование сложной системы дополнительных продольных и поперечных сбросов в грабенах, которые и определяют структурный стиль последних.

На первое место в образовании этой крупной линейной структуры Западно-Европейской платформы обычно выдвигают влияние орогенеза в Альпийской области и лишь затем отмечают связь системы третичных грабенов с древним (допалеозойским) линеamentом (Штилле, 1964а; Бубнов, 1960; Гогель, 1964; и др.). Система грабенов Средиземное море - Мьезен представляет собой тип структур, характерный для молодых и древних платформ. В качестве аналога этой депрессии часто указывают, например, грабен Красного моря (Белоусов, 1954; и др.).

Изложенное достаточно определенно показывает различия системы грабенов Средиземное море - Мьезен и зон прогибов в пределах Центрально-Евразийской платформы. Относить эти структуры к одной категории было бы неправильным, несмотря на некоторое морфологическое сходство (четкая линейность, стабильность простирания) и связь с древними разломами (в одном случае с палеозойскими, в другом - с предположительно допалеозойскими, несопадающими по простиранию с более молодыми складчатыми дислокациями фундамента). Таким образом, выявляются два существенно различных типа крупных линейных депрессий чехла молодых платформ.

Крупные линейные поднятия, соизмеримые по масштабу со сводами, более многообразны на молодых платформах, чем линейные депрессии. В пределах Центрально-Евразийской платформы можно условно наметить два крайних типа линейных поднятий, между которыми располагается серия промежуточных градаций.

Первый тип крупных положительных линейных структур представлен так называемыми системами поднятий (Крылов, 1966), или дислокаций (Шлезингер, 1965) или, как их еще называют, системами мегантиклиналей и мегасинклиналей (Гарецкий и др., 1965). В качестве тектонотипов такого рода структур могут быть указаны Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы поднятий (см.рис.26), которые правомерно объединять в одну зону. Это весьма протяженные, но узкие поднятия. Например, Мангышлакская система поднятий простирается более чем на 500 км, а вместе с дислокациями Центрального Устюрта имеет протяженность около 800 км и ширину в несколько десятков километров. Превышение их над днищами сопредельных депрессий по подошве чехла в разных поперечных сечениях составляет от 6 до 3 тыс.м. Таким образом, это узкие, высокие и протяженные структурные пороги.

Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы поднятий, представляя в целом крупные высокоамплитудные структуры, имеют сложное строение и расчленяются на более мелкие элементы. Так, например, в пределах Мангышлакской системы поднятий в качестве подчиненных структур выделяются Каратауский, Беке-Башкудукский, Тумгачинский, Карашекский, Музбельский валы, Чакырганский прогиб и ряд незамкнутых структурных мульд. Все эти структуры



весьма резко выражены и имеют амплитуды в сотни и даже тысячи метров. Наклоны пород мезозойско-кайнозойского чехла выражаются градусами, а нередко и первыми десятками градусов (20 – 30°). Таким образом, это не только высокие структурные пороги, но и полосы очень резких дислокаций платформенного чехла. Подробное описание структур Горного Мангышлака и Центрального Устьурта можно найти в работе А.Е.Шлезингера (1965).

Несмотря на четкую линейность и большую интенсивность, валы и прогибы этой зоны имеют ясно выраженный штамповый характер, т.е. отражают подвижки докембрийского субстрата и не связаны с напряжениями внутри чехла.

Мангышлакская и Центрально-Устьуртская системы поднятий как крупные структуры (в целом) характеризуются длительным и неравномерным развитием в течение всей платформенной стадии.

Общей чертой доплатформенной тектоники Горного Мангышлака и Центрально-Устьурта является интенсивное проявление движений переходного этапа, хотя эти движения имели здесь различный характер.

В качестве другого крайнего типа крупных линейных поднятий чехла молодых платформ укажем Прикумское поднятие в Восточном Предкавказье. По подошве платформенного чехла оно представляет собой сложно построенный региональный структурный нос, отходящий от северной части Ставропольского свода и простирающийся в восток-юго-восточном направлении параллельно Восточно-Маньчскому прогибу, с которым поднятие сопряжено на севере. К югу от Прикумского поднятия намечается региональный наклон всех слоев в сторону Терско-Каспийского передового прогиба. Шарнир Прикумского поднятия в общем погружается в восточном направлении (Мирчинк и др., 1963). По новейшим данным сейсморазведки, это погружение сопровождается поперечными ступенчатыми нарушениями очень небольшой амплитуды. На восточном продолжении Прикумского поднятия, в пределах Кизлярского залива, выявлено Кизлярское поднятие. Протяженность Прикумского поднятия составляет около 300 км, ширина – около 70 км. Превышение поднятия над Восточно-Маньчским прогибом составляет в поперечном сечении около 500 м.

Прикумское поднятие осложнено линейными цепочками малоамплитудных локальных поднятий, простирающихся параллельно оси региональной структуры.

Антиклинальный перегиб слоев на оси Прикумского поднятия очень слабо намечается еще по подошве меловых отложений. По кровле нижнего мела и по подошве палеогенового комплекса здесь фиксируется лишь структурная терраса на фоне общего погружения слоев от осевой части кряжа Карпинского на юг, в сторону передового альпийского прогиба (рис.31).

Палеоструктурные реконструкции (Мирчинк и др., 1963) показывают, что наиболее резко Прикумское поднятие было выражено к началу олигоцена. В дальнейшем, в результате формирования резкого регионального наклона слоев на юг, амплитуда Прикумского поднятия, как и Восточно-Маньчского прогиба, существенно уменьшилась. Формирование поднятия относится к мезозою, особенно интенсивно оно проходило в юрский период.

В доплатформенной структуре Прикумскому поднятию соответствует Северо-Ставропольский антиклинорий; простираение оси поднятия находится в соответствии со структурными простираениями в палеозойском фундаменте.

Таким образом, основные отличия Прикумского поднятия от Мангышлакской системы поднятий (как единой крупной структуры) заключаются в существенно меньшей амплитуде (на целый порядок цифр!), менее резких структурных осложнениях, меньшем удлинении (соотношение осей в одном случае составляет

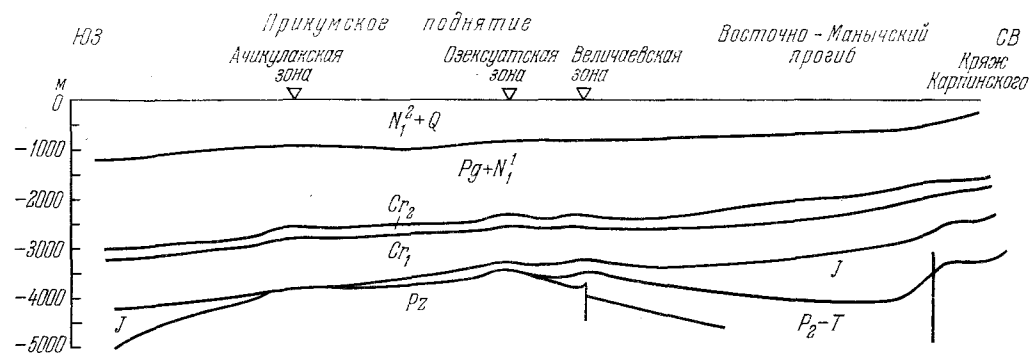


Рис.31. Схематический геологический профиль через Прикумское поднятие (соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:10)

примерно 1:4, а в другом – 1:10), а также в отсутствии резкой активизации развития на границе палеогена и неогена. Сходство, помимо общей линейной формы и сопоставимых размеров, определяется согласованностью рассматриваемых платформенных поднятий с внутренней тектоникой доплатформенных комплексов, а также древним заложением в платформенную стадию развития. Эти общие черты представляются мне очень важными, определяющими единство большой группы крупных линейных поднятий эоциеновых плит.

К категории крупных линейных поднятий относятся кряж Карпинского в Предкавказье, Примугоджарская и Арало-Кзылкупская системы поднятий на южном погруженном продолжении Урала, а также структуры типа Александровского, Каймысовского, Тобольского, Старосолдатского и Пыль-Караминского поднятий на Западно-Сибирской плите, которые называют крупными валами (Наливкин и др., 1965), или поясами валов и группами валов (Геология и нефтегазоносность..., 1963). В одних случаях эти структуры по особенностям морфологии ближе к Прикумскому поднятию (кряж Карпинского, Александровское и Каймысовское поднятия в Западной Сибири), в других – к Мангышлакской системе поднятий (Примугоджарская, Арало-Кзылкупская системы поднятий на Туранской плите, Тарханкутская в Крыму, Тобольский пояс валов в Западной Сибири), но в целом по степени удлинения и интенсивности они занимают промежуточное положение между рассмотренными выше крайними тектонотипами. Два условно выделенных крайних морфологических типа крупных линейных поднятий чехла на плитах Центрально-Евразийской платформы, по существу, характеризуют вариации в пределах одной крупной категории структурных элементов. При этом Прикумское поднятие можно рассматривать как структуру, в значительной мере переходную от типичных линейных поднятий к сводам.

Степень удлинения и резкость структурного выражения в значительной мере связаны с возрастом и характером дислокаций доплатформенных комплексов. Линейные поднятия, приближающиеся по морфологическим особенностям к Мангышлакской системе поднятий, развиты только в зонах герцинской складчатости; при этом наиболее типично они представлены в местах интенсивного проявления движений переходной стадии развития.

Линейные поднятия рассматриваемой категории, подобно системам прогибов, иногда пересекают контуры синеклиз и входят частично в их пределы. Примером может служить Тобольский пояс валов, внедряющийся с юга в Мансийскую синеклизу в Западной Сибири.

В пределах других молодых платформ структуры этой категории не установлены. Встречающиеся там крупные линейные поднятия следует относить к другому типу.

В пределах Восточно-Австралийской платформы крупных линейных поднятий чехла вообще не известно. На Северо-Африканской платформе некоторое сходство со структурами рассматриваемой категории имеют поднятия Высокого, Среднего и Сахарского Атласа. Это весьма протяженные и относительно узкие поднятия. Так, например, сооружение Высокого Атласа простирается, примерно, на 750 км, максимальная ширина его до 100 км. Амплитуды поднятий весьма значительны и измеряются тысячами метров. Простираения этих крупных линейных структур находятся в соответствии с простираениями в палеозойском складчатом основании.

Это характеризует сходство поднятий Атласа с крупными линейными поднятиями Центрально-Евразийской платформы. Однако здесь имеются и очень серьезные отличия. Они заключаются, во-первых, в том, что Атласские сооружения возникли в третичное время в результате инверсии мезозойских прогибов, во-вторых, в характере осложняющих структур, которые представлены в Атласе в основном гребневидными антиклиналями и корытообразными синклиналями. Эти складки в значительной мере связаны с напряжениями внутри чехла, образовались в результате послыдного скольжения (предполагается, что в основном в триасовых отложениях) и являются дискордантными по отношению к поверхности фундамента. Таким образом, Атласские сооружения, несмотря на некоторое сходство их с рассмотренными линейными поднятиями Центрально-Европейской платформы, не должны относиться к одной категории структурных элементов.

Поднятия Атласа по интенсивности движений, истории формирования, характеру осложняющих структур и формациям имеют много общего со структурами миеогеосинклиналей. Их, возможно, правильнее рассматривать как структуры промежуточного характера.

Поморо-Куявское поднятие ("антиклинорий"), возможно, принадлежащее к эпипалеозойской Западно-Европейской платформе, можно сравнивать со структурами Атласа. Основное сходство здесь заключается в инверсионном характере развития. Поморо-Куявский "вал" сформировался на месте довольно глубокого позднепермско-мезозойского прогиба в конце мела - начале палеогена. Наличие линейных соляных антиклиналей является дополнительной чертой сходства между Поморо-Куявским поднятием и линейными инверсионными структурами Атласа. Вместе с тем Поморо-Куявское инверсионное линейное поднятие отличается от структур Атласа существенно меньшей скоростью прогибания в течение мезозоя, меньшей амплитудой последующего поднятия и гораздо более спокойными осложняющими структурами.

Таким образом, среди разнообразных крупных линейных поднятий молодых платформ могут быть выделены два главных типа: линейные поднятия древнего заложения, развитые весьма широко в пределах Центрально-Евразийской платформы, и молодые линейные поднятия инверсионного характера, возникшие на месте мезозойских прогибов и развитые на Северо-Африканской и Западно-Европейской платформах.

Крупные линейные поднятия первого типа более многочисленны и более разнообразны. Среди них, как уже отмечалось, выявляются широкие вариации в отношении степени удлинения и интенсивности выражения.

Инверсионные поднятия представляют собой гораздо менее распространенный тип структур.

К первому типу крупных линейных платформенных поднятий, несомненно, тяготеет и линейные выступы фундамента, такие, как Туркестанский Каратау на Туранской плите.

Общей особенностью всех линейных поднятий (в том числе и инверсионных) является их согласованность с внутренней структурой фундамента или переходного комплекса, которая выражается по крайней мере в совпадении простираений платформенных и доплатформенных структур при большом разнообразии соотношений конкретных тектонических элементов разных структурных комплексов.

В заключение следует отметить следующее.

1. Крупные линейные структуры (с соотношением осей 1:5 - 1:10), соизмеримые со сводами и впадинами, широко распространены на молодых платформах.

2. Они наиболее характерны для зон с герцинским складчатым фундаментом.

3. В подавляющем большинстве случаев крупные линейные структуры чехла согласуются с простираениями в фундаменте или переходном комплексе.

Крупные линейные депрессии - системы прогибов - чаще отражают крупные грабены переходного этапа в зонах герцинской консолидации. Эти грабены (тафрогеосинклинали), в свою очередь, формируются у крупных разломов геосинклинальной стадии развития.

Крупные линейные поднятия имеют более разнообразные соотношения с элементами внутреннего строения доплатформенных комплексов.

4. Среди крупных линейных поднятий могут быть выделены:

а) поднятия древнего заложения и длительного устойчивого формирования, характеризующиеся большой амплитудой и резко выраженными структурными осложнениями;

б) поднятия древнего заложения с постепенным снижением скорости роста во времени, отличающиеся более "вялым" структурным выражением;

в) молодые поднятия, возникшие на месте прогибов мезозойского времени, характеризующиеся резкими структурными осложнениями. Две первые группы поднятий должны рассматриваться как разновидности одной более крупной категории линейных структур.

5. Типы крупных линейных структур определяются не только особенностями строения и возраста фундамента, но и региональными особенностями распространения. В частности, наиболее характерные типы крупных линейных структур Центрально-Евразийской платформы не встречаются на других молодых платформах.

#### Структурные элементы среднего масштаба

Структурные элементы среднего масштаба не менее разнообразны, чем крупные структуры. Здесь могут быть выделены различные линейные поднятия: валы, линейные депрессии - прогибы и изоморфные поднятия и депрессии.

Валы или валообразные поднятия молодых платформ представляют собой очень обширную категорию. Здесь можно указать две важнейшие генетические группы: валы, непосредственно отражающие поднятия фундамента или переходного комплекса и являющиеся штамповыми структурами чехла, и валы, связанные

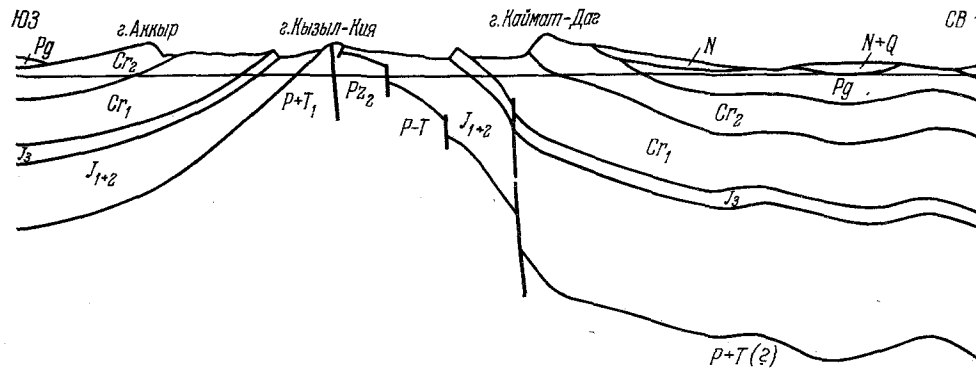


Рис. 32. Схематический геологический профиль через Туаркырский вал (соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:10)

с механическими напряжениями внутри чехла и отражающие движения фундамента в преобразованном виде.

Валы первой группы развиты на молодых платформах наиболее широко. В свою очередь, среди валообразных поднятий этой группы может быть выделено несколько типов.

Валы туаркырского типа характеризуются четкой линейностью, наличием единого покоя большой амплитуды, крутым наклоном крыльев. Это в большинстве случаев структуры раннего заложения и длительного формирования.

Кроме Туаркырского вала (рис. 32), который может служить тектонотипом, к этому же типу с полным основанием могут быть отнесены Каневско-Березанский вал в Западном Предкавказье, Каратауский и Беке-Башкудукский в пределах Мангышлакской системы поднятий, Чушкакульский вал на южном погружении уралид, валы Тобольской системы поднятий в Западной Сибири.

Применительно к этому морфологическому типу валообразных поднятий Р.Г. Гарецкий, Л.Е. Шлезингер и А.Л. Яншин (1965) употребляют термин "мегаантиклиналь".

Валы туаркырского типа располагаются в соответствии с простиранием складчатых структур фундамента. В наиболее характерном виде они развиты в зонах интенсивной (складчатой или глыбовой) тектоники тафрогеосинклинального этапа развития. Они наследуют горстовидные линейные поднятия фундамента (Туаркырский, Чушкакульский), образованные в переходный этап развития, или располагаются в зонах локальной активной складчатости в переходном комплексе (Каневско-Березанский, Каратауский).

Валы этого типа образуют (вместе с прогибами) системы поднятий (Мангышлакская, Тобольская и др.) или располагаются вне контуров более крупных элементов (Туаркырский вал).

Валообразные поднятия прикумского типа характеризуются большой протяженностью, отсутствием единого поднятого покоя, небольшой амплитудой и представляют собой линейные цепочки отдельных локальных поднятий. Валообразные поднятия этого типа (точнее, локальные поднятия, составляющие их)

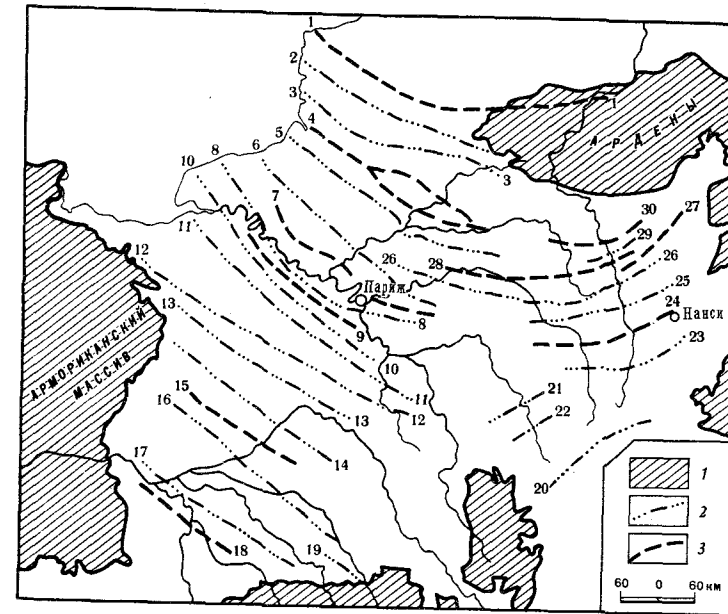


Рис. 33. Основные тектонические линии Парижского бассейна (Abtard, 1950)  
 I - палеозойские массивы; 2 - оси антиклиналей; 3 - оси синклиналей.  
 Цифры на карте: 1 - синклинальная зона Франко-Бельгийского угольного бассейна; 2 - ось Артуа; 3 - антиклиналь Понтье; 4 - синклиналь Сомма; 5 - антиклиналь Гамаша; 6 - антиклиналь Брай; 7 - синклиналь Сены; 8 - антиклиналь Бейнос; 9 - синклиналь Эр; 10 - антиклиналь Румуа; 11 - ось Олнай-Раум; 12 - ось Сенонш; 13 - ось Мерлеролит; 14 - антиклиналь Фонтэн-антиклиналь Вернантес-Хизмес-Личейл; 15 - синклиналь Самюр-Хай-Дескарт; 16 - антиклиналь Сувины-Амбуаз-Грасай; 17 - ось Древант; 18 - ось Кот-д'Ор; 19 - ось Ричей; 20 - ось Авроль; 21 - ось Ричей; 22 - ось Авроль; 23 - антиклиналь Нешато; 24 - синклиналь Вокулер; 25 - антиклиналь Понт-а-Муссан; 26 - антиклиналь Хунсрюк; 27 - синклиналь Люксембург; 28 - синклиналь Верден-Эперне; 29 - антиклиналь Новиль-о-Понт; 30 - синклиналь Лонгви

имеют менее длительную историю формирования, их интенсивное развитие происходило в средние этапы платформенной стадии.

К этому типу структур относятся Величаевская, Озексуатская и Ачикулакская антиклинальные линии, осложняющие крупное Прикумское поднятие (см. рис. 31). Сюда же могут быть отнесены антиклинальные зоны, пересекающие Парижскую впадину (Понтье, Гамаша, Брай, Бейнос, Румуа и др.), а также ряд протяженных антиклинальных линий в Предкавказье, на северо-западе Западной Сибири и на востоке Австралии.

Согласуясь по простиранию со структурами фундамента, антиклинальные линии прикумского типа часто не подчиняются контурам более крупных структур чехла, пересекая их. Весьма показательным примером могут служить антиклинальные зоны, осложняющие Парижскую впадину (рис. 33).

Валообразные поднятия этого типа располагаются чаще в зонах герцинской консолидации фундамента. По крайней мере, частично такие цепочки поднятий чехла наследуют антиклинальные зоны складчатого основания, что установлено для края Карпинского в Предкавказье (см. главу вторую). Валообразные поднятия

тия прикумского типа, как и валы туаркырского типа, представляют собой специфические структуры молодых платформ.

Валообразные поднятия флехтингерского типа морфологически сходны с валами туаркырского типа. Это горстовидные платформенные структуры, четко линейные, с большой амплитудой.

Принципиальным отличием валов этого типа от туаркырского является их несогласованность со складчатными структурами фундамента. Располагаясь косо или ортогонально к палеозойским направлениям дислокаций, валы флехтингерского типа не могут быть обусловлены наследованием структур фундамента в чехле.

Вторым отличием их от валов туаркырского типа является позднее заложение и более короткий этап активного формирования.

Кроме поднятия Флехтингер (ГДР), к этому типу структур следует отнести горст Морван (Франция) и некоторые другие горстовидные поднятия в пределах Западно-Европейской платформы, где данный тип валообразных поднятий главным образом и развит. Эти валы только по своей четкой линейности обособляются от группы изоморфных поднятий типа Гарца, обнаруживая существенное сходство с ними по генезису и истории формирования. Валообразные поднятия флехтингерского типа, видимо, могут рассматриваться в качестве положительных аналогов молодых или преимущественно молодых грабенов типа Верхнерейнского.

Валы западнозаунгузского типа представляют собой слабо вытянутые поднятия. Они обычно располагаются над зонами догерцинской консолидации, в том числе и над древними жесткими массивами. Подобно валам флехтингерского типа эти поднятия не обнаруживают согласованности с внутренней структурой фундамента.

История формирования их различна. В этом отношении, как и в отношении морфологии, валообразные поднятия западнозаунгузского типа обнаруживают существенное сходство с изоморфными поднятиями среднего масштаба.

В качестве тектонотипа может быть указан Западно-Заунгузский вал на северо-востоке Центрально-Каракумского свода (Ахчакаинская группа структур). К этому типу относятся многие поднятия на Западно-Сибирской плите.

Таким образом, по комплексу признаков среди группы штамповых валов выделяются четыре основных морфолого-генетических типа.

**Валы второй группы**, возникшие в результате перераспределения напряжений внутри чехла, развиты на молодых платформах значительно меньше. Достоверно эти структуры выявлены только в пределах Туранской плиты. К ним относятся Репетекско-Келифский, Байрам-Алийский, Восточно-Унгузский и Каршинский валы. Это узкие ряды аномально крутых для платформенных областей антиклиналей. Они располагаются над крупными разломами и в связи с этим могут быть названы надразломными. В плане рассматриваемые валообразные поднятия до некоторой степени напоминают антиклинальные линии прикумского типа, но резко отличаются от них большими амплитудами и более крутыми наклонами крыльев. Судя по материалам бурения и сейсморазведки, для этих валов характерно выколачивание при переходе от более молодых к более древним слоям. Антиклинальное поднятие переходит в некоторых случаях в низах чехла в уступ или крутую флексуру. Это установлено сейсморазведочными работами на некоторых структурах Репетекско-Келифской антиклинальной зоны (рис.34), а также глубоким бурением на Учкырском локальном поднятии (над Бухарским разломом), которое по всем признакам сходно с поднятиями, составляющими надразломные валы.

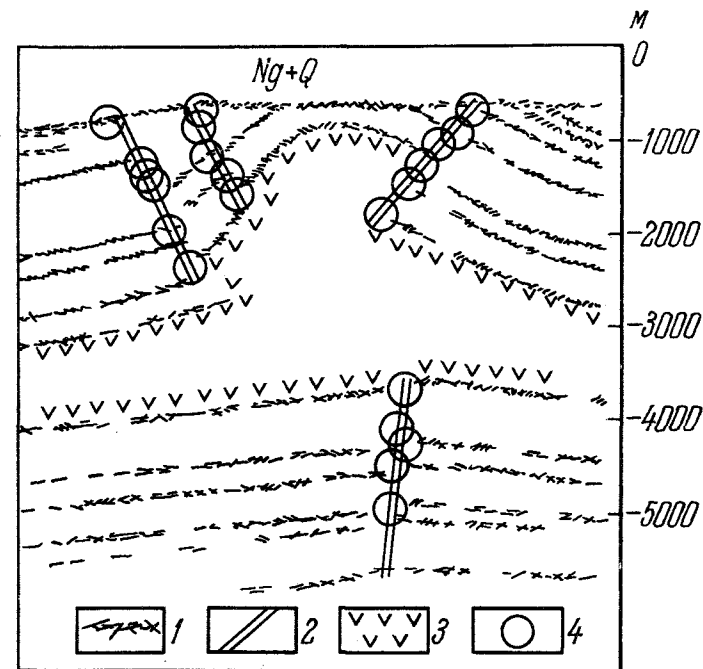


Рис.34. Сейсмический профиль, отрабатанный методом РНП, пересекший Мартовскую антиклиналь (по Ф.М.Мирхамидову, 1966)

1 - отражающие площадки; 2 - дизъюнктивные нарушения; 3 - соленосные отложения; 4 - узлы дифракций

Механизм образования таких надразломных дислокаций связывается с возникновением местных тангенциальных напряжений у крупных ступенеобразующих разломов при неравномерном движении блоков за счет сокращения длины (и, следовательно, поверхности) пластов.

Надразломные валы Туранской плиты являются в основном молодыми структурами - они сформированы после палеогена. Среди них можно указать в качестве особой разновидности надразломные валы, осложненные солевым диапиризмом (Репетекско-Келифская система дислокаций).

На других молодых плитах указать достоверно аналогичные надразломные бескорневые валы не представляется возможным.

Одним из наиболее распространенных типов **прогибов** являются депрессии, унаследованные от грабенов и грабенообразных прогибов переходной стадии развития. К этому типу структур относятся депрессии, составляющие описанные выше крупные элементы - системы прогибов, а также многие одиночные прогибы: Учтаганский, Верхнеузбойский и прогибы, разделяющие отдельные валы в некоторых системах поднятий (например, Качуметьевский прогиб в Тобольской системе поднятий на юге Западной Сибири). Наряду с большими различиями в размерах, степени удлинения и амплитудах прогибов этого типа имеют ряд общих черт. Это структуры раннего заложения и длительного развития, углы наклона на бортах этих прогибов измеряются градусами, а иногда и первыми десятками градусов ( $10-20^{\circ}$ ). Прогибы этого типа развиты в Предкавказье, на Туранской и Западно-Сибирской плитах. Их можно рассматривать как отрицательные аналоги валов туаркырского типа.

Прогибы, не связанные с грабенами переходного этапа, более разнообразны по истории формирования и интенсивности выражения. В качестве примеров можно назвать Челкарский прогиб, сформировавшийся в меловое и кайнозойское время над герцинским Урало-Тобольским антиклинорием, Кимирекский прогиб в пределах Чарджоуской ступени на Туранской плите, возникший в основном в юрский период, Гемпширский прогиб, обособившийся в третичное время на северо-западе Парижской впадины. Для всех этих очень разнообразных структур характерно соответствие их простирания направлениям складчатых структур фундамента, но совпадение знаков структур чехла и складчатого основания не является обязательным.

Особый тип прогибов представляют молодые грабены, ориентированные несогласно со структурными простираниями в складчатом фундаменте. Они развиты главным образом на Западно-Европейской платформе. К этому типу относятся прежде всего грабены, составляющие систему Средиземного моря - Мьезен. Эти прогибы являются отрицательными аналогами валов флектингерского типа.

Алинейные структуры среднего масштаба округлой или неправильной формы также достаточно широко представлены на молодых платформах. Примерами изоморфных поднятий могут служить Газлинский, Чарджоуский, Кумсебенский и Зеагли-Дарвазинский выступы на Туранской плите, Северо-Ямальское, Пурпейское, Салымское куполовидные поднятия на Западно-Сибирской плите, поднятие Шот-Тигри на Северо-Африканской платформе. В пределах Западно-Европейской платформы и Туранской плиты, кроме того, развиты небольшие изоморфные поднятия, лишённые на сводах платформенного чехла. Это выступы Гарца, Букантау и др.

Выступы и куполовидные поднятия по условиям формирования отличаются от сводов. Эти элементы часто оказываются сформированными главным образом в течение одного этапа. Так, например, Газлинский и другие аналогичные выступы, осложняющие Бухарскую ступень, сформированы главным образом в послеолигоценный этап. Чарджоуский выступ возник в основном в юрское время, и лишь небольшой прирост его амплитуды относится к кайнозою. Однако имеются и отдельные примеры весьма длительного развития мелких структур, сходных со сводами.

Выступы и куполовидные поднятия чаще располагаются в тех частях молодых платформ, где фундамент образован догерцинскими складчатыми системами или жесткими древними массивами. Исключение в этом отношении составляют Тяньшаниды и герциниды Западной Европы, над которыми в чехле широко развиты изометричные структуры. Здесь часто обнаруживается обусловленность таких структур взаимно пересекающимися системами древних обновленных разломов - палеозойской и допалеозойской. Непосредственной связи выступов и куполовидных поднятий с конкретными структурами складчатого основания не устанавливается.

Выступы и куполовидные поднятия вместе с валами западнозаунгузского типа почти всегда осложняют своды (Зеагли-Дарвазинский на Центрально-Каракумском своде, Южно-Балхское, Салымское и Южно-Салымское на Сургутском своде). Но аналогичные структуры встречаются и самостоятельно (выступ Гарца) или осложняют ступени (Газлинский выступ).

Изоморфные депрессии среднего масштаба во всех отношениях сходны с коротко охарактеризованными выше положительными элементами. Такие структуры часто оказываются сопряженными (например, Гарц сопряжен с Туринской и Субгерцинской депрессиями, Газлинский выступ - с Рометанским прогибом). Изоморфные депрессии довольно редки на сводах, но зато широко развиты в пределах впадин, особенно в тех частях, где имеется догерцинский фундамент.

## О "нейтральных" структурах

Кроме описанных выше сводов, впадин, систем прогибов, различных типов крупных линейных поднятий, валов, прогибов и изометричных структур среднего масштаба, в пределах молодых платформ развиты и так называемые "нейтральные" структуры - моноклинали, ступени и системы ступеней.

Под ступенями понимаются относительно слабо наклоненные моноклинали - структурные террасы, ограниченные с двух сторон (от относительного поднятия к депрессии) разломами или региональными флексурами.

Эти тектонические элементы всегда осложняют другие, более крупные структуры.

Крупнейшими нейтральными структурами являются моноклинали внешней зоны Западно-Сибирской плиты (см. рис. 25): Пакулихинская, Барабинско-Пихтовская и др. Бухаро-Хивинская область представляет наиболее яркий пример системы ступеней, осложняющих борт синеклизы. Яркимбайская структурная терраса является структурной ступенью на бору Северо-Устюртской впадины. Жетыбай-Узеньская и Шахпахтинская ступени осложняют северный борт Северо-Туркменской системы прогибов. Беурдышкская ступень в зоне перехода от Центрально-Каракумского свода к Заунгузскому прогибу может служить примером структурной ступени на склоне свода (см. рис. 25).

Моноклинали и ступени, в свою очередь, осложнены относительно более мелкими структурами - линейными и изоморфными поднятиями и депрессиями различного масштаба: от незамкнутых с одной стороны сводов (полусводов) до локальных структур. Ориентировка таких более мелких структур бывает различной по отношению к простиранию самой ступени или моноклинали.

В отличие от других типов структурных элементов, которые часто являются автономными по отношению к более крупным структурам, ступени и моноклинали полностью подчинены тем элементам, которые они осложняют. "Нейтральные" структуры не имеют автономии ни в пространственном положении, ни в истории формирования.

В связи с тем, что крупные структуры наиболее интенсивно развивались в большинстве случаев в начальные этапы платформенной стадии, наиболее существенное обособление ступеней относится обычно также к ее начальным этапам.

Формирование ступеней и моноклиналей, в отличие от большинства других структурных элементов молодых плит, совершенно не зависит от возраста фундамента. "Нейтральные" структуры образуются и в пределах древних жестких массивов, и над байкалидами, и каледонидами, и в зонах герцинской складчатости. Эти элементы генетически связаны именно с более крупными структурами и их формированием.

Классическим примером системы ступеней может служить Бухаро-Хивинская область, или Южно-Кызылкумский склон (рис. 35). Здесь с севера на юг выделяются три ступени: Бухарская, Чарджоуская и Багдажинская. Каждая более южная ступень является погруженной по отношению к смежной с ней с севера. Чарджоуская ступень отделена от более северной Бухарской флексурно-разрывной зоной (параградным разломом). Багдажинская ступень отделена от Чарджоуской Амударьинской флексурно-разрывной зоной (Бабаев и др., 1962). Амплитуды этих флексурно-разрывных зон изменчивы по простиранию, но в среднем составляют около 1000 м.

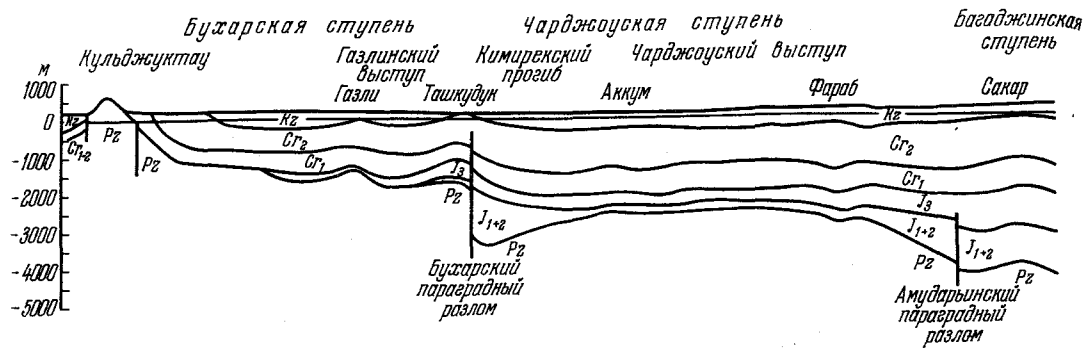


Рис. 35. Схематический геологический профиль через Бухаро-Хивинскую область (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10)

### Структурные связи молодых платформ с другими крупными зонами земной коры

Молодые платформы граничат с разными крупными тектоническими областями: древними платформами, альпийскими складчатыми геосинклинальными областями, крупными депрессиями с океаническим или субокеаническим типом земной коры, областями постплатформенного орогенеза. Характер контактов молодых платформ с различными другими зонами коры весьма разнообразен.

С древними платформами соприкасаются все молодые платформы. Этот контакт является важнейшим по протяженности ограничением эпипалеозойских платформенных областей.

Границы молодых и древних платформ можно рассматривать в двух аспектах: с одной стороны, как древние границы платформ и палеозойских складчатых систем, а с другой — как границы плит с фундаментом разного возраста, т.е. как границы более поздних структур. В мезозойско-кайнозойском структурном этапе границы разновозрастных платформ выражены обычно не резко. Так, например, синеклиза Великого Артезианского бассейна в восточной части Австралии располагается западной своей частью на древнем кристаллическом фундаменте, а восточной — на байкальском, каледонском и герцинском фундаменте. Древнюю Русскую и эпипалеозойскую Западно-Европейскую платформы охватывает и Северо-Германская впадина. Усть-Енисейская синеклиза в Западной Сибири частично принадлежит к древней Сибирской платформе. На южной окраине Русской и эпигерцинской платформ в северной части Каспийского моря располагается Укатненский прогиб. В пределах таких структур древние швы иногда отражаются косвенно: в виде систем флексур, контуров более мелких структурных элементов и т.п.

В тех случаях, когда структуры, наложенные на разновозрастные платформы, отсутствуют, контакт древних и молодых платформ подчеркивается повышенным градиентом изменения мощностей мезозойско-кайнозойского комплекса и, реже, крупными мезозойско-кайнозойскими разломами, наследующими положение древних краевых швов. Примерами последнего обстоятельства могут служить так называемый Южно-Атласский разлом на границе Северо-Африканской эпипалеозойской платформы и Африканской древней платформы, и омоложенный в конце мела — начале палеогена разлом на северо-западе Донбасса.

Южно-Атласский разлом представляет собой единственный в своем роде пример границы древней и молодой платформ, относительно резко выраженной не только на глубине (в палеозойском этапе), но и в мезозое-кайнозое. Это очень протяженная, хотя и прерывистая зона, образованная серией кулисообразных разрывов (Шуберт, Фор-Мюре, 1964). С этой зоной связано значительное увеличение мощностей мезозойско-кайнозойского комплекса с юга на север, в сторону Атласа, и изменение характера дислокаций (см. рис. 28). Эта резкая граница является в значительной мере аномальной, что обусловлено спецификой развития структур Атласа, которые могут рассматриваться в качестве промежуточных между платформенными и миегосинклинальными.

С альпийскими геосинклинальными областями граничат Туранская, Предкавказская, Мизийская плиты, Западно-Европейская и Северо-Африканская платформы. Здесь известны два основных типа контактов: с передовым (краевым) прогибом и по краевому шву без передового прогиба. По краевому шву граничат Мизийская плита и альпийский антиклинорий Стара Планина. Такой же характер контакта имеет место в Центральном Предкавказье. Типичными передовыми прогибами являются Предкопетдагский, Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский, Западно-Европейский молассовый бассейн (Предальпийский прогиб), Предрифский прогиб. Тектоника передовых альпийских прогибов рассматривалась неоднократно и подробно описана в литературе. Поэтому детально я не буду останавливаться на этом вопросе. Мне представляется важным отметить два обстоятельства. Во-первых, краевой шов, судя по всем данным, имеет место и в случае развития передового прогиба, оказываясь в одних случаях погребенным под молассовыми формациями прогиба (Индоло-Кубанский), а в других — ограничивая прогиб от собственно геосинклинальной области ("термальная зона" Копет-Дага). Во-вторых, независимо от наличия или отсутствия передового прогиба в пределах окраины платформы намечается зона постепенного перехода к миегосинклиналям.

Эту полосу целесообразно выделять в качестве особой краевой подвижной зоны платформы. Ограничением краевой подвижной зоны служит краевой шов альпийской геосинклинали; граница зоны в пределах платформы обычно нечеткая. К этой зоне относятся и передовые прогибы, и разделяющие их относительные поднятия. Общими чертами, позволяющими относить к единой зоне весьма различные в современном структурном плане тектонические элементы, является положение зоны на границе молодой платформы и альпийской геосинклинальной области и общность развития этой зоны в течение мезозоя и, иногда, в начале палеогена. В этот период краевая зона представляла собой погруженный склон платформы. Мощности отложений мезозоя, а следовательно, и темп прогибания, в этой зоне — переходные от платформы к геосинклиналям. Данные глубокого бурения и сейсмических исследований показывают, что под молодыми толщами альпийских передовых прогибов происходит последовательное нарастание мощностей в сторону геосинклинали. У краевого шва мощности по своим величинам приближаются к мощностям соответствующих комплексов и горизонтов мезозоя в миегосинклиналях.

В современном структурном плане краевая подвижная зона платформы расчленена на передовые прогибы и поднятия. Эти структуры в значительной мере образованы в орогенный период развития альпийских геосинклиналей. Именно тогда произошла резкая поперечная структурная дифференциация краевой зоны платформы. Примерами поднятий подвижной зоны могут служить зона Предбалканья (Мизийская плита), Лабино-Малкинская зона (Предкавказье), Большой

Балхан (Туранская плита) и, видимо, зона Юры (Западно-Европейская платформа). Морфологически эти зоны обычно выражены как внешние склоны альпийских горно-складчатых сооружений. Вместе с тем здесь отсутствуют обычно те формации, которые характерны для самой миеосинклинали, но широко развиты формации платформы. По структурным условиям подобные поднятия также сильно отличаются от складчатых геосинклинальных областей. Лишь иногда здесь отмечается сундучная или гребневидная складчатость, а иногда развиты типично платформенные структуры. Весьма характерно, что передовые прогибы обычно замещаются поднятиями краевой зоны по простиранию, резко выклинаясь на склонах последних.

С постплатформенными орогенными областями граничат Туранская, Западно-Сибирская плиты и небольшие плиты на территории Китая. Различия между молодыми платформами и постплатформенными орогенами по структурным условиям очень резки. Вместе с тем этому роду контактов молодых платформ не свойственны промежуточные структуры типа передовых прогибов. Здесь обычно не удается убедительно обосновать и наличие крупных краевых разломов. Переход от платформы к постплатформенному орогену происходит более или менее постепенно. При этом широко распространены случаи, когда конкретные структуры платформы и постплатформенного орогена простираются перпендикулярно к границе этих двух крупных тектонических зон. В таких случаях обычно происходит постепенное увеличение амплитуд платформенных структур в сторону орогена и постепенный переход их в орогенные структуры по простиранию. В этом отношении весьма показательны Центральные Кызылумы, где разрозненные невысокие выступы фундамента в восточном направлении переходят в высочайшие хребты Южного Тянь-Шаня (Крылов, 1966).

Граница между платформой и орогенной областью может носить характер условной линии или полосы перехода.

С областями глубоких депрессий с океанической или субокеанической корой граничит Восточно-Австралийская платформа, а также, в меньшей степени, Северо-Африканская и Западно-Европейская платформы, Мизийская плита и эпигерцинская платформа юга СССР. При таких ограничениях обычно выявляется система крупных разломов, по которым происходит ступенчатое погружение фундамента (а в случае субокеанической коры и ступенчатое нарастание мощности мезозойско-кайнозойского комплекса) в сторону депрессии, постепенное сокращение мощности коры (глубины до поверхности М) и изменение строения коры за счет более быстрого уменьшения мощности "гранитного слоя". Ширина такого ступенчатого перехода к глубоким депрессиям, занятым океанами или внутренними морями, варьирует в значительных пределах.

#### Общие структурные особенности молодых платформ

Из приведенного обзора видно, что на молодых плитах развиты разнообразные платформенные структурные элементы. Совершенно очевидно, что многие типы структур чехла являются общими для молодых и древних платформ. Сюда должны быть отнесены крупнейшие сложно построенные структуры – синеклизы и антеклизы. Общими для молодых и древних платформ являются также такие категории структур, как своды и впадины, ступени, системы ступеней и моноклинали, округлые и неправильной формы структуры среднего масштаба, надразломные валы. Все это определяет существенное сходство в структурных планах

молодых и древних платформ и резко отличает платформы вообще от других крупных тектонических зон земной коры.

Вместе с тем между древними и молодыми платформами имеются серьезные различия.

Одно из таких отличий заключается в роли линейных структурных элементов. Линейные структуры встречаются и на древних, и на молодых платформах, но на эпипалеозойских платформах роль линейных структур гораздо выше. Здесь не только средние по размерам (валы и прогибы), но и крупные структурные элементы, соизмеримые с впадинами и сводами древних платформ, часто характеризуются линейной вытянутостью и четким простиранием. Особенно широко распространены линейные структуры на плитах Центрально-Евразийской платформы. В пределах собственно осадочного платформенного чехла древних платформ (т.е., исключая структуры типа Пачелмского гребенообразного прогиба) крупные линейные элементы встречаются редко. Эта особенность строения чехла молодых платформ подчеркивалась уже многими исследователями (Гарецкий и др., 1963; Гурари и др., 1964; Мирчинк и др., 1963, 1965, 1966; Гарецкий, 1964; Наливкин и др., 1965; Яншин, 1965а; Вольвовский и др., 1966; Крылов, 1966; и др.)

Другое существенное отличие заключается в типах валов – линейных поднятий среднего масштаба. На молодых платформах широко развиты валы туаркырского типа (мегаинклинали, по Р.Г.Гарецкому, А.Е.Шлезингеру и А.Д.Яншину), которые мало характерны для древних платформ. Антиклинальные зоны прикумского типа, весьма обычные для молодых платформ, также существенно менее характерны для древних. Вместе с тем те типы валообразных поднятий, которые широко распространены на древних платформах, относительно редки на молодых.

На эпипалеозойских плитах более мелкие структуры часто оказываются явно неподчиненными более крупным элементам. Эта неподчиненность структур морфологически выражается, прежде всего, в несоответствии простираний более крупных и более мелких тектонических форм. Например, Расшеватское поднятие, расположенное вблизи западного склона Ставропольского свода, ориентировано перпендикулярно к склону свода. Аламбекский вал и поднятия Актумсукской группы в пределах Северо-Устюртской впадины также подходят к ограничениям крупной структуры почти под прямым углом. Много подобных примеров можно указать на территории Западно-Сибирской плиты. Иногда подобные взаимоотношения объясняются одновременностью формирования крупных и более мелких структур и перестройкой в процессе тектонического развития, как, например, в Бухаро-Хивинской зоне ступенчатого погружения фундамента. Но иногда несогласные разномасштабные структуры формировались практически одновременно. Такие взаимоотношения структурных элементов в любом случае указывают на отсутствие между ними генетической связи. Несогласные по отношению к более крупным структурам тектонические формы меньших размеров осложняют эти крупные структуры, но не предопределяются ими.

Так называемые секущие валы отмечаются и на древних платформах. К таким валам в пределах Волго-Уральской области относятся Смагинский, Елховско-Артамоновский, Серноводско-Шугуровский, секущие юго-западный склон Татарского свода, а также Первомайско-Бонджский и другие валы, секущие южный склон Северной вершины свода (Мирчинк и др., 1965). Однако такая автономность, независимость валов от крупных структур – сводов и впадин – на древних платформах встречается гораздо реже. Эта независимость средних структур, наиболее ярко проявляющаяся во взаимоотношениях валов туаркырского и прикумского типов с более крупными линейными структурными элементами, – еще одно различие в строении эпипалеозойских плит и плит древних платформ.

Исследователи тектоники Туранской плиты неоднократно отмечали в качестве важной особенности большую интенсивность выражения структур молодых платформ по сравнению с древними: большие амплитуды примерно равновеликих структур, большие углы наклона слоев (Гарецкий и др., 1963; Гарецкий, 1964; Вольвовский и др., 1966; и др.). Действительно, для ряда эпипалеозойских плит большая интенсивность структур по сравнению с древними платформами неоспорима. К таким молодым платформам относится прежде всего Туранская плита, а также Северо-Африканская и Западно-Европейская платформы.

Имеются эпипалеозойские плиты с "вяло" выраженными структурными элементами чехла, как, например, Западно-Сибирская.

Однако, если сравнивать по интенсивности не структуры древних и молодых платформ вообще, а разновозрастные поверхности молодых и древних платформ, то вывод о более резких дислокациях молодых платформ в целом будет справедливым.

Вопрос о роли и соотношениях вертикальных и горизонтальных движений земной коры стал в настоящее время одним из наиболее острых дискуссионных вопросов общей тектоники. Я не буду касаться ни этого вопроса в полном его объеме, ни даже вопроса о возможном направлении тектонических напряжений в глубоких недрах молодых платформ. Отмечу лишь, что основным типом движений в чехле молодых платформ являются вертикальные, сообщаемые чехлу фундаментом. Об этом свидетельствуют наиболее широко распространенное упрощение и выполаживание структур снизу вверх, о чем я упоминал, и крутые падения поверхностей разрывных нарушений, часто близкие к вертикальным.

Вертикально направленные силы являются на молодых платформах господствующими, но не единственными. Тангенциальные напряжения, в том числе напряжения сжатия, несомненно, играют некоторую роль в формировании структур чехла молодых плит. Показателями наличия напряжений сжатия на молодых платформах являются, в частности, надразломные "бескорневые" валы, разрывные нарушения типа взбросов, а, возможно, в некоторых случаях и сдвигов, наконец, проявления коробчатой и килевидной складчатости.

О надразломных валах уже упомянуто выше. Они имеют ограниченное распространение на молодых платформах.

Взбросы также развиты не широко. Достоверно доказанные взбросы в чехле по своему масштабу относятся в основном к локальным разрывным нарушениям. Взбросы, устанавливаемые в большинстве случаев повторением в разрезах скважин отдельных интервалов стратиграфического разреза, не образуют крупных систем, состоящих из нескольких нарушений с однонаправленным перемещением блоков. Обычно они развиты в тех же районах и имеют примерно тот же возраст, что и сбросы, но встречаются реже последних (Бухаро-Хивинская область). Это указывает на то, что взбросы образованы сугубо локальными сжимающими усилиями, но не региональными силовыми полями сжатия.

Складки "промежуточного" типа (гребневидные и сундучные), помимо краевой подвижной зоны, встречаются на молодых платформах очень редко. Их распространение связано в основном с зонами аномально интенсивных вертикальных движений, таких, как сооружения Атласа на Северо-Африканской платформе.

Все это определяет подчиненное значение тангенциальных напряжений в чехле молодых платформ, локальный характер силовых полей сжатия и обусловленность горизонтальных движений вертикальными.

## Глава пятая

### ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В ИХ ПРЕДЕЛАХ

В настоящее время нефтяные и газовые месторождения выявлены в пределах всех молодых платформ, кроме Катазиатской. По разведанным запасам углеводородов и перспективам дальнейших поисков ведущее место занимают плиты Центрально-Евразийской платформы: Западно-Сибирская, Туранская, Предкавказская и Мизийская. Значительные по суммарным запасам месторождения разведаны на юге молодой платформы Северной Америки (область Гольф-Кост). Большое количество нефтяных и газовых месторождений выявлено в пределах Западно-Европейской эпипалеозойской платформы. Нефтяные месторождения Северо-Африканской, Восточно-Австралийской и Дунбейской платформ имеют меньшее значение.

Основные выявленные запасы нефти и газа и главнейшие перспективы дальнейших поисков связываются с платформенным чехлом. Скопления нефти и газа в породах складчатого фундамента и переходных комплексов молодых платформ имеют не только небольшие масштабы, но и встречаются довольно редко, лишь при определенных геологических условиях. Этот вопрос заслуживает специального рассмотрения.

Большое значение имеет выяснение тектонической приуроченности скоплений нефти и газа на молодых платформах. Здесь важно рассмотреть связь зон нефтегазоаккумуляции и отдельных месторождений с разломами, связь нефтегазоносных областей и зон нефтегазоаккумуляции с типами структурных элементов чехла и выявить общие черты в тектонической позиции нефтегазоносных областей и зон нефтегазоаккумуляции, т.е. выявить тектонические закономерности размещения скоплений углеводородов в чехле молодых платформ.

Стратиграфический диапазон нефтегазоносности платформенного чехла очень широк. Промышленные скопления нефти и газа на молодых платформах встречаются от нижнепермских отложений (в эпикаледонской части в пределах Западно-Европейской платформы) до неогена (Гольф-Кост, Предкавказье). Вместе с тем важнейшее значение имеют залежи в юрских и меловых отложениях. Кайнозойские отложения содержат на молодых платформах в целом небольшие запасы нефти и газа. Стратиграфическое положение нефтегазоносных горизонтов в платформенном чехле определяется рядом конкретных геологических факторов, из которых важнейшая роль в конечном итоге принадлежит структурному. Особенности распределения залежей нефти и газа по разрезу представляют важный и в теоретическом, и в практическом отношении вопрос и заслуживает также рассмотрения на ряде примеров.

В одних районах молодых платформ в общих запасах углеводородов резко преобладает газ, в других — нефть. Соотношение запасов жидких и газообразных углеводородов в значительной мере определяется характером исходного органического вещества и степенью его преобразования. Этот вопрос должен ре-



шаться прежде всего с геохимических позиций, и я не буду его касаться. Однако в пределах практически любой нефтегазоносной области имеются и газовые, и нефтяные скопления. В связи с этим следует рассмотреть закономерности фазового распределения углеводородов по стратиграфическим горизонтам и тектоническим зонам в пределах нефтегазоносной области или группы смежных нефтегазоносных областей. Этот вопрос тем более интересен, поскольку особенности фазового распределения углеводородов по тектоническим зонам в пределах молодых платформ существенно иные, чем на древних платформах.

В последнее время опубликованы обобщающие работы по геологии нефтегазоносных областей СССР (Успенская, Табасаранский, 1966) и зарубежных стран (Геология нефти, 1968), а также ряд работ по нефтяным и газовым месторождениям Западной Сибири, Средней Азии и Предкавказья (Бурштар и др., 1966; Дикенштейн и др., 1966; Гурари и др., 1967; Мирчинк и др., 1968 и др.). В связи с этим необходимость в общем обзоре нефтегазоносности молодых платформ отпадает. Поэтому я перехожу непосредственно к рассмотрению поставленных теоретических вопросов.

### Нефтегазоносность доплатформенных комплексов

Запасы, выявленные в настоящее время в доплатформенных (подчехстных) комплексах молодых платформ, и добыча нефти и газа из них имеют очень небольшое значение и несравнимы с добычей и запасами углеводородов, связанных с отложениями чехла. Наибольшее количество месторождений и залежей установлено в средне-верхнепалеозойском переходном комплексе на каледонском фундаменте. Нефтегазоносность переходного комплекса в зонах герцинской складчатости (тафротессинклинальный комплекс) и пород складчатого основания имеет еще меньшее значение.

Нефтегазоносность переходного комплекса каледонид установлена в Великобритании (Восточная Англия и Южная Шотландия). В структурном отношении месторождения связаны с наложенными, выполненными девоном и карбоном межгорными впадинами: Чивбот (месторождение Мидлошен-Коусленд), Срединной долины - Мидленд (месторождения Эксдейл, Траффлит, Корингем, Келлоу, Глентуорт, Гейнсборо, Плуногор, Икринг и др.) (рис.36). Всего открыто 16 месторождений, часть из которых относится к многопластовым.

В стратиграфическом отношении продуктивные горизонты приурочены к известнякам раннекаменноугольного возраста, к песчаникам намюра (так называемая свита жерновых песчаников) и к песчаникам угленосной толщи вестфальского яруса (средний карбон отечественной стратиграфической шкалы). Основное значение имеют межгранулярные коллекторы свиты жерновых песчаников и угленосной толщи. В красноцветных и эффузивно-терригенных формациях девонского возраста, которые подстилают карбон во впадинах, нефть и газ не встречены.

Переходный комплекс британских каледонид имеет некоторые особенности, отличающие его от аналогичных толщ других зон каледонской и байкальской консолидации. Одна из таких особенностей заключается в том, что в девонско-каменноугольной толще здесь выделены два структурных этажа: девонский (оддеред), имеющий большую мощность, более сильно дислоцированный и подвергшийся существенному метаморфизму, и каменноугольный, характеризующийся более простой структурой и гораздо меньшим уплотнением пород. Каменноугольные отложения английские геологи рассматривают в качестве особого "эпикаледон-

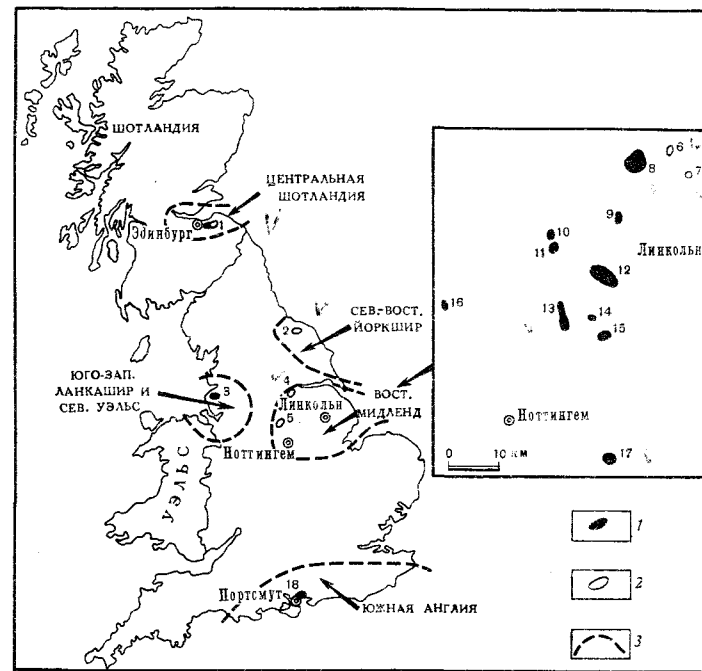


Рис.36. Обзорная карта размещения нефтяных и газовых месторождений Великобритании

Месторождения: 1 - нефтяные; 2 - газовые; 3 - границы нефтегазоносных районов

Цифры на карте: 1 - Мидлошен и Коусленд; 2 - Эксдейл; 3 - Формби; 4 - Траффлит; 5 - Келлоу; 6 - Корингем; 7 - Глентуорт; 8 - Гейнсборо; 9 - Саут Литвертон; 10 - Эплихед; 11 - Ботемсолл; 12 - Элмантон; 13 - Икринг-Льюкс Вуд; 14 - Каунтон; 15 - Келхем Хиллс; 16 - Хардстофт; 17 - Плуногор; 18 - Кимеридж

ского чехла", выше которого располагается эпигерцинский чехол (собственно платформенный комплекс пермско-палеогенового возраста).

По структурным особенностям каменноугольные отложения Великобритании действительно близки к чехлу (рис.37,38). Месторождения нефти и газа контролируются здесь довольно пологими брахантиклиналями.

Несмотря на сравнительно слабые вторичные изменения каменноугольных пород, их коллекторские свойства невысоки и изменчивы. Полная пористость песчаников намюра и вестфали 10-15%, проницаемость колеблется в пределах 1 - 1000 мд, составляя обычно первые десятки миллиардов. Отмечается слабая фациальная выдержанность продуктивных отложений (Brunstrom, 1963).

Залежи нефти и газа в карбонных отложениях британских каледонид невелики по своим запасам. Общая добыча нефти составляет здесь около 80 тыс. т, а разведанные запасы лишь немного превышают 1 млн. т.

Кроме каледонид Англии и Шотландии, следует упомянуть о небольших газо- и нефтепроявлениях из средне-верхнепалеозойских отложений в каледонидах Центрального Казахстана. Здесь относительно большой интерес имеет Чу-Сарыуская впадина.

В Чу-Сарыуской впадине небольшие притоки газа углеводородно-азотного состава были получены на площади Бестобе из верхнего девона. Капельножидкая

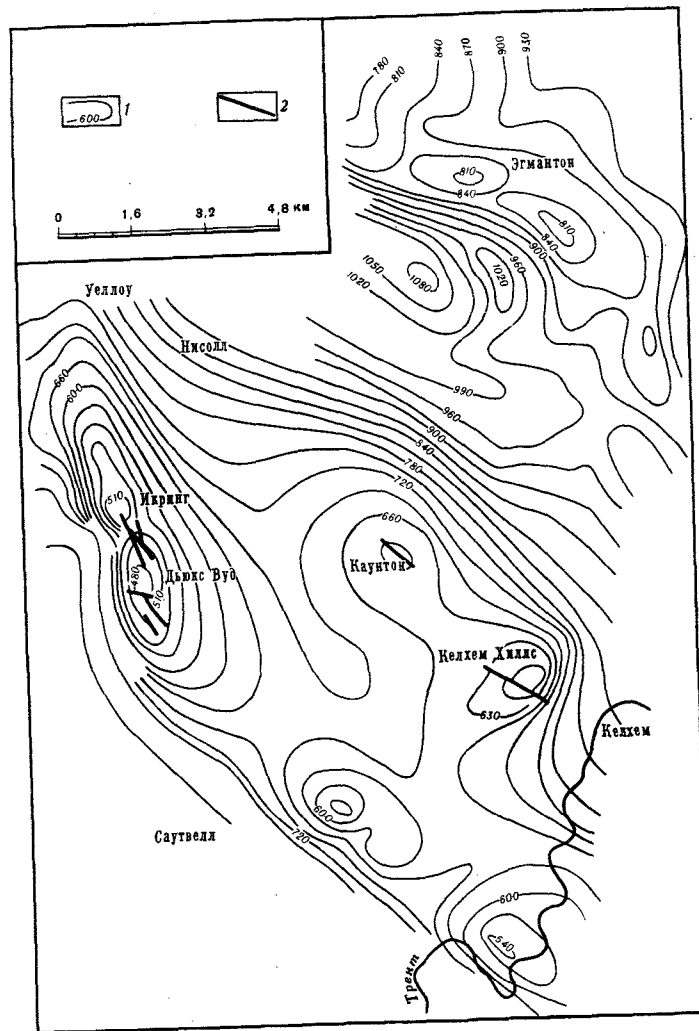


Рис.37. Структурная карта кровли жерновых песчаников месторождений Икринг-Дьякс Буд, Эгмантон, Каунтон и Келкhem Хиллис (Геология нефти, 1968)

1 - изолинии глубин (в м); 2 - разрывы

нефть была установлена в ядрах карбонатных пород фаменского яруса и турне на площадях Бестобе, Кентарал (Дитмар, 1966) и др. На площади Учарал был получен газовый фонтан с дебитом около 100 тыс.м<sup>3</sup> в сутки. По составу газ азотно-гелиевый, с небольшим содержанием метана. Промышленных скоплений углеводородов в Чу-Сарысуйской депрессии не обнаружено, несмотря на проведенное на ряде поднятий глубокое бурение. Следует иметь в виду, что основные объемы бурения на средне-верхнепалеозойский комплекс были здесь сосредоточены в пределах менее перспективной части впадины - в пределах Уланбель-Таласского поднятия.

В Саяно-Алтайской области признаки нефтегазоносности в палеозойских отложениях установлены в пределах Кузнецкой и Минусинской впадин.

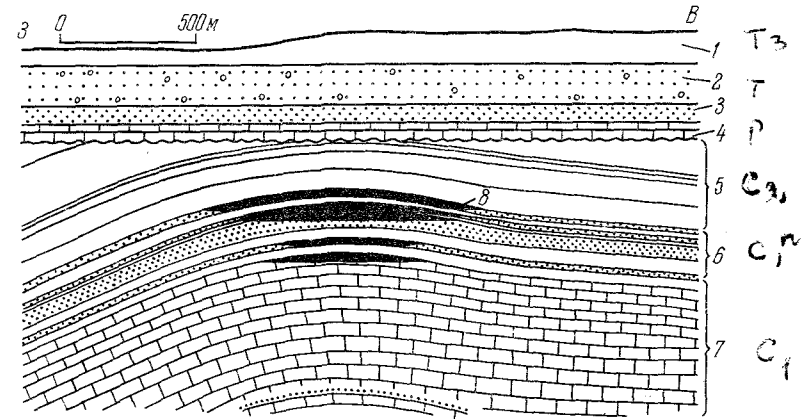


Рис.38. Поперечный разрез месторождения Икринг (Геология нефти, 1968)

1 - кейпер, 2-3 - пестрый песчаник (2 - грубозернистая толща, 3 - пестроцветная толща); 4 - пермь; 5 - угленосная свита; 6 - свита жерновых песчаников; 7 - карбонатная свита; 8 - нефть

В Кузбассе пробурено 25 глубоких скважин. В результате установлено большое количество нефтегазопроявлений и выявлена небольшая газовая залежь в верхнепермских отложениях близ пос.Борисово. Запасы газа приблизительно оцениваются в 300 млн.м<sup>3</sup>. Дебиты скважин составляют 15-30 тыс.м<sup>3</sup> в сутки.

В Южно-Минусинской впадине пробурена 61 глубокая скважина. Здесь также установлен ряд нефтегазопроявлений. Наиболее значительные из них были получены на Быстринской площади из пород девонского возраста. Приток нефти составлял до 0,5 м<sup>3</sup> в сутки и газа около 150 тыс.м<sup>3</sup> в сутки.

Проведенные исследования средне-верхнепалеозойских отложений в пределах каледонид практически повсеместно устанавливают значительные вторичные изменения пород и их низкие коллекторские свойства. В Чу-Сарысуйской межгорной впадине, например, пористость песчаников составляет обычно единицы процентов и лишь местами повышается до 10-17%.

В отложениях переходного комплекса зон герцинской складчатости промышленных скоплений нефти и газа не выявлено, хотя нефтегазопроявления установлены в нескольких районах.

В Челябинском грабене битуминозность песчано-глинистой челябинской серии и включения капельножидкой нефти известны уже давно. В результате проведенного здесь глубокого бурения на Ерофеевской и других площадях были получены не только признаки, но и небольшие притоки нефти. Дебиты измерялись литрами. Изучение верхнетриасовых и нижелейасовых отложений показало отсутствие хороших коллекторов в разрезе Челябинского грабена (Туаев, 1964).

Кроме Челябинского, нефтепроявления были установлены и в Анохинском грабене. Здесь обнаружены включения капельножидкой нефти и многочисленные примазки битума в верхнетриасово-нижелейасовых угленосных отложениях и в трещинах базальтов туринской серии (верхняя пермь? - нижний триас).

Притоки газа из сероцветной песчано-глинистой толщи среднего и верхнего триаса были получены на ряде площадей Ейско-Березанского района в Западном Предкавказье.

Нефтепроявления были установлены в триасовых отложениях Восточного Предкавказья на севере Прикумского поднятия, в зоне перехода к Восточно-Манчжскому прогибу. Притоки нефти около  $5 \text{ м}^3$  в сутки были получены на Закумской площади, а также на Колодезной, Новоколодезной, Русский Хутор (Северный).

Повышенная битуминозность отмечена в верхнетриасовых отложениях (акмшская свита) Мангышлака. На месторождении Узень были получены непромышленные притоки нефти из триасовых пород.

Небольшие, но все же промышленные скопления газа установлены в пермских отложениях Восточной Австралии, в пределах погребенного под платформенным мезозойско-кайнозойским чехлом Сиднейско-Боуэнского передового прогиба, разделяющего каледониды Лакланской системы и герциниды Новой Англии.

Газоносность пермских песчаников установлена здесь на месторождениях Кэбевин, Арктурус, Вестгроув, Роллстон. Месторождения, кроме последнего, однопластовые. Запасы газа незначительны и в сумме составляют  $400-450 \text{ млн. м}^3$  (Геология нефти, 1968).

Хотя по тектоническому расчленению разреза пермские отложения Сиднейско-Боуэнского прогиба должны относиться к верхнему структурному ярусу фундамента, здесь случай особый. Толщи, выполняющие передовые прогибы герцинских складчатых сооружений, часто содержат скопления нефти и газа, как, например, в Предапалачском и Предуральском прогибах. Еще И.М. Губкин рассматривал передовые прогибы как один из типов крупных нефтегазоносных структур. Отличительная особенность Сиднейско-Боуэнского передового прогиба заключается в том, что он расположен внутри молодой платформы.

Во всех остальных случаях с толщами, которые должны рассматриваться в качестве складчатого палеозойского основания, не связаны самостоятельные залежи нефти и газа. Имеются лишь единичные примеры получения промышленных или полупромышленных притоков нефти и газа из пород фундамента в отдельных скважинах. Притоки нефти были получены в Восточном Предкавказье на месторождении Озек-Суат, притоки газа - на Гугуртлинской площади и на некоторых площадях Каганского района Бухаро-Хивинской области. Во всех этих случаях нефтеносными или газоносными оказались самые верхние, обычно сильно выветрелые зоны фундамента. Углеводороды мигрировали в породы фундамента из залежей платформенных горизонтов.

Обнаружение небольших скоплений нефти и газа в подчехольных комплексах молодых платформ может иметь два следствия: во-первых, эти открытия позволяют рассчитывать на выявление новых залежей в переходных комплексах и складчатом фундаменте, во-вторых, они дают основание предполагать, что источником углеводородов для платформенного чехла частично могли явиться и доплатформенные комплексы.

В размещении скоплений нефти и газа и нефтегазопроявлений в породах переходного комплекса четко выступает их зависимость от литолого-фациального облика пород. Особенно наглядно это видно в случае переходного комплекса в зонах герцинской складчатости. Все установленные в тафрогеосинклинальном комплексе нефтегазопроявления относятся к районам развития сероцветных песчано-глинистых или карбонатно-терригенных формаций, образование которых проходило в восстановительных или слабовосстановительных условиях. В районах распро-

странения только пестроцветных или эффузивных и пестроцветных формаций нефтепроявления отсутствуют, а газопроявления имеют незначительные масштабы. В переходном комплексе, выполняющем наложенные межгорные впадины в каледонидах и байкалидах, эта связь подчеркивается в первую очередь вертикальным распространением нефтегазопроявлений. Здесь они встречаются в терригенно-карбонатной или карбонатной формации конца девона-раннего карбона и выше, но отсутствуют в ниже-среднедевонских красноцветной и порфировой формациях.

Все выявленные скопления углеводородов в переходных комплексах очень скромны по запасам, дебиты скважин низки. Последнее обстоятельство определяется значительными вторичными изменениями, обусловившими плохие коллекторские свойства пород брахигеосинклинального и тафрогеосинклинального комплексов. О плохих коллекторских свойствах говорят и невысокие дебиты пластовых вод, полученные из переходных комплексов при опробовании скважин. Так, например, на Устурте из пермо-триасовых отложений дебиты воды составляли обычно  $0,5-5 \text{ м}^3$  в сутки и лишь в единичных случаях превышали  $10 \text{ м}^3$  в сутки.

Скопления нефти и газа в породах фундамента, обнаруженные единичными скважинами, приурочены всегда лишь к самой верхней, сильно выветрелой и разрыхленной зоне складчатого основания. Они обнаруживаются в наиболее поднятых частях структур, обычно гипсометрически выше водонефтяных или газоводяных контактов наиболее низких залежей в чехле. Таким образом, есть основания считать, что нефть и газ попадают в породы фундамента из чехла. Это подтверждается в ряде случаев идентичным составом углеводородов в чехле и в верхних зонах (трещиноватых или выветрелых) фундамента.

Структура доорогенных (собственно геосинклинальных) формаций фундамента, как правило, очень сложна.

Круто поставленные пласти срезаны эрозией и в течение нескольких эпох были раскрыты. Это практически исключает возможность сохранения в доорогенных формациях складчатого основания скоплений углеводородов древнего, домезозойского, формирования.

Исходя из этого, а также учитывая высокую степень метаморфизма пород нижнего структурного яруса фундамента, можно считать, что в этих породах могут содержаться только небольшие вторичные скопления углеводородов в результате перетока из залегающих гипсометрически ниже продуктивных горизонтов чехла.

Скопления нефти и газа в породах переходных комплексов, судя по всему, должны рассматриваться как сингенетичные этим комплексам. Это как будто открывает перспективы поисков нефти и газа в переходных комплексах. Однако здесь следует учитывать три обстоятельства.

Во-первых, плохие или посредственные коллекторские свойства пород переходных комплексов. Для переходных комплексов (и брахигеосинклинального, и тафрогеосинклинального) характерно значительное уплотнение (плотности песчано-глинистых пород составляют  $2,7 - 2,53 \text{ г/см}^3$ ), существенные диагенетические изменения, а иногда и начальные стадии метаморфизма. Открытая пористость песчаников обычно составляет единицы процентов и, как правило, не превышает 15%. Проницаемость измеряется единицами и первыми десятками миллидарси. Кроме того, для большинства формаций переходных комплексов характерна значительная фациальная изменчивость и, следовательно, невыдержанность по площади возможно продуктивных горизонтов.

Плохие коллекторские свойства песчаных пород переходных комплексов отмечаются практически повсеместно. В связи с этим основные надежды могут возлагаться на коллекторы трещинного типа.

Во-вторых, сложную структуру переходных комплексов. Переходные комплексы характеризуются весьма разнообразными типами дислокаций. При этом те структуры, которые могли бы явиться ловушками для нефти и газа, не наследуются в чехле платформы. Поэтому подготовка перспективных структур в переходных комплексах должна в большинстве случаев вестись специально, независимо от поисков и подготовки структур в платформенном чехле, что в условиях мощной толщи платформенного комплекса представляет сложную задачу.

В-третьих, сравнительно неблагоприятные фациальные условия. Как было отмечено выше, для переходных комплексов устанавливается связь нефтегазонасности с сероцветными песчано-глинистыми (угленосными и морского происхождения) формациями и терригенно-карбонатными формациями. Однако эти формации, особенно в переходном комплексе зон герцинской складчатости, развиты не повсеместно. Там, где они присутствуют, то слагают лишь верхние части разрезов. Широко развитые в переходных комплексах пестроцветные молассы и эффузивные или терригенно-эффузивные толщи малоперспективны на нефть и газ.

Все это позволяет, не отрицая принципиальной возможности обнаружения залежей нефти и газа в переходных комплексах, указать на невысокую эффективность поисков нефти и газа в них. В связи с этим переходные комплексы, как брахигеосинклинальный, так и тафрогеосинклинальный, в общем случае не могут рассматриваться как основные перспективные комплексы молодых платформ.

Хотя перспективы нефтегазонасности переходных комплексов сравнительно невысоки, однако в ряде районов скопления углеводородов в чехле связаны с миграцией из переходных комплексов. Это относится главным образом к залежам газа в базальных формациях чехла в тех районах, где широко развиты мощные сероцветные (угленосные и морского происхождения) формации переходного комплекса. Наиболее показательным примером могут служить крупные залежи газа в красном лежке на севере Северо-Германской впадины (зона каледонской консолидации). Здесь в красноцветных породах нижней перми (базальные слои платформенного чехла), перекрытых соленосными отложениями верхней перми, газовые залежи могли образоваться за счет вертикальной миграции из подстилающих угленосных толщ карбона, относимых к брахигеосинклинальному комплексу.

В следующих разделах будут рассмотрены особенности нефтегазонасности чехла молодых платформ, с которыми связаны как основные разведанные запасы нефти и газа, так и основные перспективы дальнейших поисковых работ.

#### Тектоническое положение нефтегазонасных областей и зон нефтегазонакопления

Нефтегазонасные области эпипалеозойских плит контролируются различными типами крупных платформенных структур. Со сводами связаны Центрально-Каракумская, Центрально-Ставропольская газонефтеносные области в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. В Западной Сибири установлена нефтегазонасность Сургутского, Нижневартовского, Красноленинского, Тазовского и других сводовых поднятий. Нефтяные и газовые месторождения выявлены и в пределах впадин: Варненской (Мизийская плита), Северо-Германской, Парижской и

Аквитанской (Западно-Европейская платформа), Сураг (Восточно-Австралийская платформа), Сунляо (Дунбейская платформа). Скопления нефти и газа обнаружены и на крупных линейных поднятиях: крыже Карпинского, Прикумском, Александровском и других, а также в пределах крупных линейных депрессий, особенно их бортовых зон — Мангышлакско-Южно-Устюртская и Бухаро-Хивинская нефтегазонасные области на северном борту Северо-Туркменской системы прогибов и др. Наконец, можно указать зоны нефтегазонакопления, которые контролируются структурами среднего масштаба, не входящими в контуры крупных структур. Такова, например, Каневско-Березанская зона газонакопления в Западном Предкавказье.

Все это дает основание считать, что сам по себе тип крупной платформенной структуры не определяет образования нефтегазонасной области, и ни один из типов так называемых структур первого порядка не может считаться неблагоприятным для образования месторождений нефти и газа.

Не меньшее разнообразие можно видеть и в типах средних по масштабу структур, контролирующих зоны нефтегазонакопления. Последние связаны с различными валлообразными поднятиями, изометричными поднятиями, "нейтральными" структурами-ступенями, прогибами. Примером может служить распределение запасов углеводородов в пределах Прекавказской и Туранской плит (табл.3).

Т а б л и ц а 3. Распределение выявленных запасов нефти и газа по типам положительных и нейтральных структур среднего масштаба в пределах эпигерцинской платформы юга СССР по состоянию на 1 января 1965 г.

| Структуры                                | Запасы нефти, % |                | Запасы газа, % |                |
|--|-----------------|----------------|----------------|----------------|
|  | A + B           | C <sub>I</sub> | A + B          | C <sub>I</sub> |
| Валы туаркирского типа                   | 2,3             | 1,0            | 30,3           | 16,5           |
| Антиклинальные линии прикумского типа    | 32,3            | 29,0           | 10,9           | 13,1           |
| Валы надразломные                        | 0               | 0              | 2              | 13,2           |
| Изометричные, поднятия среднего масштаба | 2,0             | 2,0            | 44,3           | 28,6           |
| Структурные ступени                      | 62,9            | 65,0           | 0              | 6,6            |
| Прочие структуры, в том числе прогибы    | 0,5             | 3              | 12,5           | 22,0           |

Из таблицы видно, что наименьшие ресурсы углеводородов разведаны в настоящее время в пределах надразломных валов. Однако необходимо учитывать, что структуры этого типа вообще немногочисленны и что поисково-разведочное бурение на этих структурах проводилось пока в небольшом объеме. Наибольшие ресурсы газа сосредоточены в пределах алинейных положительных структур среднего масштаба, а нефти — в пределах структурных ступеней. Здесь следует иметь в виду, что крупные запасы газа выявлены в пределах Мубарекского, Каганского и, особенно, Газлинского выступов, осложняющих Бухарскую ступень в Бухаро-Хивинской области. Если в качестве структуры, контролирующей зону газонакопления, рассматривать Бухарскую ступень в целом, а не осложняющие ее изометричные поднятия, то в качестве типа структур среднего масштаба, содержащего основные запасы нефти и газа, следует назвать структурные ступени.

Вместе с тем в богатейшей Западно-Сибирской нефтегазонасыщенной провинции основные запасы нефти и газа приурочены к различным валообразным поднятиям (в том числе к поднятиям западноаунгузского типа) и нелинейным куполовидным поднятиям (типа Салымского и Южно-Балыкского), но не к "нейтральным структурам".

Наконец, в Северо-Германской нефтегазонасыщенной области важнейшим в отношении нефтеносности типом структур среднего масштаба являются линейные прогибы - Гифхорн, Кильский, Нижнесаксонский.

Таким образом, можно сделать вывод, что тип (характер) структуры среднего масштаба не определяет ее нефтегазонасыщенности или отсутствия в ее пределах скопления нефти и газа.

Эти выводы полностью совпадают с выводом В.Д.Наливкина о том, что "имеющийся материал не позволяет с требуемой степенью достоверности сделать выводы о связях запасов с выделяемыми типами средних и крупных структур" (Условия формирования..., 1967, стр.57).

Сторонники гипотезы неорганического происхождения нефти на примерах различных тектонических зон неоднократно подчеркивали связь скопления нефти и газа с крупными разломами. И в пределах молодых платформ месторождения в некоторых случаях располагаются непосредственно над разломами. Так, например, Байрам-Алийская зона газонакопления на юго-востоке Туранской плиты располагается над крупным мезозойско-кайнозойским разломом того же названия. Северная (Величаевская) зона нефтенакопления в пределах Восточного Предкавказья располагается над Восточно-Маньчжским палеозойским разломом, устанавливаемым по характеру геомагнитного поля. Часто нефтяные и газовые месторождения располагаются вблизи крупных разломов, как, например, месторождения Верхнерейнского грабена в Западной Европе, а также зоны нефтегазонакопления, связанные со структурными ступенями на Туранской плите (Жетыбай-Узенская, Бухарская, Чарджоуская). Наконец, многие нефтегазонасыщенные структуры нарушены разрывами локального характера, и залежи нефти в их пределах имеют тектонически ограниченный характер.

Однако не все месторождения тяготеют к разрывным нарушениям, многие располагаются на значительном удалении от разломов. Примером могут служить, видимо, многие нефтегазонасыщенные районы Западной Сибири.

Еще важнее то, что далеко не со всеми нарушениями связаны скопления нефти и газа. Весьма показательна в этом отношении крупная Центрально-Устьюртская система поднятий (рис.39). С север-северо-востока она ограничена крупным мезозойско-кайнозойским разломом, который наиболее активно развивался в юрский период и олигоцен-раннемиоценовое время. К югу от Карабаурского вала, возможно, под Хоскудукским валом, располагается крупный палеозойский разлом, претерпевший активизацию в пермо-триасовое время. Наконец, к юго-западу от Хоскудукского вала проходит флексура, ограничивающая Центрально-Устьюртскую систему поднятий в целом. Кроме этих крупных продольных нарушений палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста, здесь по геомагнитным данным выявляются поперечные нарушения предположительно допалеозойского возраста. В пределах Центрально-Устьюртской системы поднятий развиты и коллекторы и покрывки. Особенно благоприятен в этом отношении относительно опущенный Хоскудукский вал. Поисковое бурение здесь было проведено на четырех достоверных локальных структурах, в том числе на Хоскудукском локальном поднятии четырьмя глубокими скважинами были полностью пройдены мезозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла. На всех структурах были получены отрицательные результаты.

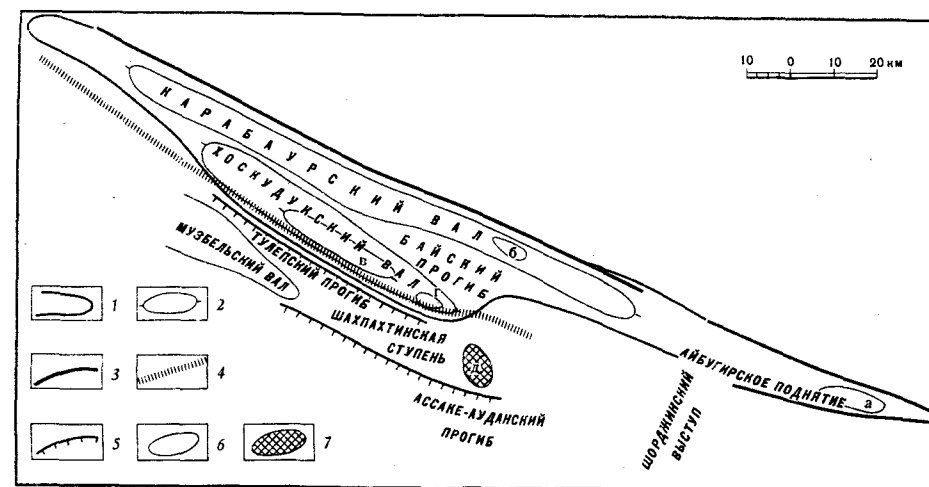


Рис.39. Схема соотношения основных разновозрастных разломов и разведочных площадей в пределах Центрально-Устьюртской системы поднятий.

1 - контуры Центрально-Устьюртской системы поднятий; 2 - контуры валов; 3 - основные мезозойско-кайнозойские разломы; 4 - палеозойский разлом; 5 - флексуры; 6 - разведанные локальные поднятия, лишенные скопления нефти и газа; 7 - газовое месторождение

Буквы на схеме. Локальные поднятия: а - Айбутырское, б - Кохбахтинское, в - Хоскудукское, г - Тасажское, д - Шахпахтинское

Многочисленные разломы разного масштаба и различного возраста в Центральных Кызылкумах, многочисленные разрывные нарушения в западной и центральной частях края Карпинского, разломы в северной и южной окраинных частях Парижской впадины, разломы, осложняющие восточный склон Северо-Болгарского свода, не сопровождаются скоплениями нефти и газа или даже значительными нефтегазопрооявлениями.

Число разломов и систем разломов, вблизи которых бурением установлено отсутствие скопления нефти и газа, несмотря на наличие благоприятных структурных форм, коллекторов и покрывок, оказалось бы слишком большим. Следовательно, разломы не могут рассматриваться в качестве критерия для положительной оценки перспектив нефтегазонасыщенности.

В то же время полностью отрицать роль разрывных нарушений в образовании скопления нефти и газа было бы неверным. Общеизвестна роль разрывов в образовании тектонически ограниченных залежей, в качестве путей вертикальной миграции флюидов, наконец, в образовании структурных элементов, контролирующих месторождения, зоны нефтегазонакопления и нефтегазонасыщенные области. Однако следует подчеркнуть, что разрывные нарушения часто играют отрицательную роль в формировании и сохранении нефтяных и газовых месторождений. В подтверждение приведу несколько примеров.

Две крупные локальные структуры в пределах Газлинской зоны газонефтегазонакопления в Бухаро-Хивинской области характеризуются одинаковой гипсометрией основных продуктивных горизонтов (месторождения Газли и Ташкудук). Одно из них (Ташкудук) находится южнее, ближе к Чарджоуской ступени и Бухарской зоне ступенеобразующих разломов, и, следовательно, является первой на пути наиболее вероятного движения флюидов. Обе структуры нарушены разрывами. На Газлинском месторождении более или менее достоверно установлено нарушение

типа крутого взброса на южном крыле поднятия. Ташкудукское разбито двумя разрывами, проходящими по своду структур. Несмотря на большую емкость ловушки, более благоприятное расположение при одинаковой характеристике покрышек, Ташкудук содержит несравненно меньшие запасы, чем Газли.

В пределах Дарваза-Зеаглинской площади на Центрально-Каракумском своде газонасыщенность разреза изменяется в зависимости от нарушения разрывами отдельных куполов, непосредственно контролируемых месторождения. Особенно резкое сокращение газонасыщенности отмечается вблизи Сернозаводской зоны разрывных нарушений. Последняя представляет собой участок наиболее поднятой части свода, площадью около 500 км<sup>2</sup>, с очень большой плотностью разрывных нарушений сравнительно небольшой амплитуды. В пределах самой Сернозаводской зоны промышленных залежей газа не встречено (Хуснутдинов, 1967). В этих случаях наличие разломов явилось причиной разрушения залежей.

В пределах северной части Ейско-Березанского района в Западном Предкавказье известные газоконденсатные месторождения располагаются к востоку от крупного разлома, проходящего по крыльевым частям Ново-Минского и Канеловского поднятий. К западу от этого субмеридионального нарушения ни на одной структуре скопления газа не было установлено. Одни исследователи (Чухмахчев, 1963; Федоров и др., 1967; и др.) считают, что этот разлом, сформировавшийся в юрское и меловое время, т.е. раньше, чем залежи Ейско-Березанского района, явился экраном на пути миграции флюидов с юго-востока и востока. Другие геологи предполагают, что Канеловский разлом контролирует распространение триасовых отложений, которые считаются газопроизводящими (Егоян и др., 1962; и др.). Западнее Канеловского разлома отсутствует триас и, соответственно, отсутствуют и газовые скопления в нижнемеловых отложениях. Однако все исследователи отмечают, что именно Канеловский разлом является причиной отсутствия газовых месторождений в северо-западной части Ейско-Березанского района.

Таким образом, ни типы крупных и средних структур, ни наличие разломов не предопределяют формирования месторождений нефти и газа. Разломы различного масштаба играют разнообразную и иногда очень важную роль в формировании и разрушении месторождений, но, видимо, не могут рассматриваться в качестве источников углеводородов.

Основная тектоническая закономерность пространственного размещения месторождений, т.е. нефтегазонасыщения ловушек, состоит в их позиции по отношению к крупным депрессиям. Скопления нефти и газа на молодых платформах связаны с глубокими депрессиями, располагаясь в пределах самих депрессий, их бортов и на поднятиях, непосредственно сопряженных с депрессиями. При этом особо важное значение для образования нефти и газа в промышленных количествах имеют глубины депрессий.

Рассмотрим с этой точки зрения нефтегазоносные области и основные зоны нефтегазонакопления эпигерцинской платформы юга СССР.

На Туранской плите Бухаро-Хивинская газонефтеносная область располагается в пределах одноименной системы ступеней, представляющей собой зону перехода от Заунгузского и Обручевского прогибов к Кызылкумо-Нуратинской гряде. Глубины указанных прогибов по подошве платформенного комплекса составляют около 5000-7000 м, а наиболее опущенная Багдажинская ступень в пределах Бухаро-Хивинской области характеризуется залеганием подошвы платформенного чехла на глубинах 3600-6000 м.

Мургабская газонефтеносная область (Байрам-Алийская, Репетекско-Калиф-

ская и Марыйская зоны газонефтеносности) располагается в области глубокого погружения, где подошва платформенного чехла залегает на глубинах от 8000 до 5000 м, а меловые отложения - в интервале глубин от 700 - 2000 до 3000 - 5000 м.

Центрально-Каракумская газонефтеносная область охватывает одноименный свод. Последний с юга сопряжен непосредственно с Предкопетдагским передовым прогибом, где мощность мезозойско-кайнозойского комплекса превышает 10 000 м.

Мангышлакско-Кжно-Устюртская нефтегазоносная область расположена в пределах северного борта западной части Северо-Туркменской системы прогибов с глубинами до поверхности переходного пермо-триасового комплекса 5500-3500 м.

Прикумская нефтегазоносная область в Предкавказье приурочена к одноименному глубоко погруженному поднятию. Последнее сопряжено с депрессиями с юга и севера. К югу от Прикумского поднятия наблюдается последовательное погружение в сторону краевой зоны, где мощности мезозоя и кайнозоя составляют 8000-12 000 м. С севера Прикумское поднятие сопряжено с Восточно-Маньчским прогибом, где глубины до подошвы юры достигают 5000 м.

Промышленно-Цубукская и Ермолинско-Каспийская зоны нефтегазонакопления в пределах кряжа Карпинского располагаются к северу от Восточно-Маньчского прогиба.

Аналогичные взаимоотношения с крупными депрессиями устанавливаются и для других зон нефтегазонакопления Туранской плиты, Предкавказья и Крыма.

Все известные зоны нефтегазонакопления эпигерцинской платформы юга СССР сопряжены с наиболее глубокими депрессиями: Северо-Туркменской, Маньчской, Причерноморско-Северо-Азовской системами прогибов, Северо-Устюртской и Мургабской впадинами и с краевой подвижной зоной платформы. Это дает основание высказать предположение о том, что указанные депрессии являются зонами нефтегазообразования.

Рассмотрим более подробно закономерности размещения месторождений на северном борту Северо-Туркменской системы прогибов. Последняя по простиранию разделяется на ряд частных прогибов. В соответствии с этим северную бортовую зону этой линейной депрессии можно разделить на отдельные секторы: Бухаро-Хивинский, соответствующий Заунгузскому прогибу, Хорезмский, отвечающий Дарьялык-Дауданскому, Устюртский, соответствующий Ассак-Ауданскому, и Мангышлакский, отвечающий Жазгурлинскому и Сегендыкскому прогибам.

Заунгузский и расположенный восточнее Обручевский прогибы характеризуются большими мощностями платформенного чехла. Подошва последнего залегает в осевых частях прогибов на отметках минус 5000-7000 м. В пределах Бухаро-Хивинского сектора газовые и нефтегазовые месторождения выявлены в пределах Бухарской, Чарджууской и Багдажинской ступеней. В пределах Бухарской ступени залежи связаны с меловыми и юрскими отложениями, в пределах Чарджууской - главным образом с юрскими. При этом процент продуктивных структур от общего числа разведанных на Чарджууской ступени (70%) выше, чем на Бухарской (48%).

Дарьялык-Дауданский прогиб существенно менее глубок, чем Заунгузский. Подошва юрских отложений залегает здесь на отметках в основном до 3000-3500 м. Промышленных скоплений нефти или газа в этом секторе не было выявлено. Повсеместно был установлен дефицит в газонасыщении пластовых вод. Максимальные упругости растворенных углеводородных газов были отмечены для вод юрских отложений Дарьялык-Дауданского прогиба.

Устюртский сектор изучен весьма последовательно. Глубокое разведочное бурение проводилось здесь в наиболее приподнятой части Центрально-Устюрт-

ской системы поднятий – на площади Кокбахты (Карабаурский вал), на южном погружении системы поднятий – на площадях Хоскудук и Тасаук (Хоскудукский вал) и к югу, в еще более погруженной зоне – на площадях Шахпахты и Западная Шахпахты (Шахпахтинская ступень на северном борту Ассаке–Ауданского прогиба). На площадях Кокбахты, Хоскудук и Тасаук получены вполне достоверные отрицательные результаты в отношении нефтегазоносности. На площади Шахпахты открыто газовое месторождение среднего масштаба с залежами в юрских отложениях. На площади Западная Шахпахты обнаружена непромышленная по запасам залежь газа. Глубины залегания подошвы платформенного чехла в пределах приосевой части Ассаке–Ауданского прогиба превышают 3500–4000 м.

Мазгурлинский прогиб характеризуется погружением подошвы юрских отложений в приосевой части до глубины 5500–6000 м. В мангышлакском секторе ряд месторождений нефти и газа выявлен на Жетыбай–Узеньской ступени (структурной террасы). На более высоко приподнятом Беке–Башкудукском валу обнаружена разрушенная залежь в среднеюрских отложениях (Карасязь–Таспас), а на западной погруженной периклинали вала, сопряженной непосредственно с Сегендыкским прогибом, притоки нефти и газа получены на площадях Дунга и Эспелисай. Еще севернее, в пределах погруженной части Каратауского вала, выявлена разрушенная залежь нефти в альбских отложениях на площади Тюбеджик. В последнее время получены положительные результаты в процессе бурения на Курганбайском поднятии в приосевой части Мазгурлинского прогиба.

Проведенный обзор позволяет прийти к выводу, что в пределах бортов крупных линейных депрессий скопления нефти и газа формируются в секторах, соответствующих наиболее глубоким частям депрессии. При этом от глубины прогиба зависит количество зон нефтегазонакопления в бортовой области: чем глубже прогиб, тем на структурно более высоких ступенях борта встречаются скопления нефти и газа.

Если мы рассмотрим с этой точки зрения нефтегазоносность мезозойских отложений в пределах кряжа Карпинского, сопряженного с Манычской системой прогибов, то убедимся в справедливости этого вывода еще для одной крупной зоны. Действительно, скопления нефти и газа обнаружены только в той части кряжа, которая сопряжена с Восточно–Манычским прогибом (глубины до подошвы платформенного комплекса отложений около 3000–5000 м). Поисковые работы на нефть и газ, проведенные в более западных частях этого крупного линейного поднятия, сопряженных с менее глубокими (2700–1500 м) Гудилевским и Тузловско–Пролетарским прогибами, не дали положительных результатов.

В восточно–предкавказском секторе кряжа Карпинского, сопряженного с юга с Восточно–Манычским прогибом, обнаружены две зоны нефтегазонакопления: Промысловско–Цубукская и Икибурульско–Каспийская. Они имеют неодинаковую протяженность в западном направлении: Промысловско–Цубукская, контролируемая зоной поднятий в наиболее приподнятой, приосевой, части кряжа, имеет меньшую протяженность, чем более южная зона нефтегазонакопления, расположенная на склоне кряжа, на переходе к Восточно–Манычскому прогибу. Это хорошо увязывается с воздыманием шарнира Восточно–Манычского прогиба в восточном направлении.

Сделанный вывод подтверждается результатами изучения нефтегазоносности отложений мезозоя в областях, тяготеющих к краевой подвижной зоне платформы и к Причерноморско–Северо–Азовской системе прогибов.

Таким образом, в качестве зон нефтегазообразования могут рассматриваться лишь депрессии, где мощность платформенного чехла превышает 3000 м. "Производительность" этих зон зависит от их глубины.

О роли крупных депрессий в образовании скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР свидетельствуют и следующие данные (табл.4).

Т а б л и ц а 4. Распределение выявленных запасов нефти и газа по структурным зонам по состоянию на 1 января 1965 г.

| Структурные зоны                            | Запасы нефти, % |                | Запасы газа, % |                |
|---|-----------------|----------------|----------------|----------------|
|   | A + B           | C <sub>I</sub> | A + B          | C <sub>I</sub> |
| Крупные поднятия, сопряженные с депрессиями | 32,8            | 26,3           | 26,6           | 26,4           |
| Бортовые части крупных депрессий            | 66,3            | 73,6           | 63,5           | 58,5           |
| Приосевые части крупных депрессий           | 0,9             | 0,1            | 9,9            | 15,1           |

Анализируя эти цифры, необходимо иметь в виду, что крупные поднятия, как изометричные (своды), так и линейные, разведаны гораздо полнее, чем крупные депрессии. При этом особенно слабо освещены поисковым и разведочным бурением наиболее глубокие, приосевые, части крупных депрессий. В пределах Самского и Косбулакского прогибов в Северо–Устьюртской впадине, в Сегендыкском, Мазгурлинском, Ассаке–Ауданском, Балкуинском и Заунгузском прогибах в Северо–Туркменской системе прогибов и в ряде других глубоких депрессий поисковое бурение только начинает проводиться. Следует также учитывать, что в число крупных поднятий включены и глубоко погруженные. Кстати сказать, основные запасы нефти всех крупных поднятий сосредоточены в пределах Прикумского поднятия, где мощность платформенного покрова составляет 3000–4000 м.

Приведенные данные показывают, что ведущая роль по содержанию запасов нефти и газа принадлежит бортовым частям крупных депрессий. Запасы, выявленные в приосевых частях последних, сосредоточены на единичных месторождениях, в большинстве случаев еще недоразведанных, и не являются представительными для сравнения с запасами других зон.

Роль депрессий в нефтегазообразовании на территории эпигерцинской платформы юга СССР подчеркивается и соотношениями пустых (водоносных) и нефтегазоносных структур. Так называемый коэффициент успешности разведки, представляющий собой отношение числа открытых месторождений к общему числу разведанных структур, увеличивается от структурно приподнятых зон к более погруженным, т.е. в направлении к осевым частям депрессий. Эта закономерность особенно четко выступает в Бухаро–Хивинской области, о чем упомянуто выше.

Зависимость размещения нефтяных и газовых месторождений от глубины депрессий обнаруживается и в пределах Западно–Европейской платформы. Наиболее богатые нефтегазоносные области здесь связаны с Северо–Германской и Аквитанской впадинами – наиболее глубокими зонами опускания на платформе. Мощность платформенного чехла в Северо–Германской впадине составляет 5000–7000 м, а в Аквитанской – 4000–5000 м. Небольшими запасами отличаются Парижская, Верх-

нерейнская и Предсудетская области, связанные с депрессиями, имеющими глубины до подошвы чехла лишь немногим более 3000 м. Если в Аквитанской и Северо-Германской впадинах контур распространения месторождений нефти и газа весьма широк, то в пределах Верхнерейнского грабена и особенно в Парижской впадине он существенно уже контуров самих депрессий. Месторождения в Парижской и Верхнерейнской впадинах тяготеют к их наиболее прогнутым участкам.

Весьма показательна неравномерность распределения нефтяных месторождений в пределах Северо-Германской впадины. Здесь выявлен ряд прогибов: Западно-Нидерландский, Нижнесаксонский, Гифхорн, Кильский и другие субмеридионального (рейнского) и иногда субширотного (Нижнесаксонский) простираний, выполненные мощной толщей мезозойских, главным образом, юрских, отложений. Большинство выявленных месторождений Северо-Германской впадины тяготеет именно к мезозойским прогибам. За пределами этих прогибов масштабы нефтегазоносности резко сокращаются. Наиболее крупные запасы нефти приурочены к Нижнесаксонскому и Гифхорнскому прогибам, где мощности только юрских отложений составляют 1000-1500 м и более, мощности юры и мела превышают 3000 м, а подошва платформенного чехла (в данном районе - подошва цехштейна) погружается на глубины 6000-7000 м (рис.40). На рис.41 хорошо видна связь нефтяных месторождений с глубоким Гифхорнским трогом. Закономерная приуроченность месторождений нефти к глубоким мезозойским прогибам в пределах Северо-Германской впадины давно уже используется в качестве основного критерия для выбора направлений при поисках нефти на территории Нидерландов и ФРГ.

В пределах Западно-Сибирской плиты закономерная связь нефтегазовых месторождений с крупными депрессиями несколько затуманена. Большинство выявленных здесь месторождений и основные разведанные запасы нефти и газа тяготеют к положительным структурам - сводам (Сургутскому, Нижневартовскому, Тазовскому, Ямальскому, Красноленинскому) и к крупным линейным поднятиям (Александровскому). Однако никакого отступления от общего правила здесь, по существу, нет. Дело в том, что Западно-Сибирская плита в целом представляет собой единую сложно построенную депрессию. В пределах ее обширной внутренней зоны мощность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла почти повсеместно превышает 3000 м, на большей части внутренней зоны она составляет более 3500 м, а в наиболее глубоких депрессиях превышает 5000 м. Таким образом, по глубине депрессий, установленной в качестве критерия для эпигерцинской платформы юга СССР, почти вся территория внутренней зоны Западно-Сибирской плиты должна рассматриваться как возможная зона нефтегазообразования.

Подтверждение тезиса о закономерной структурной позиции скопления углеводородов по отношению к крупным глубоким депрессиям можно видеть в расположении месторождений Восточно-Австралийской, Дунбейской и Северо-Африканской платформ.

Все это согласуется с основной тектонической закономерностью размещения скопления нефти и газа и в других геотектонических областях. О роли крупных депрессий в размещении зон нефтегазоаккумуляции на примерах различных районов писали С.С.Федоров, А.А.Бакиров, М.К.Калинко и многие другие геологи. На большую роль термодинамического фактора (т.е. в конечном итоге глубины погружения осадочных пород с рассеянным органическим веществом) для процесса генерации углеводородов неоднократно указывал В.А.Соколов.

Приуроченность скопления нефти и газа к крупным прогибам земной коры, выражающаяся в закономерном расположении месторождений внутри депрессий и по их периферии, а также в зависимости общих запасов углеводородов и числа

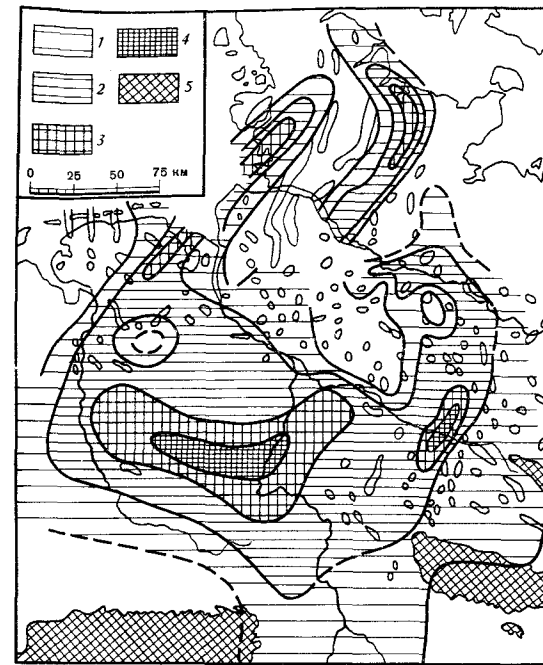
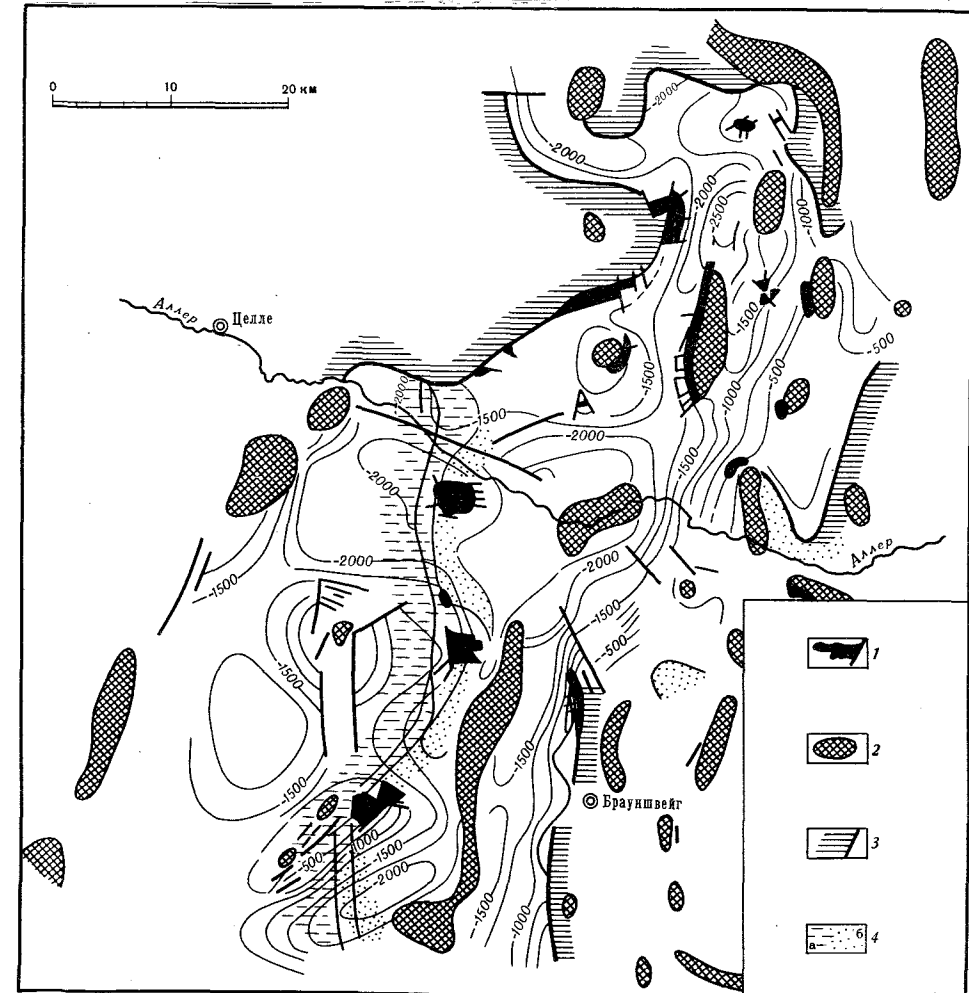


Рис.40. Карта суммарной мощности юрских отложений солянокупольного бассейна ФРГ (по Г.Рихтер-Вернбургу, В.Мотту, 1958)

1 - мощности: до 500 м, 2 - 500-1000 м, 3 - 1000-1500 м, 4 - более 1500 м; 5 - палеозойский фундамент

Рис.41. Структурная карта по кровле верхнего аалена Гифхорнского трога (по Филиппу и др., 1963)

1 - нефтяные месторождения; 2 - соляные штоки; 3 - граница выклинивания верхнего аалена; 4 - залегание верхнего аалена под нижне-меловыми (а) и третичными (б) отложениями





зон нефтегазонакопления на борту впадин от амплитуды прогибания, должна в первую очередь связываться с благоприятными для генерации и первичной миграции углеводородов термодинамическими условиями, возникающими при погружении осадочных пород. Подробное изучение этого вопроса представляет обширную проблему, касаться которой я здесь не буду.

#### Особенности распределения залежей нефти и газа по разрезу платформенного чехла

Скопления углеводородов в чехле молодых платформ встречаются от нижнепермских отложений (базальные слои чехла в северной части Западно-Европейской эпипалеозойской платформы) до неогеновых отложений (Предкавказье). Так, например, на месторождении Слоктерен в Нидерландах с нижнепермскими отложениями связана крупнейшая по запасам залежь газа. К нижнепермским отложениям приурочены скопления газа и на ряде других месторождений Нидерландов, ФРГ и Польши. В среднемиоценовых отложениях (чокракский горизонт) разведаны залежи газа промышленного значения на месторождениях Северо-Ставропольском и Грачевском в Ставрополье. Скопления газа местного значения встречаются в Предкавказье и в плиоценовых отложениях.

Основные запасы нефти и газа на молодых платформах приурочены к меловым и юрским отложениям. С этими комплексами связаны: все промышленные скопления нефти и газа в пределах крупнейшей нефтегазонасыщенной провинции эпипалеозойских платформ – в Западной Сибири; практически все запасы газа и все скопления нефти на Туранской плите; значительная часть залежей углеводородов в пределах Северо-Германской впадины и основная часть выявленных здесь запасов нефти.

Стратиграфическое положение нефтегазонасыщенных горизонтов определяется рядом геологических факторов и закономерно изменяется в пределах нефтегазонасыщенных областей в зависимости от структурного положения зон нефтегазонакопления и отдельных месторождений. При этом можно указать два противоположных типа закономерного изменения стратиграфического диапазона нефтегазонасыщенности

Первый тип изменения стратиграфического диапазона нефтегазонасыщенности наиболее ярко выражен в пределах Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. Здесь в структурно наиболее погруженных зонах (Багдажинская ступень, юго-восточная часть Чарджоуской ступени) скопления газа и конденсата (а на отдельных месторождениях и нефти) встречаются в юрских отложениях (месторождения Сакар, Самантепе, Култук, Уртабулак и др.). В пределах наиболее приподнятой северо-западной части Чарджоуской ступени залежи обнаруживаются в юрских и меловых отложениях (месторождения Учкыр, Гугуртли и др.); такое же распределение залежей устанавливается и в относительно опущенной юго-восточной части самой высокой в структурном отношении Бухарской ступени (месторождения Карактай, Северный Мусарек и др.). Наконец, в наиболее высоко приподнятых структурах Бухарской ступени залежи встречаются только в меловом комплексе (нижний мел – сеноман), как, например, на Газлинском месторождении.

Этот тип распределения залежей по разрезу в целом характерен и для других нефтегазонасыщенных областей Туранской плиты, а также для нефтегазонасыщенных областей Предкавказья. В Предкавказье, в частности, в наиболее погруженных зонах (восточная часть Прикумского поднятия, Восточно-Кубанский прогиб) за-

лежи нефти, газа и конденсата встречаются преимущественно или исключительно в юрских отложениях; в структурно более высоких зонах скопления углеводородов встречаются в юрских и меловых или преимущественно в меловых отложениях; в наиболее структурно приподнятых зонах (Северо-Ставропольский вал на Ставропольском своде) – только в третичных отложениях.

Таким образом, первый тип закономерного изменения стратиграфического диапазона нефтегазонасыщенности заключается в том, что в наиболее структурно погруженных зонах скопления газа, конденсата и нефти обнаруживаются в юрских отложениях; в пределах следующей, более высокой в структурном отношении зоны или в пределах той же зоны, но в наиболее приподнятых локальных структурах залежи встречаются и в юрских, и в меловых отложениях, наконец, в самых высоких структурных зонах нефтегазонасыщенной области скопления нефти и газа, если они вообще имеются, то сосредоточены главным образом или исключительно в меловых, а в некоторых случаях и в третичных отложениях. Иными словами, первый тип заключается в омоложении продуктивных горизонтов или в расширении стратиграфического диапазона нефтегазонасыщенности за счет более молодых отложений в направлении от глубоких депрессий к сопряженным поднятиям.

Такая особенность стратиграфического размещения залежей в различных тектонических зонах нефтегазонасыщенной области объясняется, во-первых, тем, что нефтегазонасыщенными в пределах эпигерцинской платформы юга СССР являются юрские отложения, во-вторых, особенностями распространения региональных покровов по площади.

Очень важную роль играют здесь верхнеюрские региональные покровы. К ним относятся соленосная толща кимеридж-титонского возраста (гаурдакская свита) в пределах Мургабской и Бухаро-Хивинской нефтегазонасыщенных областей, карбонатно-глинистая толща оксфорд-кимериджа в Мангышлакско-Южно-Устьюртской нефтегазонасыщенной области, глинистые толщи келловея в ряде районов Туранской плиты и Восточного Предкавказья, соленосная толща кимеридж-титона в пределах Восточно-Кубанского прогиба. Эти мощные, практически непроницаемые комплексы фациально замещаются, сокращаются в мощности и полностью выклиниваются в направлении к крупным поднятиям. Иными словами, они теряют свойства региональных покровов в пределах наиболее приподнятых в тектоническом отношении зон. Практически все скопления нефти и газа в меловых отложениях платформенной части юга СССР связаны с зонами отсутствия, резкого сокращения мощности или фациального замещения верхнеюрских региональных покровов.

Роль региональных покровов в стратиграфическом размещении залежей полностью подтверждается и результатами гидрохимического изучения юрских и меловых отложений в Бухаро-Хивинской области и Южно-Мангышлакском нефтегазонасыщенном районе (Е.А.Барс, В.В.Печерников, Л.И.Морозов).

Исключением является установленная промышленная газонасыщенность нижнемеловых красноцветных отложений в Байрам-Алийском районе Мургабской нефтегазонасыщенной области. Мощность сульфатно-галогенной гаурдакской свиты верхней юры здесь достигает 1200 м. Это дает основание В.А. Табасаранскому и др. считать, что скопления газа в пестроцветных отложениях некома являются сингенетичными.

Вторая точка зрения высказана В.Я.Соколовым, Я.А. Пилипом и другими, которые предполагают возможность миграции углеводородов из подсолевых отложений, принимая во внимание резкое изменение фациального состава соленосной толщи: содержание негалитовых пород здесь составляет около 50%. О миграции

через соленосную толщу, по их мнению, свидетельствуют следы эпигенетичных битумов, обнаруженные внутри гаурдакской свиты.

Согласно третьей точки зрения (И.М.Алиев и др.), нефтегазопроизводящими являются карбонатно-терригенные породы верхней части гаурдакской свиты кимеридж-титонского возраста. Из них на ряде площадей получены газо-водяные притоки с содержанием в газе тяжелых углеводородов до 40%. На Южно-Июлтанской площади из межсолевых доломитов получен промышленный приток нефти. Породы верхней части свиты обогащены органическим веществом, содержащим как сингенетичные, так и эпигенетичные битумы. Таким образом, эта точка зрения также предусматривает формирование залежей газа в красноцветах неокома за счет вертикальной миграции, но не из подсолевых, а из межсолевых отложений юры.

В связи с этим интересно, что в центральной части Чарджоуской ступени сульфатно-галогенная толща имеет мощность всего 25-30 м (Аккун, Кульбеш-как), из них на долю солей приходится 5-10 м. Тем не менее, в этом районе соленосная толща должна рассматриваться как региональная покрывка, поскольку на этих площадях залежи установлены только в подсолевой толще юры и отсутствуют в надсолевом комплексе. Это позволяет считать, что галитовая пачка мощностью 5-10 м может служить региональной покрывкой.

Вопрос о формировании залежей в Байрам-Алийском районе весьма сложен. Приведенные выше данные позволяют считать, что даже маломощные пачки солей могут играть роль непроницаемых упоров. В то же время наличие сухого газа в отложениях неокома и нарастание роли тяжелых углеводородов в верхней части гаурдакской свиты служат признаками формирования залежей в меловых отложениях за счет вертикальной миграции из межсолевых или подсолевых отложений.

Экранирующие свойства покрывок, сложенных сульфатно-галогенными породами, кроме мощности и чистоты солей, зависят еще от глубины их залегания. Например, на Кокмиарской площади в юго-западных отрогах Гиссара из красочетных песчаников надсоленосной толщи имел место выброс газа. Здесь соленосная толща отличается большой мощностью, но залегает на небольших глубинах - около 800 м. В тех районах, где даже маломощные пачки соли играют роль непроницаемых экранов (центральная часть Чарджоуской ступени), галогенная толща залегает на глубинах свыше 2000 м.

В пределах Южно-Мангышлакской нефтегазосной области основные запасы нефти и газа приурочены к ниже-среднеюрско-келловейским терригенным отложениям. Однако на месторождении Узень, занимающем наиболее высокое структурное положение, установлены сравнительно небольшие газовые залежи в меловых отложениях. Практически непроницаемой толщей здесь являются глинисто-мергельные отложения большей части верхнеюрского отдела (верхний келловей - оксфорд - кимеридж). В направлении от центральной части депрессии к бортовой зоне происходит значительное сокращение мощности покрывки и изменяется ее литологический состав. Уменьшение мощности обусловлено главным образом преднеокомским размывом, полностью уничтожившим на Узени отложения кимериджа и частично оксфорда. На месторождении Узень глинисто-карбонатная толща мощностью около 120 м является экраном для нефти, но проницаема для пластовых вод и газа. Здесь, возможно, наблюдаются условия, близкие к граничным.

Экранирующие свойства глинистых покрывок, помимо мощности, в значительной степени определяются также их литолого-минералогическим составом.

Исследования И.Д.Эхуса (1967 г.) Южно-Мангышлакской нефтегазосной области показали, что в среднеюрских и, особенно, в нижнеюрских отложениях

глинистые разделы не могут служить надежными покрывками, так как они характеризуются высоким содержанием каолинита, обладающего минимальной сорбционной емкостью, что повышает их проницаемость. В келловейских глинах и в остальной части верхнеюрского разреза преобладающим глинистым минералом является монтмориллонит или смешанно-слоистые образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, способные к набуханию. Это в значительной степени снижает их проницаемость и улучшает экранирующие свойства покрывки.

Полное выклинивание и размыв верхнеюрской региональной покрывки, вероятно, приводит к полному перетоку углеводородов (по крайней мере, газа) из юрских отложений в меловые. Примером может служить Центрально-Каракумская газонефтеносная область, где основные запасы газа разведаны в меловых отложениях. Газоносность юрских отложений установлена только на одной структуре на южном погружении Каракумского свода, в зоне нарастания мощностей верхнеюрских отложений.

Помимо верхнеюрских региональных покрывок, в пределах нефтегазосных областей эпигерцинской платформы юга СССР стратиграфическое размещение залежей контролируется и другими региональными покрывками. В частности, важное значение играет площадное распространение глинистой покрывки клансейского возраста (верхний апт). Изменение мощностей меловых региональных покрывок, как и верхнеюрских, в значительной мере происходит в соответствии с современным структурным планом. В связи с этим интересно проследить изменение стратиграфического диапазона газоносности меловых отложений в пределах Бухарской ступени (Бухаро-Хивинская газонефтеносная область). В относительно погруженной юго-восточной части Бухарской ступени (Мубарекский район) клансейская глинистая толща ограничивает вертикальное распространение газовых залежей XII горизонтом (апт). В структурно более приподнятой северо-западной части ступени (Газлинский район) залежи газа встречаются и в более высоких горизонтах, в частности наиболее крупная по запасам залежь приурочена к IX горизонту (сеноман). В Газлинском районе мощность глинистой толщи клансея уменьшается, и толща не играет уже роли региональной покрывки.

Второй тип изменения стратиграфического диапазона нефтегазосности наиболее ярко выражен в пределах Западно-Сибирской плиты (нефтегазосной провинции) в целом и в пределах Северо-Германской нефтегазосной области, приуроченной к одноименной впадине на территории Нидерландов, ФРГ, ГДР. Здесь в сторону наиболее погруженных частей мезозойско-кайнозойских депрессий происходит расширение стратиграфического диапазона нефтегазосности за счет более молодых горизонтов и комплексов.

Так, например, в пределах западной бортовой части Западно-Сибирской нефтегазосной провинции, в Березовском газосном и Шаимском нефтеносном районах, продуктивны базальные верхнеюрско-валанжинские отложения. В пределах центральной части плиты, в Среднеобской нефтегазосной области, обильные нефтегазопроявления отмечены в толще тименской свиты ниже-среднеюрского возраста, а богатейшие по запасам промышленно нефтегазосные горизонты приурочены к песчано-глинистой толще готерива - баррема.

Еще более показательной является Северо-Германская впадина. На востоке впадины, на территории ГДР, где резко сокращается мощность мезозоя и особенно юры и мела, продуктивным является так называемый главный доломит в верхнепермской соленосно-карбонатной толще пехштейна (месторождения Райнкенхаген и Фальштейн). В западном направлении происходит углубление впадины и значительное нарастание мощностей юрских и меловых отложений. Здесь, в глу-

бокких прогибах типа Нижнесаксонского и Гифхорн, стратиграфический диапазон нефтегазоносности резко расширяется. Продуктивными здесь являются отложения от верхней перми (месторождения Хайде, Реден, Бентхейм) до палеогена (месторождение Райтборк), а основные запасы сосредоточены в юрских и меловых отложениях, которые имеют мощность в отдельных прогибах в несколько тысяч метров и, в свою очередь, перекрыты третичным комплексом мощностью до 3000 м.

Такой характер изменения стратиграфического диапазона нефтегазоносности должен, видимо, связываться с наличием в центральных, наиболее глубоких, частях депрессий не одного, а нескольких нефтегазопроизводящих комплексов. Те сингенетично битуминозные свиты, которые в бортовых частях депрессий оказались в неблагоприятных для реализации своих нефтематеринских свойств термодинамических условиях, в присевых частях могут оказаться нефтегазопроизводящими.

Второй тип закономерного изменения стратиграфического диапазона нефтегазоносности присущ только самым глубоким депрессиям.

В пределах Западной Сибири ниже-среднеюрские отложения являются нефтегазопроизводящими на большей части плиты. В относительно погруженных зонах этой огромной депрессии источниками углеводородов, видимо, являются сильно битуминозные верхнеюрско-валанжинские отложения, а в наиболее глубоких прогибах, возможно, и более молодые породы нижнего мела. Закономерности изменения стратиграфического диапазона нефтегазоносности в Западной Сибири рассмотрены также в работе Ф.Г.Гурари, А.Э.Конторовича и др. (1967). В ней приведены схемы, иллюстрирующие постепенное сужение зон благоприятного для нефтегазообразования метаморфизма органического вещества от более древних горизонтов к молодым.

Несколько иначе объясняют повышение этажа нефтегазоносности в центральной части Западно-Сибирской провинции Г.П.Сверчков и Г.П.Евсеев (Условия формирования..., 1967). Эти исследователи связывают нефтегазоносность готеривско-барремского комплекса в Среднем Приобье с миграцией углеводородов из тыманской свиты через глины и аргиллиты марьяновской свиты по разрывам и зонам трещиноватости, ссылаясь на то, что разрывы широко развиты в Среднем Приобье. С этим положением трудно согласиться, так как разрывы, если они даже и существуют, имеют очень небольшую амплитуду, а мощность преимущественно глинистой толщи верхней юры - валанжина превышает 200 м.

В Северо-Германской впадине главный доломит является нефтегазопроизводящим практически на территории всей впадины. В глубоких мезозойских прогибах нефтегазопроизводящими являются, кроме того, и юрские отложения.

Второй тип изменения стратиграфического диапазона нефтегазоносности, т.е. омоложение продуктивных горизонтов в направлении к центральным, наиболее глубоким частям депрессий, иногда накладывается на первый тип. Один из примеров был приведен выше - это промышленная газоносность готеривских пестроцветных отложений в пределах Марийского поднятия и Байрам-Алийского вала в Мургабской впадине на юго-востоке Туранской плиты. Вторым примером можно видеть в наиболее погруженных районах Южного Мангышлака. Здесь на площадях Курганбай и Дунга, расположенных в зонах погружения мелового комплекса на глубины до 3000 м и более, установлена нефтегазоносность этого комплекса, хотя на относительно приподнятых структурах (Теньге, Жетыбай и др.) меловые отложения не содержат скоплений углеводородов, и только на самой высокой Узеньской структуре в меловых горизонтах установлены вторичные газовые залежи. Сингенетичность нефтегазоносности меловых отложений в наиболее погру-

женных зонах Южного Мангышлака (далекая опущенная западная периклиналь Беке-Башкудукского вала и присевая зона Жазгурлинского прогиба) может подтверждаться иным характером меловой нефти (меньшее содержание парафина, меньшая смолистость, меньший удельный вес) по сравнению с юрской. Таким образом, продуктивность меловых отложений здесь связана, видимо, с расширением стратиграфического объема пород, вовлеченных в генерацию углеводородов.

Н.Ю.Успенская (1967а), рассматривая распределение залежей по разрезу чехла молодых платформ, пришла к выводу о закономерной приуроченности нефтеносных горизонтов к трансгрессивным частям циклов второго порядка. При этом скопления углеводородов в горизонтах, приуроченных к трансгрессивным сериям, она рассматривает как сингенетичные. Эту закономерность Н.Ю.Успенская связывает с тем, что в трансгрессивные стадии седиментационных ритмов часто возникают восстановленные условия осадконакопления, благоприятные для захоронения органического вещества.

Однако не ко всем трансгрессивным сериям приурочены скопления нефти и газа. Внимательное рассмотрение этого вопроса показывает, что сингенетично нефтегазоносными являются те битуминозные толщи (действительно наиболее часто приуроченные к трансгрессивным сериям), которые в соответствующих нефтегазоносных областях оказались погруженными на глубины 3000 м и более; в результате они оказались в условиях, благоприятных для первичной миграции углеводородов.

Таким образом, стратиграфический диапазон нефтегазоносности контролируется положением в разрезе нефтегазопроизводящих комплексов и пространственным развитием региональных покровов. Наблюдаемые особенности размещения залежей указывают на то, что источниками углеводородов в чехле молодых платформ особенно часто являются базальные формации чехла: угленосная юрская в пределах Западно-Сибирской, Туранской и Предкавказской плит, цехштейн в северной части Западно-Европейской платформы и т.д. Это и понятно, так как базальные формации в первую очередь попадают в благоприятные для первичной миграции углеводородов термодинамические условия. В связи с этим для нефтегазоносности важное значение имеет характер базальной формации чехла. Угленосные формации должны рассматриваться как благоприятный показатель, а пестроцветные базальные формации в депрессиях сравнительно небольшой глубины - как неблагоприятный.

Наличие нескольких нефтегазогенерирующих комплексов в разрезе платформенного чехла можно предполагать только для наиболее глубоких платформенных депрессий, таких, как Северо-Германская впадина, наиболее погруженные зоны Западно-Сибирской плиты, а также окраинных впадин - Аквитанской и Южно-Германской и передовых альпийских прогибов.

Источниками углеводородов (особенно газа) для коллекторов в платформенном чехле могут в отдельных случаях служить орогенный комплекс фундамента и переходный комплекс, особенно в случае развития в этих структурных этажах мощных угленосных формаций, не претерпевших значительного метаморфизма до начала платформенной стадии. В частности, газовые залежи в нижнепермских отложениях на месторождениях Слотхерен, Дельфицил и других в северо-восточной части Нидерландов, как уже указывалось, возникли, видимо, за счет миграции из средне-верхнекаменноугольных отложений, образующих здесь переходный комплекс на каледонском складчатом основании. Поступление газа из триасовых пород переходного комплекса в платформенный комплекс возможно и в Западном Предкавказье.

Роль региональных покровов, их стратиграфического положения и площадного распространения в распределении залежей по разрезу и в концентрации запасов в горизонтах, непосредственно перекрытых региональной покровной, выступает достаточно ярко не только в рассмотренных случаях с одним нефтегазопроизводящим комплексом (Бухаро-Хивинская область и другие районы), но и при наличии нескольких нефтегазопроизводящих толщ в разрезе.

#### Дифференциальное размещение нефти и газа по стратиграфическим комплексам и структурным зонам

В СССР большая часть добычи газа в настоящее время осуществляется на территории молодой платформы, разведанные запасы которого составляют уже более 70% от общесоюзных. Роль молодых платформ в общем балансе запасов газа растет значительно быстрее, чем в общем балансе запасов нефти. Молодые платформы в целом отличаются от других крупных тектонических зон земной коры резким преобладанием газа в общем балансе запасов углеводородов.

Это может быть обусловлено несколькими причинами. Меньшее, по сравнению с древними платформами, геологическое время существования залежей и меньшая нарушенность разрывами, по сравнению с окраинными зонами складчатых областей, препятствовали на молодых платформах дегазации недр. Определенную роль в преобладании газа над нефтью может играть и состав исходного органического вещества. Это связано с тем, что нефтегазопроизводящие свиты на молодых платформах в значительной мере связаны с базальными угленосными формациями чехла. В отдельных районах, кроме того, весьма вероятно поступление углеводородов из пород переходных комплексов в коллекторы платформенного покрова. Эти углеводороды скорее всего должны представлять "глубинный" метан, генерируемый при повторном, более глубоком метаморфизме рассеянного органического вещества переходных комплексов.

Характер дифференциального размещения скопления жидких и газообразных углеводородов по стратиграфическим комплексам и структурным элементам в пределах молодых платформ также в значительной мере специфичен, иной, чем в основных нефтегазонасных областях древних платформ. В наиболее крупной нефтегазонасной области Западно-Европейской платформы – Северо-Германской – дифференциальное размещение залежей жидких и газообразных углеводородов наиболее четко проявляется в вертикальном разрезе и существенно менее определено – по структурным элементам чехла. Основные запасы газа сосредоточены здесь в нижней части платформенного комплекса. Наиболее крупные по запасам залежи газа обнаружены в северной (эпикаледонской) части Северо-Германской впадины в нижнепермских отложениях (месторождения Слехтерен, Дельфицил, Аннервен – на территории Нидерландов; Гроткузен, Вустров – на территории ФРГ); кроме того, газовые залежи обнаружены в ряде районов в верхнепермских и триасовых отложениях. Промышленная нефтеносность здесь связана главным образом с юрскими и нижнемеловыми отложениями, в меньшей мере – с верхнепермскими.

Дифференциальное размещение нефти и газа в Северо-Германской впадине обусловлено главным образом различным стратиграфическим положением их источников. Крупнейшие газовые залежи в красном лежне образованы, видимо, за счет миграции из каменноугольных пород, относящихся к переходному комплексу на каледонском складчатом основании, а нефтепроизводящие свиты здесь приурочены к пещштейну и к юре (в наиболее глубоких прогибах).

Крупные разведанные запасы газа на эпипалеозойских платформах часто сосредоточены в наиболее молодых (в данной нефтегазонасной провинции) продуктивных горизонтах, при этом чисто газовые или преимущественно газовые скопления обнаруживаются в наиболее высоких структурных зонах. Наиболее ярко эта особенность проявляется на территории эпипалеозойских плит в пределах СССР. Подтверждением ее могут служить газовые месторождения Ставрополя, кряжа Карпинского и других районов. Формирование газовых залежей в наиболее молодых горизонтах на наиболее высоких структурах связано с большей подвижностью газа, с большей способностью его к межпластовой миграции. Скопления газа в более молодых продуктивных горизонтах в подавляющем большинстве случаев должны рассматриваться как вторичные по отношению к вмещающим породам.

Таким образом, в макроплане характер дифференциации жидких и газообразных углеводородов на молодых платформах не подчиняется закону ступенчатой миграции (дифференциального улавливания).

Однако следует иметь в виду, что часто встречающаяся на молодых платформах приуроченность газовых залежей к наиболее приподнятым структурным зонам представляет собой, так сказать, валовую закономерность.

При рассмотрении соотношений скоплений нефти и газа по какому-либо одному комплексу выявляется обычно противоположная закономерность размещения: в структурно приподнятых зонах нефтегазонасной области или в наиболее высоких структурах встречаются преимущественно нефтяные залежи, а в погруженных зонах – газовые и газоконденсатные.

Рассмотрим дифференциацию нефти и газа в юрском терригенном комплексе (аален – средний келловей) в пределах Жетыбай-Узенской зоны нефтегазонакопления в Кжно-Мангышлакско-Устюртской нефтегазонасной области. Жетыбай-Узенская зона нефтегазонакопления приурочена к одноименной структурной ступени на северном борту Жазгурлинского прогиба. Вкrest простирания ступени здесь выделяется несколько кулисообразных зон локальных поднятий. Каждая южная зона несколько опущена по отношению к смежной с ней с севера цепочке локальных структур. Расположенный южнее ступени Жазгурлинский прогиб может рассматриваться в качестве зоны нефтегазообразования. На самом северном поднятии ступени (Узень) соотношение выявленных запасов газа и нефти в рассматриваемом комплексе составляет около 1:200; в центральной части ступени (Жетыбай) – приблизительно 1:5; у южного края ступени (Тенге) – около 5:1.

Аналогичным образом дифференцированы жидкие и газообразные углеводороды в юрских отложениях Бухаро-Хивинской области. Здесь в пределах структурно наиболее приподнятой Бухарской ступени в юрских отложениях встречаются газовые (Караулбазар, Сарыташ) и газонефтяные (Джаркак, Караиз, Северный Мубарек, Карабаир, Карактай, Кызылрабат и др.) залежи. На относительно погруженной Чарджуоской ступени в юрских отложениях обнаруживаются преимущественно газоконденсатные залежи (Учкыр, Кульбешкак, Аккум, Самантепе, Култук, Памук, и др.). Такая же закономерность распределения газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей в юрском комплексе выявляется и в Восточном Предкавказье, в Прикумской нефтегазонасной области.

Таким образом, при анализе фазовой дифференциации углеводородов в пределах юрского нефтегазонасного комплекса, который в перечисленных районах может рассматриваться как сингенетично нефтегазонасный, устанавливаются закономерности распределения нефти и газа, соответствующие так называемому закону ступенчатой миграции (дифференциального улавливания).

Приуроченность преимущественно нефтяных залежей к наиболее приподнятым структурным зонам нефтегазоносной области, а преимущественно газоконденсатных — к относительно погруженным в ряде случаев может быть объяснена растворением нефти в газе в условиях повышения пластовых давлений (в погруженных зонах), или выпадением жидких углеводородов из газовой фазы при попадании в зону с более низкими пластовыми давлениями. С таких позиций, например, удастся объяснить существование практически только газоконденсатных залежей в карбонатной пре (верхний келловей — оxford) в пределах Чарджоуской ступени в Бухаро-Хивинской области. Здесь пластовые давления в юрских карбонатных отложениях составляют 300–580 ат, против 100–200 ат в том же комплексе на Бухарской ступени, где развиты преимущественно нефтегазоконденсатные залежи. При этом следует иметь в виду, что в Бухаро-Хивинской области газ резко преобладает в общем балансе запасов углеводородов, составляя около 97%.

Однако рассматриваемые соотношения нефти и газа по структурным зонам в одном нефтегазоносном комплексе не во всех конкретных случаях могут быть объяснены растворением нефти в газе. Так, например, этот механизм не может быть привлечен для объяснения особенностей дифференциации нефти и газа в юрском терригенном комплексе в пределах Жетйбай-Узеньской ступени, вкост простирается которой термодинамические условия изменяются в общем незначительно, а соотношения запасов газа и нефти — очень резко. По расчетам Т.П. Жузе, для того чтобы нефть в залежах Жетйбайского месторождения полностью растворилась в газе, необходимо погружение залежей на глубины около 12 км. Только на таких глубинах могут быть условия (давление 1200 ат) для растворения нефти в газе при тех конкретных их первичных соотношениях, которые установлены на Жетйбайском месторождении. Но таких глубин нет не только в пределах Жетйбай-Узеньской ступени, но и в сопредельном с ней Жазгурлинском прогибе. Здесь дело, конечно, в особенностях формирования залежей — скорее всего, в стадийности миграции жидких и газообразных углеводородов из зоны нефтегазообразования (Жазгурлинский прогиб) в зоны нефтегазоаккумуляции.

Залежи газа, связанные с меловыми и палеогеновыми отложениями в наиболее приподнятых структурных зонах в пределах Предкавказской и Туранской плит, содержащие основные запасы газа этой территории, обязаны своим формированием большей миграционной способности газа, особенно его большей способности к вертикальной миграции. С последней следует связывать и образование крупных газовых залежей в альб-сеноманской терригенной толще на севере Западной Сибири.

Газовые и газоконденсатные залежи в наиболее глубоких структурных зонах в сингенетично нефтегазоносных комплексах (например, в юрских отложениях Бухаро-Хивинской, Мангышлакско-Южно-Устьуртской и Прикумской нефтегазоносных областей) образованы частично в результате растворения нефти в газе в условиях повышенных пластовых давлений при первичном преобладании газа в общих запасах углеводородов, а частично обусловлены стадийностью миграции тяжелых (жидких) и легких углеводородов из зон нефтегазообразования в зоны нефтегазоаккумуляции.

В свете данных, приведенных В.А. Соколовым в докладе на Всесоюзном совещании по генезису нефти и газа в Москве в 1968 г., стадийность миграции углеводородов из зон нефтегазообразования представляется следующим образом. Первоначально в нефтегазопроизводящем комплексе начинает генерироваться ме-

тан, затем (по мере достижения более жестких термодинамических условий) начинается миграция тяжелых углеводородов, наконец, при еще больших погружениях продуцирующих свит происходит дополнительная генерация метана. Исходя из таких представлений, первичное преобладание газа в наиболее погруженных структурных зонах (т.е. приближенных к зонам нефтегазообразования) может быть объяснено не только "ступенчатой миграцией", т.е. обгоном газом нефти в процессе их миграции по восстанию пластов, но и поступлением дополнительных порций газа в результате наиболее поздней генерации метана, который в процессе миграции насыщает в первую очередь наиболее погруженные ловушки.

Суммарные разведанные запасы газа в наиболее погруженных структурных зонах в сингенетично нефтегазоносных комплексах в настоящее время еще сравнительно невелики, но в ближайшие годы в связи с поисково-разведочным бурением в глубоких депрессиях будут непрерывно наращиваться.

Таким образом, дифференциальное размещение жидких и газообразных углеводородов в чехле молодых платформ определяется рядом различных факторов. Важнейшими из них являются: различное стратиграфическое положение преимущественно нефтепроизводящих и газопроизводящих свит, большая миграционная способность газа по сравнению с нефтью; растворение нефти в газе при повышении давления и обратный процесс — выпадение жидких углеводородов из газового раствора при снижении пластовых давлений; стадийность миграции тяжелых и легких углеводородов, приводящая к распределению нефти и газа по структурным зонам в пределах одного нефтегазоносного комплекса в соответствии с законом ступенчатой миграции. Роль этих факторов в различных нефтегазоносных провинциях различна.

#### Некоторые общие выводы

Молодые платформы содержат крупные запасы нефти и газа и являются одной из важнейших категорий крупных нефтегазоносных структурных зон земной коры.

Промышленные скопления нефти и газа встречаются на молодых платформах от каменноугольных до неогеновых отложений, однако основные запасы сосредоточены в юрских и меловых отложениях. Приуроченность большей части запасов углеводородов к мезозойской группе отложений — специфическая особенность нефтегазоносности эпипалеозойских платформ.

Палеозойские отложения (исключая пермские на отдельных молодых плитах) входят в состав фундамента или переходных комплексов. Эти доплатформенные структурные этажи в целом гораздо менее перспективны для поисков промышленных скоплений нефти и газа, чем платформенный мезозойско-кайнозойский чехол. Вместе с тем, в некоторых районах породы переходного комплекса и орогенного комплекса фундамента являются источниками углеводородов для формирования залежей в чехле эпипалеозойских платформ. С доплатформенными комплексами связаны главным образом газопроизводящие свиты.

Другая важная особенность нефтегазоносности молодых платформ заключается в самой высокой роли газа в общем балансе запасов углеводородов по сравнению с другими крупными категориями тектонических зон земной коры.

Важнейшей общей закономерностью размещения скоплений нефти и газа в чехле молодых платформ является сопряженность нефтегазоносных областей и зон нефтегазоаккумуляции с крупными и глубокими платформенными депрессиями. Последние следует рассматривать в качестве зон нефтегазообразования. В этом отно-

шении эпипалеозойские платформы не могут быть противопоставлены другим структурным зонам земной коры, однако на молодых платформах эта закономерность выявляется наиболее ярко.

Стратиграфическое размещение залежей нефти и газа в платформенном чехле определяется положением в разрезе нефтегазопроизводящих свит и пространственным развитием региональных покровов. В случае наиболее глубоких депрессий от их периферии к центральным частям наблюдается расширение стратиграфического диапазона нефтегазоносности за счет более молодых отложений (например, в Северо-Германской нефтегазонасной области). Это связано с появлением в наиболее погруженных зонах новых, стратиграфически более высоких нефтегазопроизводящих свит. Существует и противоположный тип закономерного изменения стратиграфического диапазона нефтегазоносности: сужение стратиграфического интервала распределения залежей за счет более молодых горизонтов при переходе к более погруженным зонам (например, в Бухаро-Хивинской нефтегазонасной области). Это связано с появлением в погруженных зонах мощных, практически непроницаемых толщ при неизменном положении в разрезе нефтегазопроизводящих свит.

Дифференциальное размещение нефти и газа по стратиграфическим комплексам и структурным зонам определяется действием нескольких факторов: различным стратиграфическим положением преимущественно нефтепроизводящих и газопроизводящих свит, большей миграционной способностью газа, растворением нефти в газе при повышении пластовых давлений, стадийностью миграции тяжелых и легких углеводородов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный сравнительный анализ материалов по различным молодым платформам позволил прийти к следующим общим выводам.

Становлению типично платформенного режима в зонах палеозойской и, в некоторых случаях, позднедопалеозойской складчатости предшествовала особая переходная стадия развития. Эта стадия охватывала период геологической истории от окончания основной складчатости до начала первых широких платформенных трансгрессий. Характер тектонического развития в переходную стадию зависел от возраста складчатости. В связи с этим целесообразно различать брахигеосинклинальный этап – переходную стадию развития байкалит и каледонид и тафрогеосинклинальный этап – переходную стадию развития герцинид. Для брахигеосинклинального этапа характерно формирование слабо вытянутых или изометричных наложенных впадин, а для тафрогеосинклинального – узких и глубоких грабенов. Тектонические характеристики брахигеосинклинального и тафрогеосинклинального этапов имеют и другие черты различия.

В структуре платформенного чехла молодых платформ находят отражение особенности доплатформенного тектонического плана, образованного в геосинклинальную и переходную стадии развития. Устанавливается многообразие форм проявления унаследованности. Наиболее широкое распространение имеет не наследование отдельных складчатых структур или разломов, а общая зависимость характера платформенных структур от возраста консолидации фундамента и, видимо, от типа его складчатой структуры, при этом в чехле наследуются простирающиеся складчатых и разрывных структур фундамента.

В некоторых случаях в чехле эпипалеозойских платформ отражаются структурные простирающиеся допалеозойского комплекса, погребенного под геосинклинальными сериями палеозоя. С наследованием допалеозойских тектонических простирающихся связаны поперечные (по отношению к структурному плану палеозойского складчатого фундамента) структуры в чехле некоторых районов молодых платформ.

Изучение формационных рядов чехла молодых платформ позволяет сделать вывод о том, что вся платформенная стадия представляет единый крупный ритм (мегацикл) геологического развития. Мезозойско-кайнозойский мегацикл осложняется цикличностью второго порядка, с которой связано повторение в разрезе одноименных формаций. Сравнение формаций чехла молодых и древних платформ показывает не только наличие определенных черт сходства, но и некоторые отличия. Последние особенно ярко выступают при сравнении формаций молодых платформ с формациями так называемых устойчивых (стабильных) древних платформ (например, Русской и Северо-Американской) и связаны с относительно высокой тектонической подвижностью молодых платформ.

Формирование структур чехла представляет собой длительный и неравномер-

ный процесс. Отмечается асинхронность этапов ускоренного и замедленного развития платформенных структур. Вместе с тем для большинства структур этапом наиболее интенсивного формирования был начальный этап платформенной стадии развития. В ряде районов в самом конце мелового периода или в кайнозой от- мечалось усиление тектонической дифференциации, которое иногда (но не всегда) сопровождалось перестройкой структурного плана.

Для молодых платформ, как и для древних, характерны эффузивные проявле- ния и очень мало характерны интрузии как гранитоидного, так и основного со- става. Этапы активизации эффузивной деятельности на молодых платформах в целом асинхронны, но на каждой отдельной молодой платформе устанавливаются два основных этапа усиления магматических проявлений. Первый из них приу- рочен к началу образования платформенного чехла, а второй – к эпохе смены максимальных по широте трансгрессий постепенно прогрессирующими регрессия- ми и растянут на всю вторую (меньшую по продолжительности) половину мезозой- ско-кайнозойского мегацикла развития. Таким образом, наиболее значительная эффузивная деятельность на молодых платформах совпадала во времени с эпоха- ми общей активизации структурной дифференциации.

Среди структурных элементов чехла молодых платформ развиты структуры, как свойственные древним платформам, так и мало характерные или не встречающиеся на них вообще. К числу таких специфических структурных элементов чехла мо- лодых платформ относятся крупные линейные депрессии – системы прогибов и крупные линейные поднятия, а также некоторые типы валообразных поднятий. Наиболее определенно можно говорить о специфичности туаркырского и прикум- ского типов валообразных поднятий. Первый тип, широко представленный на Туран- ской, а также Предкавказской и Западно-Сибирской плитах, объединяет высо- коамплитудные поднятия с длительной историей развития, наследующие зоны проявления активной складчатой или глыбовой тектоники тафрогеосинклинально- го этапа развития. К прикумскому типу, распространенному по Предкавказской плите, в отдельных районах Западно-Европейской платформы, на западе За- падно-Сибирской плиты и на Восточно-Австралийской платформе, относятся весьма протяженные цепочки локальных поднятий небольшой амплитуды, согласо- ющиеся в своем простирании со складчатыми структурами фундамента и часто не- согласующиеся с контурами более крупных структур чехла.

Формирование этих специфических структур чехла связано с явлением насле- дования, т.е. отражения в платформенном чехле тех или иных элементов доплат- форменного структурного плана.

На молодых платформах устанавливается широкое распространение независи- мости структур среднего масштаба от более крупных элементов тектоники чехла, что связано с взаимным наложением различных структурообразующих факторов и, в частности, с проявлением унаследованности.

Специфические структуры чехла молодых платформ и несогласованность (не- зависимость) структур разных масштабов наиболее характерны для тех зон эпи- палеозойских плит, где фундамент образован позднепалеозойскими складчатыми сооружениями. Области с догерцинским фундаментом характеризуются существен- но большим сходством с древними платформами по структурным особенностям чехла.

Главнейшими полезными ископаемыми молодых платформ являются нефть и газ. Основные разведанные запасы их и основные перспективы обнаружения новых месторождений связаны с платформенным чехлом. Важнейшая общая законо- мерность размещения скоплений нефти и газа в чехле молодых платформ выража-

ется в определенной пространственной связи нефтегазоносных областей с круп- ными и глубокими платформенными депрессиями, которые следует рассматривать в качестве зон нефтегазообразования. Устанавливается, что продуктивность зон нефтегазообразования зависит и от глубины погружения платформенного комплекса осадочных пород. В отдельных случаях источниками углеводородов (особенно газов) служили формации переходных комплексов, а иногда и ороген- ного комплекса фундамента. Наибольшую роль в качестве газопроизводящих ком- плексов играли угленосные формации брахигеосинклинального комплекса в кале- донидях Северо-Германской впадины.

Устанавливаются два основных противоположных типа закономерного измене- ния стратиграфического диапазона нефтегазоносности в зависимости от струк- турного положения зон нефтегазообразования, которые отмечаются в различных нефтегазоносных областях. Стратиграфическое размещение залежей нефти и газа в чехле молодых платформ в общем случае определяется числом и положением в разрезе нефтегазопроизводящих свит и развитием региональных покровов. Рас- ширение стратиграфического диапазона нефтегазоносности за счет более моло- дых горизонтов в наиболее погруженных зонах связывается с появлением в при- осевых частях депрессий новых, более молодых нефтегазопроизводящих свит. Сужение стратиграфического диапазона нефтегазоносности в погруженных зонах других нефтегазоносных областей связывается с появлением в этих зонах регио- нальных покровов при неизменном стратиграфическом положении свит, продуци- рующих нефть и газ.

Проведенный анализ показывает, что молодые платформы имеют много важных общих черт строения и развития с древними платформами. Для обеих групп плат- форм общим является наличие фундамента и чехла, отражающих две важнейшие стадии развития платформ; наличие переходного комплекса, отражающего особую, предчехольную (переходную), стадию развития. Чехол древних и молодых плат- форм включает практически одинаковый набор формаций, которые резко отлича- ются от формаций геосинклинальных областей и которые с полным основанием можно называть платформенными. В чехле древних и молодых платформ развит ряд одинаковых типов структурных элементов. Эти платформы сходны и по ха- рактеру магматизма в платформенную стадию развития. По характеру тектониче- ского режима молодые платформы в целом имеют гораздо больше сходства с дре- вними платформами, чем с любой другой категорией крупных структурных зон зем- ной коры. Этим полностью оправдывается принадлежность молодых платформ к платформам вообще. Поэтому нельзя согласиться с Ю.М.Шейнманном, Т.Н.Спижар- ским и другими исследователями, отрицающими правомерность выделения молодых платформ и предлагающих для этих зон земной коры новые названия. С чехлом древних и молодых платформ связан близкий по составу набор полезных ископае- мых, а типы месторождений нефти и газа – важнейших полезных ископаемых плат- форм – практически одинаковы и на древних, и на молодых платформах.

Вместе с тем молодые платформы имеют ряд существенных отличий от древних платформ.

Кроме стратиграфических соотношений между фундаментом, переходным ком- плексом и чехлом (что ясно уже из самого понятия о молодых платформах), эпипалеозойские платформы отличаются от древних прежде всего ярким проявле- нием унаследованности, т.е. отражением в структуре чехла тех или иных эле- ментов тектоники доплатформенных комплексов.

Другой особенностью молодых платформ является их большая тектоническая активность, выражающаяся в больших скоростях тектонических движений по срав- нению с древними платформами, особенно с так называемыми стабильными дре- вними платформами.

Эти важнейшие специфические черты тектоники молодых платформ, в свою очередь, определили ряд других особенностей: меньшую роль перестроек структурного плана в процессе развития молодых платформ, большую роль терригенных формаций и большую роль неустойчивых минералов в составе терригенных формаций чехла молодых платформ, широкое развитие крупных линейных структур в чехле молодых платформ, часто встречающихся на молодых платформах независимость более мелких структур (особенно структур среднего масштаба) от более крупных тектонических элементов чехла и др.

Общие специфические черты тектоники молодых платформ определяют самостоятельность последних как крупной категории структурных зон земной коры.

При наличии общих закономерностей строения и развития имеется ряд индивидуальных особенностей, отличающих отдельные молодые платформы и даже отдельные плиты в пределах платформы. Закономерности структурного развития, ярко выступающие на одной плите, могут не проявляться на другой.

Индивидуальные особенности отдельных молодых платформ весьма ярко проявляются, например, в том, что на разных молодых платформах развиты различные типы крупных структурных элементов чехла. Это обстоятельство не позволяет механически, без соответствующего анализа, переносить все особенности одной молодой платформы на другую.

Дальнейший углубленный анализ общих и индивидуальных особенностей тектоники молодых платформ целесообразно проводить с использованием количественных методов. Новые геолого-геофизические материалы и более строгие методы анализа позволят уточнить и дополнить сделанные на данном этапе выводы об особенностях тектоники молодых платформ. Уточнение и конкретизация выводов о закономерностях размещения скоплений нефти и газа, кроме того, должны базироваться на результатах экспериментальных исследований изменения органического вещества в процессе диагенеза и катагенеза, механизма первичной миграции углеводородов и формирования залежей нефти и газа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акрамходжаев А.М., Федотов Ю.А., Минакова Н.Е., Ибрагимов З.М., Жукова Е.А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.
- Алексин А.Г., Безбородов Р.С. и др. Нефтегазоносность Восточного Предкавказья. - Труды Компл. Южн. Геол. Эксп., 1958, вып. I. М. Гостоптехиздат.
- Алиев И.М., Дикенштейн Г.Х., Кравченко Н.Е., Теплицкий В.А. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Туркменской ССР. - Геол. нефти и газа, 1965, № 2.
- Амурский Г.И. О блоковом строении Каракумской области Туранской плиты. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, вып. 4.
- Амурский Г.И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. В кн.: "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Амурский Г.И., Борисов А.А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.
- Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.-Пг., Госиздат, 1923.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Георазведиздат, 1932.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М.-Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, вып. 4.
- Архангельский Н.И. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья. - Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Архипов В.С., Полканова Л.П. О дислоцированности пермотриасовых отложений Устьурта. - Геотектоника, 1966, № 2.
- Атанасов А., Бояджиев С., Богданов С., Иорданов М., Чешитев Г. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1:200 000. - Геотектоника, 1966, № 6.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Курбаниязов К. Тектоника и возможная нефтегазоносность палеозойского фундамента Устьурта и Приуралья. - Вестник Каракалпакск. фил. АН УзССР, 1963, № 3(13).
- Бабаев А.Г. Формации мезозоя Западного Узбекистана. - Докл. АН УзССР, 1958, № 4.
- Бабаев А.Г., Жуковский Л.Г., Зорькин Я.М., Каеш Ю.В., Кушниров И.В., Лебзин Е.В., Симоненко А.Н., Федотов Ю.А. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана. - Новости нефт. и газ. техники, геол., 1962, № 3.
- Бабаев А.Г., Лебзин Е.В. Структура мезозойско-кайнозойских отложений равнинных пространств Западного Узбекистана и история ее формирования. В кн.: "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.



- Бабаев А.Г., Лебзин Е.В., Симоненко А.Н. Этапы развития основных структурных элементов Западного Узбекистана. В кн. "Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий". М., ГОСИНТИ, 1961.
- Бакиров А.А. О классификации и геотектонических закономерностях размещения крупных территорий (региональных зон) нефтегазонакопления в земной коре. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ.пром., 1959, вып.24.
- Бакиров А.А. 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", 1965.
- Безбородов Р.С., Брод И.О. и др. Геологическое строение и история геологического развития Восточного Предкавказья. — Труды Компл. Кавк.Геол.Эксп., 1958, вып.1. М., Гостоптехиздат.
- Белюсов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолиздат, 1954.
- Бенько Е.И., Бханян Е.В., Жданова В.П., Миталев И.А. К вопросу о периодичности тектонических движений. — Геол. нефти и газа, 1965, № 7.
- Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. — Сов.геол., 1954, сб.41.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, вып.1.
- Богданов А.А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. В сб. "Каледонская орогенія". Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Богданов Н.А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., "Наука", 1967.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Бонар Е., Дебурль А., Глаушек Г. и др. Аквитанский бассейн в Юго-Западной Франции. — В сб. "Распространение нефти". Симпозиум американской ассоц. геологов-нефтяников. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Борисов А.А. Глубинные разломы Запада Средней Азии. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Браташ В.И., Бугупов С.В., Печников В.В., Шеломенцов А.И. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Брод И.О. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье в связи с нефтегазоносностью. — Уч. зап. МГУ, 1946, вып. 108, геол., т. 1, кн. 1.
- Брод И.О. Об унаследованности и новообразовании в геологии. В сб. "Философские вопросы естествознания", вып. 3 (геол.-геогр. науки). Изд-во МГУ, 1960.
- Брод И.О., Польстер Л.А., Несмеянов Д.В. Геоструктурное районирование и перспективы нефтегазоносности Предкавказья. — Прил. к геол. нефти, 1958, № 8.
- Брудерер В., Луи М.К. Условия, контролирующее распределение и образование нефти в Рейнском грабене Франции и ФРГ. В сб. "Распространение нефти". Симпозиум американской ассоц. геологов-нефтяников. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Бубнов С. Геология Европы, т. II. Вневальпийская Западная Европа, ч. I. Каледониды и варисциды. Л.-М., 1935.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Бурштар М.С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г., Знаменский В.А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., "Недра", 1966.
- Буялов Н.И., Кельбель Г. Перспективы нефтегазоносности Германской Демократической Республики. — Геол. нефти, 1957, № 1.
- Бэр А.Г. Мезозойская эффузивно-осадочная толща северной части Тургайского прогиба. — Сов. геол., 1958, № 3.
- Варенцов М.И., Ван Цзин-бо, Рябухин Г.Е., Левенко А.И. О геологическом строении мезо-кайнозойских впадин Китая. — В кн. "Тектоника Сибири", т. I. Новосибирск, 1962.
- Варенцов М.И., Дитмар В.И. Основные черты истории развития Тенгизской впадины в среднем и верхнем палеозое. — Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 4.
- Варенцов М.И., Дорошко С.М., Куренков Н.Т. Сравнительная характеристика тектоники и истории геологического развития Зей-Буреинской и других мезо-кайнозойских впадин Советского Дальнего Востока и сопредельных областей Китайской Народной Республики. В кн.: "Вопросы тектоники нефтегазоносных областей". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варенцов М.И., Левенко А.И. О пермо-триасе Туранской плиты. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2.
- Васильев В.Г. О методике определения возраста платформы. — Геол. нефти, 1958, № 3.
- Винюков В.Н. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака. — Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Виссер В.А., Санг Г.К. Нефть и природный газ в северо-восточных Нидерландах. В сб. "Распространение нефти". Симпозиум американской ассоц. геологов-нефтяников. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Воскобойников М.Е. О времени установления платформенного режима в Восточном Приаралье. — Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 1.
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайман В.И. Тектоника Туранской плиты. М., "Наука", 1966.
- Габриелянц Г.А., Блискавка А.Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов. — Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 30.
- Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. — Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника Туранской плиты. В сб. "Деформации пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
- Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. О соотношении верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туранской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Гарецкий Р.Г., Самодуров В.И., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. В кн. "Проблемы региональной тектоники Евразии". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Гассоу У.К. Основные положения гипотезы дифференциального улавливания нефти и газа. В сб. "Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых", вып. 1. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н.Н. Ростовцева. Л., Гостоптехиздат, 1958.

- Геологическое строение Тургайского прогиба. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, вып. 53.
- 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. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. II. Предкавказье. Под ред. А. А. Бакирова. М., Гостоптехиздат, 1964.
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР. Под ред. Н. Н. Ростовцева и А. А. Трофимука. Новосибирск, 1963.
- Геология нефти. Справочник, т. 2, кн. 2. Нефтяные месторождения зарубежных стран. М., "Недра", 1968.
- Геология СССР, т. 44. Западная Сибирь, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Гертнер Г. Р., фон. Платформенный чехол в пределах Федеративной Республики Германии. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Гертнер Г. Р., фон, Ватцнауэр А. Среднеевропейские варисциды. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Гогель Ж. Области развития осадочных нескладчатых толщ во Франции. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований. — Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960а, № 4.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение запада Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн. "Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в Западных районах Средней Азии". М., Гостоптехиздат, 1960б.
- Горшков Г. П. Некоторые теоретические вопросы геотектоники в свете диалектического закона о переходе одного качественного состояния в другое посредством скачка. В сб. "Философские проблемы естествознания", вып. 3 (геол.-геогр. науки). Изд-во МГУ, 1960.
- Грендор М. Ж. Районы древних складчатостей Франции. В кн. "Тектоника Европы". Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Гурари Ф. Г., Конторович А. Э., Микуленко К. И., Трушков П. А., Фомичев А. С. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа в свете представлений о биогенном генезисе нефти (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна). В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Гурари Ф. Г., Куликов П. К., Ровнин Л. И., Ростовцев Н. Н., Рудкевич М. Я. Геологическое строение Западно-Сибирской низменности в свете современных геолого-геофизических данных. В кн. "Деформация пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
- Давлятов Ш. Д. Новая схема тектоники и особенности развития мезо-кайнозойских структур Западного Узбекистана. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Даннинг Ф. У. Британские острова. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Данов А. В., Поливанова А. И. Условия формирования и закономерности размещения газовых и нефтяных месторождений в мезозойских отложениях Восточного Предкавказья и западных областей Средней Азии. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Даракчиев П., Атанасов А., Иорданов М. Главные черты тектонического строения северо-восточной Болгарии. — Труды Карпато-Балканск. геол. ассоц. У съезд. Том IV. Бухарест, 1963.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н., Соколов В. Н., Шаблинская Н. В. Строение досреднеурского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. — Сов. геол., 1962, № 7.
- Дербииков И. В. Элементы тектоники Урало-Сибирской геосинклинальной области. — Труды Горн.-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956, вып. 15.
- Дикенштейн Г. Х. Основные принципы составления тектонической карты юга СССР. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Дикенштейн Г. Х., Полканова Л. П. О возрасте и структурных этапах формирования фундамента Устюрта и Южного Приаралья. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Дикенштейн Г. Х., Аржевский Г. А., Габриэлянц, Г. А., Денисевич В. В. и др. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. М., "Недра" 1965.
- Дитмар В. И. Особенности геологического развития территории Чу-Сарысуйской депрессии в среднем и верхнем палеозое. — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 2.
- Дитмар В. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности" М., "Наука", 1965.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской и смежных депрессий Казахстана. М., "Наука", 1966.
- Дубинский А. Я. Об унаследованных структурах восточного Донбасса. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, вып. I.
- Дубинский А. Я., Ситин Ю. И., Чихачев П. К. Некоторые черты геологического строения и истории развития территории Скифско-Туранской плиты. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Дьяков Б. Ф. Схема геотектонического районирования и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского ареала прогиба земной коры. — Геол. нефти и газа, 1965, № 1.
- Егоян В. Л., Жабров И. П., Котов В. С., Ростовцев К. О. О закономерности размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Предкавказья. — Геол. нефти и газа, 1962, № 7.
- Егупов С. В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Жиньо М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952.
- Завьялов В. М. О формировании залежей нефти и газа Днепровско-Донецкой впадины. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. В кн. "Проблемы региональной тектоники Евразии". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Заубек Р., Машка М. Чешский массив. В кн. "Тектоника Европы". Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000. М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., "Наука", 1966.
- Казаринов В. П. Осадочные формации мезо-кайнозоя. В кн. "Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности". Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — Изв. Акад. наук, 1894, № I.
- Кёльбель Г. Строение фундамента Польско-Германской низменности. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.

- Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В сб. "Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа". Ставрополь, 1960.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ., 1961.
- Князев В.С., Крылов А.Я., Силин Ю.И., Шнип О.А. Новые данные о возрасте пород фундамента запада Средней Азии. - Докл. АН СССР, 1963, т.148, № 3.
- Князев В.С., Крылов А.Я., Силин Ю.И., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Абсолютный возраст мезозойских пород западной и центральной частей Средней Азии. - Докл. АН СССР, 1966, т.166, № 5.
- Козленко С.П. О сущности и формах геотектонической унаследованности. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кондитеров В.Н., Лавров А.А. Кайнозойский вулканизм Бадкхыза. Труды ВСЕГЕИ, нов.серия, 1960, т.42, вып.1.
- Кондрашев С.Н. Глубинная структура, происхождение и история развития Челябинского грабена. - Изв.высш.учеб.зав.Геол. и разведка, 1958, № 3.
- Косыгин Ю.А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии. - Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Коц В.Г. Геолого-геофизическая характеристика региональных разломов Восточной Туркмении. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Коц В.Г., Теплицкий В.А. Тектоническое районирование Восточной Туркмении по данным геофизических исследований. Труды Геол. нефти и газа, 1963, № 5.
- Крашенинников Г.Ф. Осадочный верхний палеозой в каледонидах юга Сибири и северо-запада Европы. В сб. "Каледонская орогенция". Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов.геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Крылов Н.А. Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР. - Геотектоника, 1965, № 2.
- Крылов Н.А. Основные черты региональной тектоники платформенного чехла запада Средней Азии. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР". М., "Наука", 1966а.
- Крылов Н.А. О тектонике платформенного чехла запада Средней Азии. - Геотектоника, 1966б, № 4.
- Крылов Н.А. Некоторые тектонические закономерности размещения скоплений нефти и газа в мезозойских отложениях эпигерцинской платформы юга СССР. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Крылов Н.А. О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Крылов Н.А. Формационные ряды чехла молодых платформ. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы)". М., "Наука", 1970.
- Крылов Н.А., Бурштар М.С., Захаров Е.В. Условия формирования Озексуатско-Величаевской группы поднятий. - Новости нефт.техники, геол., 1960, № 2.
- Крылов Н.А., Дитмар В.И., Летавин А.И. Об особенностях переходных комплексов зон герцинской и каледонской консолидации. Труды АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Крылов Н.А., Летавин А.И. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР". М., "Наука", 1966.
- Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. О геологическом развитии Предкавказья и южной окраины Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1959, т.125, № 6.
- Крылов Н.А., Мясина М.Н., Тимохина И.И., Филина Н.Ф. История тектонического развития запада Средней Азии в мезо-кайнозой. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР". М., "Наука", 1966.
- Кужелов Г.К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. - Сов.геол., 1957, сб.59.
- Кузнецов С.С. Геология (динамическая геология). М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Куликов П.К., Погорелов Б.С. Новые данные о возрасте фундамента Западно-Сибирской плиты и перспективах нефтегазоносности доюрских отложений. - Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая информ., 1968, вып.1.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". Мат-лы второго Всес. тектонич.совещ. в Душанбе., М."Наука", 1964.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Лазарев В.С. Локальные структуры эпигерцинских платформ (на примере Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит). Автореф. канд.дисс.Л., 1966.
- Лебзин Е.В. Принципы тектонического районирования Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. В кн. "Тектоника Туркмении". М., "Наука", 1966.
- Левенко А.И. О тектонических особенностях Мангышлак-Хива-Мургабской мобильной зоны прогибов Туранской плиты. В кн. "Тектоника нефтегазоносных впадин Средней Азии и Казахстана". М., "Наука", 1967.
- Летавин А.И. Новые данные о складчатом основании Предкавказья. - Новости нефт. техники, геол., 1959, № 7.
- Летавин А.И. Некоторые вопросы строения фундамента эпигерцинской платформы Запада Средней Азии. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР". М., "Наука", 1966.
- Летавин А.И., Крылов Н.А. О переходном комплексе Предкавказья. - Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 4.
- Лордкипанидзе Л.Н. Эволюция понятия "платформа". - Сов. геол., 1963, № 9.
- Мазарович О.А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, т.36 (2).
- Маловицкий Я.П. Геологическое строение и история геологического развития Доно-Донецких степей. - Труды Моск.ин-та нефтехим. и газ.пром., 1960, вып. 27.
- Маловицкий Я.П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дисс. М., 1964.
- Маркевич В.П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., "Наука", 1966.
- Мелещенко В.С., Янов Э.Н., Казаков Н.И. О пригеосинклинальных прогибах. - Геол. и геофиз., 1960, № 11.
- Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Мильничук В.С. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия. - Труды Моск.ин-та нефтехим. и газ.пром., 1962, вып.36.
- Мирчинк М.Ф., Авербух И.О., Крылов Н.А., Романов Ю.А. О методике выявления погребенных палеозойских разломов в пределах молодых платформ. Докл. АН СССР, 1963, т. 183, № 5.
- Мирчинк М.Ф., Бененсон В.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С. Основные вопросы геологического строения Южного Мангышлака в связи с нефтегазоносностью. М., Изд-во ВНИИОЭНГ, 1966.

- Мирчиник М.Ф., Бобух В.А., Крылов Н.А., Летавин А.И. Новые данные о геологическом строении края Карпинского и прилегающих территорий. - Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И. Верхнепермско-нижнетриасовые отложения Предкавказской платформы и сопредельных районов. - Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Основные черты мезо-кайнозойского развития юга Европейской части СССР. - Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 5.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. - Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 4.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Основные черты тектоники Предкавказья. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Тектоника юга Европейской части СССР. В кн. "Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР". М., "Наука", 1966.
- Мирчиник М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И. и др. Внутренняя структура фундамента и ее отражение в осадочном чехле эпигерцинской платформы юга СССР. - Реф. сб. науч.-иссл. работ ИГиРГИ за 1967 г. М., 1968.
- Мирчиник М.Ф., Хачатрян Р.О., Громека В.И., Митрейкин Ю.Б., Мкртчян О.М., Нартов Г.В. Тектоника и зоны нефтегазоаккумуляции Камско-Кинельской системы прогибов. М., "Наука", 1965.
- Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. - Геотектоника, 1965, № 2.
- Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. - Сов. геол., 1955, № 48.
- Муратов М.В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. В кн. "Деформация пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
- Муратов М.В., Микунев М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1962, № II.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях, т. I, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Наливкин В.Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин В.Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Турано-Скифской и Русской плит (некоторые различия тектонического строения плит). В кн. "Деформация пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
- Наливкин В.Д., Дедеев В.А., Иванцова В.В., Кац Э.Я., Кругликов Н.М., Лазарев В.С., Сверчков Г.П., Черников К.А., Шаблинская Н.В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., "Недра", 1965.
- Накаряков В.Д. Основные источники формирования мезозойских отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. - Геол. и геофиз., 1965, № 2.
- Нестеров И.И., Прозорович Г.Э. Объемы пород и главнейших породообразующих минералов песчаников и алевролитов мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. - Бюлл. науч.-техн. информ., серия геол. м-ний полезн. ископ., регион. геол., 1967, № 2.
- Никифорова К.В., Разумова В.Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения полезных ископаемых. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967. Объяснительная записка к тектонической карте Австралии. В кн. "Вопросы геологии Австралии". М., "Мир", 1965.
- Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № I.
- Петрушевский Б.А. - Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В.И. Основные положения учения о геологических формациях. - Сов. геол., 1960, № 4.
- Попов В.С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. - Проблемы сов. геол., 1936, т. 6, № 12.
- Попов В.С. Закономерности формирования наследованных тектонических структур Большого Донбасса. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Пятков К.К., Бухарин А.К. Тектоническое строение территории Кызылкумов. - Труды Главгеол. УзССР, 1962, сб. 2.
- Решение Совещания по классификации платформенных структур. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Розанов Л.Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Ростовцев Н.Н. Западно-Сибирская плита. В кн. "Тектоника нефтеносных областей", т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Ростовцев Н.Н., Нестеров И.И. Западно-Сибирская низменность - новая нефтяная база СССР. - Геол. нефти и газа, 1965, № 7.
- Рудкевич М.Я. Основные черты тектоники мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. В кн. "Геология СССР, т. 44. Западно-Сибирская низменность, ч. I". М., "Недра", 1964.
- Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. Автореф. докт. дисс. М., 1965.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Изд. 2-е. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Рыжков О.А., Давлятов Ш.Д., Екшибаров С.В., Зуев Ю.Н., Федотов Ю.А. Альпийская тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности Узбекистана. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности" М., "Наука", 1965.
- Сапожников Д.Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн. "Тектоника СССР", т. I. Тектоника Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Семенович В.В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических областей. - Сов. геол., 1964, № 5.
- Сикстель Т.А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии. Сб. науч. трудов Ташкентск. политехн. ин-та и Главгеологии УзССР (к XXII сессии МГУ), вып. 4. Ташкент, 1964.
- Симоненко А.Н. - Современный структурный план и основные черты тектоническо-

- го развития группы структур Каганского поднятия. В сб. "Вопросы геологии Узбекистана", вып.3. Ташкент, 1962.
- Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Смолко А.И. Геологические наблюдения в западном Приаралье и восточной части Усть-Урта. В кн. "Труды первой конференции по изучению производительных сил Кара-Калпакской АССР, т.1. Кара-Калпакия". ОНТИ, Л., 1934.
- Соболевская В.Н. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит. В кн. "Проблемы региональной тектоники Евразии". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соболевская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965а.
- Соболевская В.Н. Основные черты тектонического развития Австралии. - Геотектоника, 1965б, № 5.
- Соколовский С., Зноско Г. Область герцинской складчатости в пределах Польши. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Соловьева М.Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып.76.
- Спижарский Т.Н. Тектоническая карта СССР, м-ба 1:2 500 000. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Спижарский Т.Н. Тектоническая карта СССР м-ба 1:2 500 000. В кн. "Деформация пород и тектоника". М., "Наука", 1964.
- Судариков Ю.А. О возможной миграции углеводородов из фундамента эпиварисцидской Предкавказской плиты и образовании промышленных скоплений нефти и газа в платформенном чехле. - Труды треста Союзбургаз, 1968, вып.7.
- Сурков В.С. Новые представления о строении и возрасте складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. - Геол. и геофиз., 1963, № 2.
- Сытин Ю.И. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В кн. "Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии" М., Гостоптехиздат, 1960.
- Табасаранский З.А., Громадина Н.И., Тарханов М.И. Сравнительный анализ закономерностей размещения и условий формирования месторождений нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР (Туранская и Скифская плиты). В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Таль-Вирский Б.Б., Федотов Ю.А. Тектоническое районирование территории Каракалпакии в связи с перспективами нефтегазоносности. - Новости нефт. и газ.техн., геол., 1962, № 2.
- Тарасенко А.Г. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань). - Информ.сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46.
- Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000). М., "Наука", 1966.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г.Х.Дикенштейна. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Техт Ф. Тектоника и миграция нефти в нефтяных месторождениях прогиба Гифхорн. В кн. "У Международный нефтяной конгресс", т.1. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Туаев Н.П. Геологическое строение и нефтегазоносность Челябинской впадины. Л., "Недра", 1964.
- Туезов И.К. Структуры второго этажа юга Западной Сибири и некоторые вопро-
- сы тектонического районирования этой территории в свете геолого-геофизических данных. - Труды СНИИГТИМС, 1962, вып.26.
- Туезов И.К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР. - Сов. геол., 1966, № 1.
- Унксов В.А. Особенности развития каледонид юга Средней Сибири. В кн. "Каледонская орогения". Междунар.геол.конгресс.ХХI сессия. Докл.сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Под ред. В.Д. Наливкина и К.А. Черникова. Л., "Недра", 1967.
- Успенская Н.Ю. Некоторые закономерности нефтегазоаккумуляции на платформах. М., Гостоптехиздат, 1952.
- Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии. - Сов.геол., 1961, № 1.
- Успенская Н.Ю. Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в ее пределах. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Успенская Н.Ю. Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Скифско-Туранской и Западно-Европейской платформ. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967а.
- Успенская Н.Ю. Сравнительная характеристика условий нефтегазоносности Западно-Европейской и Скифско-Туранской эпипалеозойских платформ. - Геол. нефти и газа, 1967б, № 1.
- Успенская Н.Ю., Табасаранский З.А. Нефтегазоносные провинции СССР. М., "Недра", 1966.
- Федоров С.Ф., Чахмахчев В.А., Яковлев Б.М. Формирование нефтяных и газоконденсатных залежей в Западном Предкавказье. М., "Наука", 1967.
- Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В.Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. - Геол.нефти, 1958, № 9.
- Хаин В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических построений. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, № 2.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хаин В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. - Сов. геол., 1965, № 7.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, № 5.
- Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн. "Деформация пород и тектоника". М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Херасков Н.П., Келлер Б.М., Штрейс Н.А. О геологических формациях (к итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском филиале АН СССР). - Изв.АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Хуснутдинов З.Б. Геологические условия формирования и размещения газовых залежей в меловых отложениях центральной части Каракумов. Автореф.канд. дисс. М., 1967.
- Чарыгин М.М., Васильев Ю.М., Мильничук В.С., Хакимов Г.Х., Джуламанов К.Д., Алиев Т.У. Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Чахмахчев В.А. Условия формирования и закономерности размещения газоконденсатных залежей Западного Предкавказья. В кн. "Условия формирования нефтяных и газовых месторождений ряда областей СССР", М., Гостоптехиздат, 1963.
- Чочиа Н.Г. Тектоника северной половины Западно-Сибирской низменности. В кн.

- Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Шарданов А.Н. Современная структура Предкавказья и Степного Крыма. - Геол. нефти и газа, 1959, № 9.
- Шарданов А.Н. О формировании и размещении месторождений нефти и газа в Западном Предкавказье. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Шатский Н.С. О тектонике Центрального Казахстана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5-6.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, № 1.
- Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, № 6.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы, и складчатые области (Поволжье, Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н.С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (К вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ). В сб. "Памяти академика А.Д. Архангельского". М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н.С. Парагенез осадочных и вулканогенных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шатский Н.С. Косыгин Ю.А., Пейве А.В., Пушаровский Ю.М., Херасков Н.П., Штрейс Н.А., Яншин А.Л. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. В сб. "К вопросу о состоянии науки об осадочных породах". М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шейнманн Ю.Н. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. - Труды ВНИИ-1, 1959, т.14, вып.49.
- Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965.
- Шлыгин Е.Д. Каледониды Сибири и Европы. В сб. "Основные идеи М.А.Усова в геологии". Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы. Избранные труды. М., "Мир", 1964а.
- Штилле Г. Субсеквентный магматизм. Избранные труды. М., "Мир", 1964б.
- Штилле Г. Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды. М., "Мир", 1964в.
- Шуберт Ю.А., Фор-Мюре А. Эпиварисийская платформа Северной Африки. В кн. "Тектоника Европы". М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Шуберт Ю.А., Фор-Мюре А. Северо-Западная Африка. В кн. "Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса". М., "Наука", 1967.
- Эллерн С.С. Некоторые закономерности дифференциального размещения скопления нефти и газа на платформах. В кн. "Генезис нефти и газа". М., "Недра", 1967.
- Яншин А.Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, вып. 5-6.
- Яншин А.Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношения Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Яншин А.Л. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В сб. "Памяти академика А.Д. Архангельского". М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А.Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии. Тезисы докл. сов. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., "Наука", 1965а.
- Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии. Геотектоника, 1965б, № 5.
- Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965в, № 5.
- Яншин А.Л. Тектоническая карта Евразии. В кн. "Тектонические карты континентов на XXII сессии Международного геологического конгресса". М., "Наука", 1967.
- Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Журавлев В.С. Обсуждение вопросов тектоники Средней Европы. - Вестн. АН СССР, 1966, № 10.
- Abrard R. Geologie de la France. Paris, 1948.
- Abrard R. Histoire geologique du Bassin de Paris. Mem. Museum Nat. d'histoire naturelle, 1950, N 1.
- Bernard F.P. Decouverte et developpement de champs de petrole dans le Neocomen du Bassin de Paris, Sixt World Petrol. Congress. Fr/Main, 1963, Sec. 2., N 4.
- Brunstrom R.G. Recently discovered oilfields in Britain. Sixth World Petroleum Congress., Sec. 1. Frankfurt an Main, 1963.
- Depowski St., Olewicz Z.R., Pozaryski W., Wdowiars St. Structural changes in the Polish sedimentary basins as a factor leading the search for oil and gas deposits. Sixth World Petrol. Congr. Fr/Main, 1963, Sec. 1.
- Mc Donnell K. The geology of the Esk Rift valley between Harlin and Zinville with particular reference to the structure, Queensland University Dep. of geology. Vol. 4, N 12, 1956.
- Mc Elroy C.T. The geology of the Clarence-Moreton basin. New South Wales, Geol. Surv., Mem., Geol., 1962, N 9.
- Falke H. Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rattingenden. Geol. Rundschau, Band 48, Stuttgart, 1959.
- Kölbel H. - Die beschreiben Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands, Zeitschrift für angewandte. Geologie, 1956, N 2.
- Pietzsch K. Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin, 1956.
- Popescu M., Patrut J., Paraschiv D. - Stadiul actual de cunoastere geologica a Platformei moesice de pe teritoriul Romaniei, Petrol si gaze, N 1, Bucuresti, 1967.
- Spencer-Jones D. The geology and structure of the Grampians area, Western Victoria. Victoria, Geolog. Surv. Mem., 1965, 25.
- Siller C.W. The geology and petroleum prospects of the Maryborough basin, Queensland. Austral. Petrol. Explor. Assoc. Conf. Papers. Melbourne, 1961.
- Sprigg R.C. On the structural evolution of the Great Artesian Basin. Austral. Petrol. Explor. Assoc. Conf. Papers. Melbourne, 1961.

Stille H. Die obercarbonisch - altdyandischen Sedimentationsträume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der varistischen Tektonik. Cong. Stat. Carb. Heerlen, 1928.

Stose A.I., Stose G.W. Geology of the Hanover-Vork district Pennsylvania. U.S. Geol. Survey Prot, 1944, Paper, 204.

Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd.2. Wien, 1888.

Weber H. Einführung in die Geologie Thüringens. Berlin, 1955.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

|   |     |
|---|-----|
| ВВЕДЕНИЕ .....  | 5   |
| Глава первая. Предыстория молодых платформ.....   | 13  |
| Переходный этап развития областей байкальской и каледонской складчатости.....   | 14  |
| Орогенный и переходный этапы развития герцинид.....   | 20  |
| Основные категории структур доплатформенных комплексов.....   | 30  |
| Глава вторая. Отражение внутренней структуры фундамента и переходного комплекса в чехле молодых платформ.....                             | 39  |
| Отражение общего характера тектоники и структурных простираний фундамента и переходного комплекса в строении платформенного чехла.....    | 41  |
| Наследование частных структур.....  | 45  |
| Наследование разломов.....  | 52  |
| Происхождение поперечных дислокаций.....  | 59  |
| Основные выводы.....  | 63  |
| Глава третья. Особенности структурного развития молодых платформ..  | 67  |
| Формационные ряды чехла и цикличность развития молодых платформ.....  | 67  |
| Особенности кинематики структурного развития молодых платформ.....  | 69  |
| Магматические проявления в платформенную стадию.....  | 77  |
| Основные выводы .....   | 78  |
| Глава четвертая. Структурные элементы чехла молодых платформ.....   | 80  |
| Крупные нелинейные структуры чехла.....   | 81  |
| Крупные линейные структуры чехла.....   | 90  |
| Структурные элементы среднего масштаба.....   | 97  |
| О "нейтральных" структурах.....   | 103 |
| Структурные связи молодых платформ с другими крупными зонами земной коры.....   | 104 |
| Общие структурные особенности молодых платформ.....   | 106 |
| Глава пятая. Особенности нефтегазоносности молодых платформ и некоторые закономерности размещения залежей нефти и газа в их пределах..... | 109 |
| Нефтегазоносность доплатформенных комплексов.....   | 110 |
| Тектоническое положение нефтегазоносных областей и зон нефтегазонакопления.....   | 116 |

|   |     |
|---|-----|
| Особенности распределения залежей нефти и газа по разрезу платформенного чехла.....               | 126 |
| Дифференциальное размещение нефти и газа по стратиграфическим комплексам и структурным зонам..... | 132 |
| Некоторые общие выводы.....   | 135 |
| Заключение.....   | 137 |
| Литература.....   | 141 |

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

| Страница | Строка | Напечатано    | Должно быть   |
|----------|--------|---------------|---------------|
| 9        | 6 сн.  | мизийская     | мизийская     |
| 17       | 4 св.  | каледонидах   | каледонидах   |
| 31       | 3 сн.  | моданубского  | моданубского  |
| 34       | 3 св.  | микролиновые  | микроклиновые |
| 81       | 3 сн.  | (см. рис. 25) | (см. рис. 24) |
| 82       | 9 сн.  | (рис. 26)     | (рис. 25)     |
| 93       | 13 сн. | (рис. 26)     | (рис. 25)     |
| 103      | 11 св. | (рис. 25)     | (рис. 24)     |

Н. А. Крылов

Николай Алексеевич Крылов

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ  
МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Утверждено к печати Институтом геологии  
и разработки горючих ископаемых

Редактор издательства М.А.Пергамент

Художник Г.А.Астафьева

Технический редактор О.М.Гуськова

Подписано к печати 31/III 1971 г. Формат 70x108 I/16  
Усл.печ.л.15,05. Уч.-изд.л.15,5 Тираж 700 экз.  
Бумага офсетная № 1. Т-05567. Тип.зак.№ 261

Цена 1 руб. 55 коп.

Книга издана машинописно-офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
I-я типография издательства "Наука". Ленинград, В-34,  
9-я линия, д.12