

АКАДЕМИИ НАУК СССР

ПРОБЛЕМЫ
РЕГИОНАЛЬНОЙ
ТЕКТОНИКИ
ЕВРАЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

PROBLEMS
OF REGIONAL
TECTONICS
OF EURASIA

(Transactions, volume 92)

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ
РЕГИОНАЛЬНОЙ
ТЕКТОНИКИ
ЕВРАЗИИ

(Труды, выпуск 92)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Н. П. Херасков

EDITORIAL BOARD:
Corresponding Member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive* (Chief Editor),
M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR
N. P. Kheraskov

ПРЕДИСЛОВИЕ

Николай Сергеевич Шатский в своих статьях, лекциях и докладах неоднократно высказывал мысль о том, что геология сейчас переживает самый бурный период в истории своего развития. Он, вероятно, более революционен по значению новых идей, методов и открытий, чем «героический» период 20-х — 50-х годов прошлого века, когда были заложены основы палеонтологии, стратиграфии и тектоники, разработано представление о фациальной изменчивости осадочных отложений, начали составлять первые геологические карты, выяснилась возможность изучения горных пород в прозрачных шлифах. В тот же период Чарльз Ляйель в «Принципах геологии» обосновал актуалистический метод познания явлений далекого прошлого, а Чарльз Дарвин своим эволюционным учением создал прочную методологическую основу относительной геохронологии.

Действительно, как ни существен был для развития геологии период, закончившийся около ста лет назад, сейчас в нашей науке наблюдаются изменения еще большего качественного значения. Трудно перечислить даже важнейшие из них.

Применение электронного микроскопа, рентгеноструктурного и термического анализа совершило полный переворот в методах изучения вещества горных пород. Статистические методы обработки материала находят все большее применение в палеонтологии и литологии. Мы уверенно переходим от относительной геохронологии к абсолютной, что изменило представление о длительности многих геологических процессов и впервые позволило воссоздать историю докембрийского развития земной коры. Применение аэрофотоосновы качественно изменило характер геологической съемки и сделало возможным детальное изучение морфологии разнообразных структур. Стремительно нарастают количество и глубина буровых скважин, причем добытые при их помощи данные решительно меняют многие существовавшие ранее представления в области палеогеографии, тектоники, гидрогеологии и геотермии. Изучать земную кору на еще больших глубинах позволяют геофизические методы, которые постоянно совершенствуются и применяются сейчас в исключительно широких масштабах. Большие успехи сделала геохимия, которая зародилась около полувека назад как наука о поведении и закономерностях распространения в земной коре химических элементов, а сейчас по своим

задачам и методам все более и более сближается с литологией. Моделирование природных процессов и анализ накопленного фактического материала позволили перейти от гипотез к разработке теорий геологических процессов. Отказ от идей униформизма и признание неизбежности качественного изменения этих процессов в ходе геологической эволюции приобрели колоссальное значение для создания действительной истории развития земной коры и земной поверхности. Менее десяти лет назад по инициативе Николая Сергеевича Шатского начало разрабатываться учение о закономерностях размещения полезных ископаемых. Практическую ценность его трудно переоценить, ибо ресурсы минерального сырья, лежащие у поверхности, близки к исчерпанию. Наступила принципиально новая эпоха поисков, разведки и освоения месторождений, невидимых с поверхности, закрытых, погребенных.

В резком изменении качественного уровня современных геологических знаний важную роль сыграло проведение геологических исследований на всех материках, а в последнее время также на дне морей и океанов.

Исторически сложилось так, что в течение почти 150 лет, начиная с конца XVIII в., проблемы геологии изучались и разрабатывались преимущественно на материалах Европы и частично на материалах восточной приатлантической части Северной Америки. Было бы неверно говорить, что больше нигде геологические исследования не проводились. И в Сибири, и на материках южного полушария они велись очень давно. Однако детальность этих исследований была совершенно несоизмерима со степенью геологической изученности Европы и востока Северной Америки. Все закономерности в области стратиграфии, тектоники, литологии и других геологических дисциплин, даже вся геологическая терминология устанавливались именно там. Беглые наблюдения на других территориях истолковывались в связи с этими закономерностями, «привязывались» к уже известным образцам и трафаретам.

Положение коренным образом изменилось за последние два-три десятилетия. Началось детальное геологическое изучение запада Северной Америки, Азии и материков южного полушария. Благодаря эхолотным и геофизическим исследованиям в большом количестве начали поступать сведения о тектоническом рельефе океанического дна и строения земной коры под ним. Геология, которая по самому своему названию должна быть наукой глобальной, впервые действительно стала таковой.

Это принесло совершенно неожиданные результаты. Оказалось, что очень многие закономерности во всех областях геологии, установленные на территории Европы, действительны только для нее. Оказалось также, что геологическое развитие других областей земной коры часто совершенно не укладывается в рамки привычных для нас представлений. Оказалось, — и это особенно важно, — что даже закономерности размещения полезных ископаемых в разных участках земной коры во многом различны.

Все это имеет огромное значение для решения самых общих принципиальных вопросов строения Земли. Факты, собранные к настоящему

времени, уже не позволяют сомневаться в большой пространственной гетерогенности не только земной коры, но и значительно более глубоких частей Земли, может быть, вплоть до ее ядра. С этим выводом современной геологии должны считаться геофизики и астрономы. Старое представление о строении Земли в виде серии концентрически вложенных одна в другую и однообразных по составу оболочек должно быть пересмотрено.

Однако в связи с открытиями последних десятилетий возникают и другие проблемы. Необычайно возрастает значение региональной геологии. Из науки описательной, излагающей данные о геологическом строении той или иной территории, она превращается в науку о пространственных закономерностях геологических процессов.

Основой региональной геологии служит региональная тектоника. Она имеет для нее приблизительно такое же значение, какое стратиграфия имеет для исторической геологии. Уже более 25 лет назад А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский впервые показали, что именно характер тектонического развития той или иной территории определяет основные особенности происходящих в ее пределах процессов осадкообразования, магматизма, металлогении, геохимии. Позднее это положение было развито Н. С. Шатским в работах, посвященных учению о формациях. Современные карты петрографических провинций, металлогении, нефтеносности и размещения различных видов минерального сырья подтверждают выводы Н. С. Шатского, ибо все эти карты построены на тектонической основе.

Значение региональной тектоники для региональной геологии наглядно выявляется в распространившемся в последнее время новом способе привязки геологических объектов.

Для стратиграфических разрезов, интрузий, месторождений указывается их положение в тектонической структуре и тем самым определяется их местонахождение. Таким образом, наряду с географическими координатами появились «тектонические координаты», отражающие значение структуры для анализа самых разнообразных геологических объектов.

Крупные тектонические структуры развиваются унаследованно и существуют длительно, хотя во времени, конечно, их морфология изменяется. Поэтому именно они являются естественными единицами любого районирования земной коры. Это очень хорошо понимал Н. С. Шатский, который даже изложение материала в курсе лекций по геологии СССР давал не по системам, как А. Д. Архангельский, а по крупным тектоническим структурам. Он считал, что только при таком построении курса могут быть выявлены и обрисованы интересные взаимоотношения, наблюдаемые в каждом районе между предшествующими и последующими отложениями.

Одним из важнейших методов изучения региональной тектоники, т. е. познания пространственных закономерностей строения и развития земной коры, Н. С. Шатский считал составление тектонических карт. По его словам, это «один из главнейших способов тектонического анализа»

и «самое сжатое графическое выражение тектонического синтеза»¹. Как известно, именно он впервые разработал принципы составления тектонических карт. Под его руководством были составлены и изданы в 1953 г. первая, а в 1956 г. вторая тектонические карты СССР. В 1960 г. была завершена возглавляемая им большая работа по составлению тектонической карты Европы.

При образовании в 1956 г. Геологического института АН СССР Н. С. Шатский разделил ранее существовавший отдел тектоники Института геологических наук на два, поставив перед одним из них в качестве главной задачи изучение региональной тектоники. Основным методом работ этого отдела явилось составление тектонических карт разных масштабов и для разных территорий. Отдел региональной тектоники принимал активное участие в составлении упомянутой выше тектонической карты Европы, а с 1958 г., помимо выполнения ряда исследований в разных областях нашей страны и частично за рубежом, начал большую коллективную работу по составлению тектонической карты Евразии в масштабе 1 : 5 000 000. Эта работа была предпринята с целью углубления наших знаний о строении и развитии земной коры, выяснения пространственных и временных закономерностей формирования ее крупных структур на такой значительной площади, какой является материк Евразии с омывающими его морями и частями океанов.

Первый авторский макет тектонической карты Евразии, ее материковой части, был закончен 1 января 1962 г., а к 1 января 1963 г. закончено его редактирование и составление морской части карты.

Многие выводы, полученные в процессе работы над картой Евразии, уже стали достоянием печати. Участниками этой работы опубликован ряд статей и монографий как по методическим вопросам, так и по тектонике отдельных территорий. В год завершения работ над картой ее составителями было подготовлено еще значительное количество публикаций. Монография Н. П. Хераскова «Некоторые закономерности строения и развития общей структуры земной коры» печатается отдельной книгой. Статьи, посвященные Камчатке, Корякскому нагорью и Аляске (также изображенной на карте Евразии), к которым добавлена статья о Калифорнии, выделены в отдельный сборник «Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца» под редакцией Ю. М. Пушаровского (1968). В настоящий сборник вошли и другие статьи, по разным вопросам региональной тектоники Евразии и по вопросам методики составления тектонических карт.

В статье И. П. Палея дается обоснование принятого на карте Евразии изображения структуры пород докембрия Балтийского щита. Оно отличается от принимавшегося ранее и связано с новыми представлениями о возрастных соотношениях различных петрографических комплексов Карелии, Кольского полуострова, Финляндии и Швеции.

Три статьи посвящены строению палеозойских складчатых сооружений. В статье Н. П. Хераскова и А. С. Перфильева разбираются основ-

¹ Н. С. Шатский. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.

ные особенности строения и развития Урала, причем обосновывается целесообразность выделения структурных этажей отдельно для каждой большой структуры этой складчатой системы. В статье Н. Г. Марковой и Б. Я. Хоревой используется применявшийся Н. С. Шатским метод сравнения структур, во многом резко различных. Они сравнивают разделенные разломами зоны поднятий и прогибов в пределах Центрального Казахстана и Алтая, на основании чего приходят к важным выводам о типах приразломных структур, их генезисе, истории их развития и связанного с ними магматизма. В статье Н. С. Зайцева рассматриваются, на примере территории юга Сибири, особенности развития каледонских складчатых сооружений в среднем и верхнем палеозое, причем выясняется различие впадин, которые развивались в это время наложенно и унаследованно по отношению к более древним структурам.

Большой интерес представляет разработанная в статье М. В. Муратова классификация геосинклинальных прогибов альпийской складчатой области Евразии. По формационному характеру выполнения он различает два типа начальных, или инициальных, и три типа поздних геосинклинальных прогибов. Несомненно, что это крупный вклад в разработку общей классификации геосинклиналей земной коры.

Тектонике чехла древних платформ посвящены статьи А. И. Мушенко и В. С. Журавлева. В первой из них устанавливается, что ряд структур Русской платформы образовался в процессе неравномерного и неодновременного прогибания. Во второй — дается классификация соляных куполов Прикаспийской впадины по различным формам соотношения между соляными массивами и надсолевыми слоями.

Общие закономерности тектоники чехла молодых, эпипалеозойских платформ на примере Туранской плиты рассматриваются в коллективной статье Р. Г. Гарецкого, В. И. Самодурова, А. Е. Шлезингера и А. Л. Яншина. К этой статье приложена структурная карта Туранской плиты, составленная по кровле меловых отложений. В статье В. Н. Соболевской дается разбор представлений об унаследованности в тектонике эпипалеозойских плит. В противоположность перечисленной выше группе авторов В. Н. Соболевская считает, что прямого наследования крупных складчатых структур фундамента в породах чехла молодых платформ не существует и что наследуются лишь простиранья разломов, движения по которым и определяют формирование структур платформенного чехла. Статья Д. А. Туголесова тоже посвящена молодым платформам. На примере Устюрта он критикует принятую коллективом отдела методику составления тектонических карт и предлагает совершенно новые принципы картографического изображения структур земной коры. Следует отметить, что эти принципы не разделяются другими сотрудниками Отдела региональной тектоники. Тем не менее статью Д. А. Туголесова было признано целесообразным опубликовать, чтобы подвергнуть его взгляды более широкому обсуждению.

Наконец, в статье М. С. Нагибиной обосновывается существование на востоке Азиатского материка отрицательных тектонических структур особого типа, которые не могут быть отнесены ни к платформенным, ни

к геосинклинальным. Автор дает классификацию этих структур и выясняет их положение в системе тектонических форм.

Несомненно, что тектоническая карта Евразии даст материал для многих выводов и обобщений. Основная работа по ее научному анализу еще впереди. Однако те мысли, соображения и гипотезы, которые уже сейчас созрели у ее составителей, должны стать известными широкому кругу советских геологов и своевременно подвергнуться обсуждению.

Н. П. Херасков, А. Л. Янин.

И. П. ПАЛЕИ

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

Балтийский щит — одна из наиболее детально изученных областей развития докембрия. Однако нельзя забывать, что докембрийский этап истории Земли охватывает не менее трех миллиардов лет. В течение этого огромного, даже в геологическом масштабе, времени земная кора претерпела весьма сложную эволюцию, о чем свидетельствуют глубоко метаморфизованные породы древних щитов, выступающие в виде сравнительно небольших островков среди окружающих их более молодых отложений. Отсюда вытекают трудности, возникающие при восстановлении истории докембрия. Отсутствие биостратиграфических и малое количество надежных геохронологических реперов привело к созданию большого числа чисто местных стратиграфических схем строения докембрия. Составление единой стратиграфической схемы Балтийского щита в значительной степени затрудняется еще и тем, что территория его находится в пределах четырех государств. Изучение литературы по геологии различных частей Балтийского щита показывает, что слабее всего разработаны вопросы корреляции отдельных серий докембрийских пород. Вследствие этого, несмотря на плодотворные исследования нескольких поколений ученых, тектоническое строение Балтийского щита в целом еще не получило должного освещения.

В настоящей работе предлагается схема тектоники Балтийского щита, составленная в Геологическом институте АН СССР в процессе работы над тектонической картой Евразии. В основу расчленения докембрия положены следующие главные признаки: а) структурное положение крупных подразделений (толщ, комплексов); б) их литолого-петрографический состав и соотношение с интрузиями; в) абсолютный возраст пород.

Значение первых двух признаков достаточно ясно, использование же третьего требует дополнительных разъяснений. Дело в том, что при определении абсолютного возраста горных пород в геохронологических лабораториях чаще всего применяется аргоновый метод, причем считается, что этот метод дает возраст последнего метаморфизма породы. В действительности это не совсем так. В процессе метаморфизма может произойти лишь частичная потеря радиогенного аргона, вследствие чего практически могут быть получены любые цифры возраста, лежащие между истинным возрастом породы и временем последнего их метаморфизма. Поэтому данными аргонового метода следует пользоваться с большой осторожностью, тщательно учитывая все изменения породы. Лучше всего опираться на значение возраста, полученное двумя или тремя различными методами. Например, наиболее надежным геохронологическим репером Балтийского щита является возраст иотнийских

Схема стратиграфии Балтийского щита

Возраст	Южная Норвегия	Южная Швеция	Центральная Швеция	Финляндия и Северная Швеция	Карелия	Кольский полуостров
Рифей Анорогенные гранитоиды (граниты Телемарк, Бохус, Карлсхамн и др.)						
Иотний (1700—4500 млн. лет)	Верхний ютний	Дайки основных пород. Песчаники и сланцы Даларны, Альма-сакра, Виснигсо и Даль Перерыв		Дайки основных пород. Песчаники Онгерманланда, Сатакунты и Мухоса Перерыв		Дайки основных пород. Песчаники Каменноборска, Шокши и Терского берега Перерыв
	Субютний (хогландий)		Граниты Дала (рапакиви). Вулкано-осадочные породы серии Каппебо и Дала Перерыв, несогласие	Граниты рапакиви Кварцевые порфиры на дне Ботнического залива, представлены валунами на финском побережье		Граниты рапакиви. Вулканогенные породы о-ва Сунсаари (Хогланд) Перерыв, несогласие
Протерозой	Карелиды (1900—1700 млн. лет)	Верхние карелиды	Главная складчатость, основные интрузии, граниты и частичная гранитизация	Главная складчатость, граниты и гранитизация		Складчатость, основные интрузии, граниты
			Сланцы, кварциты и конгломераты серии Телемарк Перерыв, несогласие (?)	Серии Омоль, Вестервик, Ветланд, Вестано и Смоланд Кора выветривания Перерыв, несогласие	Серии Хорно и Ельваберг Кварциты Нагген, конгломераты Варгфорс Перерыв, несогласие	Калевийские и ладожские филлиты, сланцы Саво, серия Болинг, серия Кумпу, Яуракка-кварциты Перерыв, несогласие (?) Сланцы Темпере и Похьянмаа, серии Паяла, Каликс и Вакко Перерыв, несогласие
						Верхняя часть серии Печенга (эффузивы, филлиты, конгломераты) Перерыв Серии Имандра — Варзуга и Печенга (эффузивы, филлиты, доломиты, кварциты, конгломераты) Перерыв

Продолжение таблицы

Протерозой	Карелиды (1900—1700 млн. лет) Нижние карелиды	Серия Бамле-Консберг (лептиты, порфиронды, туфы, сланцы)	Серия Стура ЛеМарстранд (полосчатые парагнейсы, лептиты, лептитовые гнейсы)	Серии Грюттют и Маурлиден (лептиты, халифлиниты, основные эффузивы, графитовые сланцы, граувакки, конгломераты)	Серии Кируна-Арвидсьяур и феннонийская (лептиты, кинцититы, слюдяные гнейсы, параамфиболиты, кварциты, углистые сланцы, известняки)	Флишоидные серии с конгломератами в основании (Парандовская, Пезозерская, Тикшозерская, Кейвская и др.) Соотношение базальных конгломератов этих серий с конгломератами Сарниоля точно неизвестно, возможно, они синхронны
Архей	Беломориды 2140—1900 млн. лет.)		Дайки основных пород. Складчатость, граниты			Складчатость, основные интрузии, граниты и гранитизация Беломорская серия (биотитовые гнейсы, биотито-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, высокоглиноземистые гнейсы) Перерыв, несогласие (?)
	Саамиды (2870—2200 млн. лет)		«Преготиды» — биотитовые гнейсы, очковые гнейсы, амфиболиты и чарнокиты			Складчатость, граниты Гимольская и бергаульская серии — метаморфизованные эффузивы, железистые кварциты и осадочные породы. Базальные конгломераты Перерыв, несогласие
	Древнейшие блоки (3000—3500 млн. лет)					Гнейсо-граниты и гнейсы
						Кольская серия (южные районы ее развития) — биотитовые гнейсы, гранатобиотитовые гнейсы, биотито-амфиболовые гнейсы Перерыв, несогласие(?)
						Свиты Порос, Полмос, Сюдвангер, часть кольской серии — сланцеватые амфиболиты, железистые кварциты, биотитовые гнейсы Перерыв, несогласие
						Гнейсо-граниты и гнейсы

гранитов рапакиви, определенный аргоновым, стронциевым и свинцовым методами в 1620—1640 млн. лет.

Тектоническое районирование Балтийского щита приведено в стратиграфической схеме, построенной с учетом упомянутых выше руководящих признаков и по своему существу ближе всего стоящей к схеме Л. Я. Харитоновой (1960).

Условия и время образования первичной коры неизвестны, поэтому описание тектонических комплексов мы будем вести сверху вниз, от известного к неизвестному.

I. ИОТНИЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Верхний структурный этаж Балтийского щита представлен платформенными образованиями иотния, остатки которых распространены на всей площади щита — от Кольского полуострова до Южной Швеции. Они сохранились лишь в приразломных впадинах (Сатакунта, Мухос) или в крупных плоских впадинах типа синеклиз — Даларна, Прионежская (Полканов, 1956; Кратц, 1957). Породы иотния, как правило, залегают горизонтально или образуют очень пологие складки с углами падения крыльев 10—12°, лишь в приразломных участках наблюдаются флексуобразные изгибы с наклоном слоев до 60—70° (Галдобина, 1960). В основании иотнийских отложений всюду расположены складчатые сооружения карелид или еще более древние окладчатые комплексы.

В настоящее время большинство исследователей расчленяют иотний на два отдела, разделенных периодом денудации и внедрением гранитов рапакиви. Нижний отдел (субиотний, хогландий) представлен в основном вулканогенными или вулканогенно-осадочными породами, верхний — красноцветными песчаниками и кварцитами.

Наиболее полный разрез иотния имеется в провинции Даларна (Швеция). Эродированную поверхность карелид (свекофеннид) там перекрывают вулканогенно-осадочные образования субиотния, разделяемые Магнуссоном (Magnusson, 1960₂) на две серии Дала: нижнюю и верхнюю. Нижняя серия Дала сложена аркозами и конгломератами (в основании), кварцитами и кварцитовидными песчаниками различного цвета, сланцами и граувакками, кварцевыми порфирами и туфами. Верхняя серия Дала сложена главным образом вулканогенными породами (порфиры Дала), в подчиненном количестве присутствуют песчаники. Среди вулканогенных пород преобладают кварцевые порфиры и андезитовые порфириты, реже встречаются туфы, агломераты и вулканические конгломераты.

Вулканогенный субиотний прорывается гранитами рапакиви, грубозернистыми сиенит-гранитами Ратан и несколько более основными гранитами Ярна. Все эти граниты в настоящее время (Magnusson, 1960₂) объединяются под названием гранитов Дала. Последние обнаруживают явное петрохимическое родство (Eskertmann, 1936, 1937) с порфирами Дала, что, по-видимому, свидетельствует об общности их магматических очагов. Среди гранитов Дала наибольший интерес представляют красные порфировидные граниты типа рапакиви. Вокруг красных фенокристов ортоклаза в них часто наблюдаются белые олигоклазовые каемки; это характерно для иотнийских гранитов рапакиви и, согласно Магнуссону (1960₂), не встречается в более древних порфировидных гранитах. Ортоклаз обычно так сильно окрашен гидроокислами железа, что его оптически почти невозможно определить. Основная масса рапакиви состоит из кварца и полевого шпата с незначительным количеством хлоритизированной роговой обманки, биотита, мусковита, титанита, магнетита, флюорита и апатита.

Граниты рапакиви являются характерными образованиями ранних стадий платформенного этапа развития Балтийского щита; они довольно широко развиты на его территории, особенно в южной части. Большая часть массивов рапакиви имеет лакколито- и пластинообразную форму. Своеобразие формы и пространственного размещения гранитов рапакиви А. А. Полканов (1956) объясняет пологими сколами, возникшими вдоль края щита под влиянием радиальных напряжений.

Возраст гранитов рапакиви установлен достаточно точно. Они прорывают нижний иотний и повсеместно с разрывом покрываются породами верхнего иотния. Для территории Карелии и Финляндии имеется ряд определений абсолютного возраста гранитов рапакиви различных массивов, выполненных несколькими методами — свинцовым, аргоновым и стронциевым (Kouvo, 1958; Полканов, Герлинг, 1960₂). Полученные значения абсолютного возраста лежат в пределах 1540—1660 млн. лет. Анализируя эти данные, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1960₂) пришли к выводу, что абсолютный возраст гранитов рапакиви надежно определяется в 1620—1640 млн. лет. В последнее время для шведских гранитов Дала получены (Полканов, Герлинг, 1961) более высокие цифры возраста: 1850 млн. лет по кали-аргоновому методу и 1940 ± 80 млн. лет по рубидий-стронциевому методу для гранита Ярна. Для выяснения геологического значения этих определений необходимы дальнейшие исследования.

Учитывая общность петрографического состава, структуры и геологического положения гранитов рапакиви, мы пока принимаем для них возраст 1620—1640 млн. лет.

На пенеПЛЕНЕЗИРОВАННОЙ поверхности субиотния и гранитов Дала залегают базальные слои песчаников верхнего иотния, представленные конгломератами и аркозами. Галька конгломерата состоит главным образом из кварцевых порфиров и кварцитов. Песчаники в основном полевошпатовые, розовато-коричневые, реже желтоватые или белые. В верхних горизонтах встречаются тонкие прослойки сланцев шоколадного цвета. В северной части провинции Даларна местами были найдены (Högbom, 1910—1911) слои известковистых песчаников. Часто наблюдаются косая слоистость и знаки ряби. Максимальная мощность (800 м) песчаников иотния отмечена в южной части области их развития.

Верхнеиотнийские песчаники Даларны включают три типа диабазов: а) эффузивный Ойе-диабаз, б) интрузивный Осби-диабаз и в) интрузивный Серна-диабаз.

Ойе-диабазы — порфировидные, часто амигдалоидные диабазы с большими фенокристами плагиоклаза или с пустотами, выполненными агатом, хлоритом и антигоритом. Мощность диабазов Ойе достигает 90 м. С этими слоями тесно ассоциируют агатовые конгломераты, формирование которых, очевидно, связано с разрывом амигдалоидных диабазов Ойе.

Осби-диабаз — грубозернистый оливиновый диабаз с офитовой структурой.

Серна-диабаз — тонкозернистый оливиновый диабаз. Сернадиабаз слагает также дайки, которые прослеживаются далеко за пределами области современного развития иотнийских песчаников. Местами интрузивные диабазы представлены кварцсодержащими разностями.

Иотнийские отложения Даларны в целом залегают горизонтально и, за исключением приконтактных ореолов вблизи диабазовых даек и силлов, не обнаруживают сколько-нибудь заметного метаморфизма (Eskertapp, 1936). Разрывные нарушения, особенно многочисленные в районе Лус-Хамра, часто значительно осложняют спокойное залегание иотния.

В отдельных блоках, заключенных между двумя разломами, породы нередко падают очень круто и даже вертикально.

Общая мощность иотнийских отложений Средней Швеции превышает 2000 м (Eckermann, 1936).

При рассмотрении иотнийских образований Балтийского щита привлекает внимание относительно небольшое развитие нижнего, вулканогенно-осадочного отдела иотния (хогландия). Кроме описанных выше вулканогенных образований Даларны, достоверный хогландий отмечен лишь на о-ве Суисаари (Хогланд); спорадически порфиры хогландия, по-видимому, развиты также на дне Ботнического залива (Eskola, 1928). В юго-восточной части Балтийского щита выделяются слабо метаморфизованные отложения суйсарского вулканогенного комплекса, подстилающие песчаники иотния. Некоторые исследователи (Гилярова, 1956; Simonen, 1960), относят этот комплекс к хогландию, несмотря на значительно более основной (вплоть до пикритов) состав суйсарских экзотрузий. Следует также отметить, что для верхнекарельских образований этой части щита, развитых на консолидированном фундаменте очень древних складчатых комплексов, также характерны простые формы дислокаций и небольшая степень метаморфизма. В связи с этим нам представляется более правильным сопоставлять суйсарский комплекс с верхнекарельскими образованиями, как это и делает большинство советских геологов (Кратц и Нумерова, 1960). Незначительное развитие хогландия в настоящее время, очевидно, обусловлено довольно глубокой эрозией, имевшей место до отложения верхнеиотнийских песчаников. Величина эрозионного среза определена вскрытием глубинных частей гранитных массивов рапакиви. Например, Выборгский массив срезан почти полностью, так что в его северо-западной части местами выступают гнейсы карелид (Полканов, 1956). Значительная предверхнеиотнийская эрозия отмечена и для других массивов рапакиви (Högbom, 1910—1911; Eskola, 1928; Magnusson, 1960₂).

Верхний отдел иотния развит более широко. Среди верхнеиотнийских песчаников, залегающих на доиотнийском основании, наиболее значительным распространением пользуются песчаники Западного Прионежья, слагающие пологую синклинальную структуру северо-западного простирания, замыкающуюся в районе Петрозаводска. Углы падения пород обычно не превышают 10—12°, редко 20—25°. В ядре структуры залегание практически горизонтальное. По данным Л. П. Галдобиной (1960), иотнийские отложения Прионежской впадины разделяются на две толщи: каменноборскую (внизу) и шокшинскую. Каменноборская толща сложена серыми, зеленоватыми и почти черными песчаниками с маломощными прослоями песчано-глинистых сланцев. Мощность толщи 375 м. Шокшинская толща согласно, но резко сменяет каменноборскую. В ее составе выделяются розовые, серовато-розовые, красные и малиновые кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, содержащие маломощные пропластки глинисто-сланцевых алевролитов и гравелитов. Общая мощность иотнийских отложений Западного Прионежья достигает 450 м. Песчаники прорваны пластовыми интрузиями кварцевых габбро-диабазов, сходных с диабазами Даларны (Eskola, 1928; Полканов, 1956).

Образования верхнего иотния описаны также в ряде пунктов на побережье Ботнического залива (Högbom, 1910—1911; Eskola, 1928; Полканов, 1956; Вярюнен, 1959; Simonen, 1960₂). Наиболее значительными из них являются отложения Сатакунты, Мухоса и побережья Онгерманланда. Во всех этих пунктах они представлены красноцветными и пестроцветными песчаниками, кварцитами и алевролитами с прослоями глинистых сланцев. В основании иотнийских песчаников залегают аркозовые продукты выветривания и, местами, конгломераты с галькой грани-

тов рапакиви. Для районов Сатакунты и Мухоса характерна приуроченность отложений иотния к грабенообразным впадинам северо-западного простирания. Кроме коренных выходов, на западном побережье Финляндии встречается много ледниковых валунов, образованных песчаниками, гранитами и порфирами иотния. По данным Эскола (1928), эти валуны принесены из области Ботнического залива. На противоположной стороне залива, на побережье Онгерманланда, иотнийские песчаники залегают горизонтально, а с приближением к берегу моря обнаруживают все возрастающие падения на юго-восток; на прибрежных островах наблюдается погружение песчаников под углом до 10° (Högbom, 1910—1911). Таким образом, можно предполагать, что на территории Ботнического залива существовала крупная иотнийская впадина.

Еще одна крупная впадина, по-видимому, намечается в районе Белого моря. О ее существовании свидетельствуют кварцито-песчаники Терского берега и Турьего мыса на Кольском полуострове, в настоящее время относимые (Кратц и Шуркин, 1960) к иотнию, а также иотнийские песчаники Онежской губы.

Особый интерес для понимания послекарельской истории развития Балтийского щита представляют остатки супракрустальных образований Южной Швеции, развитые в районе Альмасахра, по берегам оз. Веттерн и к западу от оз. Венерн.

В районе Альмасахра описана (Högbom, 1910—1911; Magnusson, 1960₂) одноименная иотнийская серия, состоящая из белых и красных кварцитов, полевошпатовых песчаников, аркозов, красноцветных и шоколадно-коричневых сланцев. В подчиненном количестве присутствуют конгломераты и красные известковистые песчаники. Весьма многочисленны дайки и силлы диабазов. Дайки имеют северо-восточное простирание и наблюдаются далеко за пределами современного развития серии Альмасахра, вплоть до южного побережья Швеции. Среди даек интересны так называемые «диабазовые конгломераты», содержащие значительное количество галек, характерных для конгломератов серии Альмасахра. Широкое развитие этих диабазов свидетельствует о первоначальном распространении иотнийских отложений далеко на юг. Для описанных образований характерны слабо выраженные складчатость и обилие сбросовых нарушений.

По берегам оз. Веттерн обнажается полого лежащая серия осадков (серия Висингсо), предположительно относимая к эокембрию. Серия Висингсо разделяется (Magnusson, 1960₂) на три свиты, согласно сменяющие одна другую. В основании залегают желтые песчаники мощностью 145 м. Выше следует свита аркозов и различных песчаников мощностью 315 м. Верхняя половина серии представлена свитой темных глинистых сланцев мощностью 580 м, содержащих прослой известняка и желваки фосфорита. В сланцах найдены одноклеточные водоросли, 13 видов спор и пленки ламинаритов. Комплекс спор свидетельствует о засушливом и полусухом климате. В песчаниках и сланцах часто встречаются знаки волновой ряби, корочки высыхания и косая слоистость.

К западу от оз. Венерн развиты относительно сильно дислоцированные супракрустальные серии, в настоящее время относимые к дальсландию. Дальсландием шведские геологи называют докембрийский период истории Южной Швеции — между временем завершения «готской складчатости» и отложением вулканогенно-осадочных образований нижнего иотния. В основании разреза залегают остатки вулканогенно-осадочной серии Каппебо, представленные кварцевыми порфирами с прослоями граувакк, кислыми эффузивами, конгломератами с галькой карельских (готских) гранитов, аркозами и граувакками. Венчает серию пласт кварцитовидного песчаника. Серия Каппебо залегают резко не согласно на карельских гранитах и, в свою очередь, несогласно перекрыва-

ется серией Даль. Последнюю характеризует следующий разрез (Hög-
bom, 1910—1911).

1. Базальные кварциты — розоватые кварцитовые песчаники с конгломератами и аркозами в основании. Мощность около 200 м.

2. Темные сланцы — глинистые сланцы с прослоями нечистых, местами битуминозных известняков и с подчиненными слоями розоватых песчаников. В сланцах наблюдаются 2—3 покрова основных эффузивов, метаморфизованных до хлоритово-эпидотовых сланцев. Мощность 800 м.

3. Белые кварциты с подчиненными слоями известняков и красных сланцев. Мощность 470 м.

4. Сланцеватые гравелиты, переходящие в светлые слюдяные сланцы, местами напоминающие спаргмиты. С гравелитами переслаиваются маломощные слои конгломератов и сланцев. Мощность гравелитов 400 м. Толща гравелитов залегает на белых кварцитах несогласно.

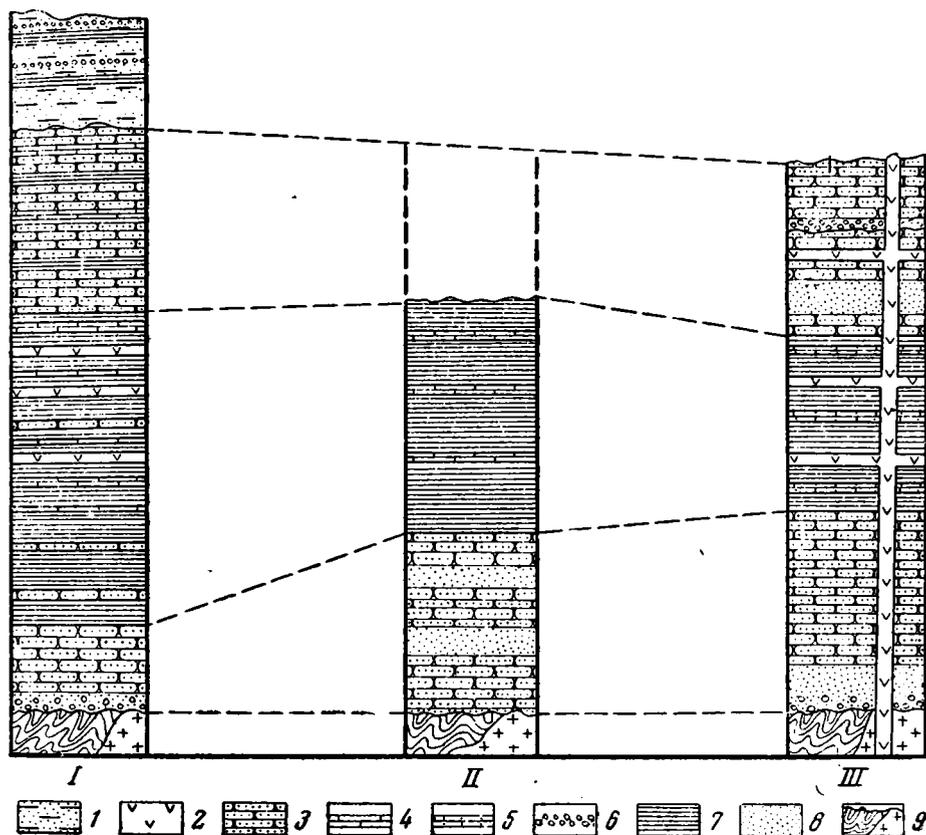
Породы дальсландия (серии Каппебо и Даль) образуют серию складок меридионального простирания. Складки довольно крутые и в отдельных местах опрокинутые к востоку. Кроме того, в нескольких пунктах можно проследить горизонтальный надвиг древних пород на отложения дальсландия (Högbohm, 1910—1911; Magnusson, 1960₂). Согласно Хогбому, «тектонические движения обусловили более или менее значительный метаморфизм (дальсландия.— И. П.), в котором механический эффект обычно преобладает над химическими превращениями» (1910—1911, стр. 21).

Отложения дальсландия прорваны небольшими массивами кислых калиевых гранитов типа гранитов Бохус, которые имеют явно анорогенный характер (Magnusson, 1960₂).

Кратко охарактеризованные выше супракрустальные образования Южной Швеции несомненно имеют ряд общих черт, позволяющих ставить вопрос об их корреляции. Следует отметить, что еще в 1883 г. Торнебом (Högbohm, 1909—1911) сопоставлял «формацию Даль» с иотнийскими песчаниками, но в то время его точка зрения не была принята.

Рассмотрим строение серий Альмасакра, Висингсо и Даль. Все они представлены континентальными и мелководными отложениями, образовавшимися в условиях засушливого и полусухого климата. Все три серии залегают на складчатом и гранитизированном фундаменте верхних карелид (готид). Сходные условия осадконакопления привели к образованию ряда литологически близких пород: красноцветных кварцевых песчаников, аркозов, темных глинистых сланцев, известковистых песчаников и песчанистых известняков. Отдельные небольшие горизонты рассматриваемых серий трудно сопоставимы вследствие быстрой смены фаций по простиранию. В то же время в целом эти серии хорошо сопоставляются, грубо их можно разделить на три толщи, закономерно изменяющиеся по простиранию (фиг. 1). Нижняя толща представлена красноцветными песчаниками и кварцитами с аркозами и, местами, с конгломератами в основании. Мощность ее увеличивается с северо-запада на юго-восток за счет соответствующего уменьшения мощности лежащей выше толщи темных глинистых сланцев. Последняя получила наибольшее развитие на северо-западе, в серии Даль, где она достигает мощности 800 м и содержит пласты известняка. В юго-восточном направлении количество пластов известняка уменьшается, и они переходят в красноцветные известковистые песчаники; сама толща глинистых сланцев на юго-востоке (в районе Альмасакра) также приобретает красноватый оттенок. Верхняя толща песчаников и кварцитов в серии Висингсо отсутствует. В серии Даль она более тонкозернистая, в ней имеются прослойки сланцев и песчанистых известняков. Различия литологического состава серий Альмасакра, Висингсо и Даль имеют закономерный характер, они свидетельствуют об отложении серии Даль в несколько более

глубоководных бассейнах по сравнению с серией Альмасаkra. Серия Висингсо и по литологическому составу и по мощности выделяемых толщ является промежуточным членом этого ряда. В настоящее время нет надежных данных, позволяющих говорить об эокембрийском возрасте



Фиг. 1. Схема сопоставления иотнийских отложений Южной Швеции.

I — серия Даль; II — серия Висингсо; III — серия Альмасаkra. 1 — сланцеватые гравелиты, местами напоминающие спаргмит; 2 — диабазы; 3 — песчаники и кварциты; 4 — известняки; 5 — известковистые песчаники; 6 — конгломераты; 7 — темные глинистые ланцы; 8 — аркозы; 9 — древний фундамент

этой серии; указание Бротцена (см. Шатский, 1962₂) о находке в 1941 г. фораминифер в верхних горизонтах серии Висингсо не подтверждается последними более полными описаниями (Magnusson, 1960₂).

В связи с изложенным мы полагаем, что серия Альмасаkra, Висингсо и Даль относятся к единому циклу седиментации; это подтверждается и близостью цифр абсолютного возраста (около 1000 млн. лет), определенных аргоновым методом по глинистым сланцам (Полканов, Герлинг, 1960₁; Magnusson, 1960₂).

Едва ли можно сомневаться, что этот цикл седиментации соответствовал верхнему иотнию; в пользу такого сопоставления говорит ряд фактов: принадлежность к иотнию серии Альмасаkra, характер осадков, наличие вулканогенной серии Каплебо, местами подстилающей серию Даль, присутствие прослоев основных пород в серии Даль и, наконец, цифры абсолютного возраста. Небольшая величина этих цифр объясняется своеобразием истории развития юго-западной части Балтийского

щита, выразившимся в довольно интенсивных тектонических движениях после образования иотнийского платформенного чехла. Согласно Магнуссону (1960₂), эти движения обусловили «дальсландскую регенерацию», т. е. значительное омоложение древних пород, соответствующее по времени проявлению основных движений эпохи дальсландия. Наряду с тангенциальными напряжениями, направленными с запада на восток, в эту эпоху произошло значительное опускание юго-западного края Балтийского щита. С этим опусканием связывается образование палингеновых гранитов типа гранитов Бохус и перекристаллизация древних пород, в результате чего породы всей области, лежащей к западу от оз. Веттерн, включая и досвекофенские гнейсы (преготида), имеют низкие значения абсолютного возраста, полученные аргонным методом. Эти значения лежат в пределах 1130—920 млн. лет и отвечают времени метаморфизма эпохи дальсландия, т. е. тектоническим движениям среднего и начала верхнего рифея.

Интересно отметить, что повышенная тектоническая активность в юго-западной части Балтийского щита сохранилась до настоящего времени; об этом свидетельствует сравнительно сильная сейсмичность, чаще всего проявляющаяся в районе грабена Осло и в местах развития серии Даль (Вяюрюнен, 1959).

Общие черты тектоники иотния в настоящее время вырисовываются достаточно ясно. Иотнийские отложения представляют собой древнейший платформенный чехол Балтийского щита, образовавшийся после консолидации складчатых сооружений карелид. Формирование нижнего отдела этого чехла сопровождалось возникновением значительного числа разломов фундамента, обусловивших интенсивную вулканическую деятельность и внедрение лакколитов и пластинообразных интрузий гранитов рапакиви. Разрывные нарушения играли важную роль и в формировании отдельных структур верхнего отдела иотния, например, более сложных структур дальсландия. Согласно исследованиям Магнуссона, складчатость дальсландия «была обусловлена разделением готского основания на плоские блоки, которые двигались относительно друг друга. Именно с этими движениями связаны покровы готских пород на дальсландии» (1960, стр. 424). Следует отметить, что наложение более молодых тектонических напряжений на платформенные образования, с возникновением в последних складчатых структур, не представляет исключения. Е. В. Павловский (1962) отмечает такую запоздалую складчатость для ряда районов земного шара.

Несмотря на довольно крутые углы падения пород и сложную структуру отдельных приразломных участков, иотнийские отложения в целом представляют весьма полого лежащий платформенный чехол. Остатки этого чехла мы находим сейчас в описанных выше крупных плоских впадинах типа синеклиз. Однако эти впадины нельзя смешивать с настоящими синеклизами, так как они по размерам значительно уступают последним.

В заключение кратко разберем вопрос об абсолютном возрасте образований иотния. Как уже упоминалось выше, для решения этого вопроса основное значение имеет твердо установленный возраст гранитов рапакиви, определяемый в 1620—1640 млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958; Коув, 1958). Внедрение гранитов рапакиви происходило в какой-то средний этап развития иотния и, согласно Экерману (1937), тесно связано с магматической деятельностью как нижнего, так и верхнего отделов иотния. Отсюда следует, что иотнийский платформенный чехол формировался в течение сравнительно небольшого отрезка геологического времени.

Нижняя возрастная граница иотния определяется временем замыкания карельской геосинклинальной области, т. е. цифрами порядка 1700 млн. лет. Верхняя возрастная граница иотния гораздо менее опреде-

ленна. Кроме явно «омоложенных» цифр абсолютного возраста, имеющих для иотнийских отложений Юго-Западной Швеции, абсолютный возраст определен для сланцев Сатакунты и Мухоса. Эти определения выполнены аргоновым методом и дают возраст около 1300 млн. лет (Simonen, 1960₂). Несмотря на отсутствие заметных следов последующего воздействия метаморфизирующих агентов, представляется все же, что эта цифра несколько занижена. Судя по характеру осадков и их мощности, интервал в 330 млн. лет (1630—1300=330), очевидно, слишком велик, ибо нет никаких оснований считать, что осадконакопление иотния шло резко замедленными темпами. С другой стороны, тщательные исследования А. В. Копелиовича (1960, 1962) показали, что и в типично платформенных условиях с течением времени происходят глубокие изменения пород в процессе эпигенеза. Подобные эпигенетические изменения могут существенным образом повлиять на результаты определения возраста породы аргоновым методом, так как часть аргона при этом теряется. В связи с изложенным представляется весьма вероятным, что верхняя возрастная граница иотния лежит где-то между 1550—1450 млн. лет. Эти ориентировочные цифры мы получили, исходя из примерного равенства мощностей нижнего и верхнего иотния, длительности нижнего иотния (примеро 1700—1630=70 млн. лет) и наличия перерыва перед отложением верхнего иотния. Такой возраст верхних горизонтов иотния хорошо согласуется с единичными определениями абсолютного возраста нижнерифейских отложений по глаукониту и с обычной (например, для палеозоя) скоростью осадконакопления. Соответствует он и данным А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), согласно которым абсолютный возраст каменноборской толщи песчаников превышает 1500 млн. лет (определение возраста секущей жилы сиенита аргоновым методом по полевому шпату). Несмотря на некоторую неопределенность верхней возрастной границы иотния, данные современной геохронологии убедительно показывают правильность точки зрения Н. С. Шатского (1946, 1952), резко отделявшего иотний от рифейских отложений о-ва Кильдин, п-ова Рыбачьего и Тимана.

Рассматривая соотношения иотния и рифея, Н. С. Шатский всегда подчеркивал полную самостоятельность рифейской группы. Это показано как в его ранних работах (1946, 1952), так и особенно в последних статьях (1960, 1962_{1,2}), специально посвященных рифейской группе.

Н. С. Шатский (1962₂) убедительно показал, что при приближении к Балтийскому щиту мощность рифейских отложений уменьшается, и, наконец, они совсем выклиниваются. В виде исключения он допускал сохранение верхних горизонтов рифея в отдельных тектонических депрессиях типа грабена оз. Веттерн. Однако, как было показано выше, серия Висингсо, выполняющая этот грабен, может иметь и более древний (иотнийский) возраст. В пользу этого предположения говорит также и довольно значительная (более 1000 м) мощность Висингсо, противоречащая установленной Н. С. Шатским (1960) тенденции к максимальному сокращению разрезов рифея на щитах.

Сравнивая классический разрез спарагмита в районе оз. Мьёса с разрезом Пачелмского прогиба, Н. С. Шатский (1962₂) установил их полное сходство и сопоставил серый спарагмит, залегающий в основании этого разреза, с каверинской серией. Последнюю Н. С. Шатский (1960) параллелизовал с юрматинской серией стратотипического разреза Южного Урала, т. е. относил ее к среднему рифею. Правильность подобного сопоставления в настоящее время подтверждается геохронологическими исследованиями (Полканов, Герлинг, 1961). Итак, у нас есть основания полагать, что спарагмит целиком относится к рифею, так как, согласно Хольтедалю (1957), в разрезе оз. Мьёса отсутствует лишь самая нижняя часть спарагмита, небольшой мощности. В результате изучения палео-

географической обстановки в период образования этих толщ, Хольтедаль пришел к выводу, что во время отложения спарагмита Балтийский щит представлял собой область размыва. Это доказывается закономерным изменением фаций и мощностей как в Южной Норвегии, так и в Финмаркене. Таким образом, в среднем и верхнем рифее Балтийский щит, очевидно, был преимущественно областью поднятий. О нижнерифейской истории этого района у нас сейчас нет данных. Судя по отсутствию нижнерифейских отложений на Русской плите, они, по-видимому, не отлагались и в области щита.

Возвращаясь к вопросу о соотношении иотния и рифея, необходимо отметить установленное Хольтедалем (Bauley a. Holtedah, 1938) налегание серого спарагмита в районе оз. Мьёса на поверхность пенеплена, срезающую дислоцированные слои верхнеиотнийских песчаников. О таких же соотношениях свидетельствует налегание, с размывом и угловым несогласием, толщи спарагмитоподобных пород на белые кварциты серии Даль, которую мы сопоставляем с верхним иотнием.

Приведенные данные свидетельствуют о доспарагмитовом, досреднерифейском возрасте иотния. Длительность перерыва между иотнием и спарагмитом неизвестна. По-видимому, этот перерыв соответствовал всему нижнему рифею, и иотний следует рассматривать как заключительную эпоху более древнего, дорифейского этапа истории Земли. Однако не исключена и правильность сопоставления иотния с нижним рифеем. Свообразие иотнийских формаций и их более древний по сравнению с рифейскими породами облик можно объяснить чрезвычайной длительностью рифея, которая установлена благодаря последним достижениям геохронологии.

II. КАРЕЛИДЫ

Верхний структурный этаж Балтийского щита, сложенный описанными выше образованиями иотния, залегает на сложноскладчатом и интенсивно гранитизированном фундаменте, являющемся нижним структурным этажом. В строении нижнего структурного этажа принимают участие тектонические комплексы, различающиеся как по возрасту, так и по характеру развития. Самый молодой из этих комплексов представлен складчатыми сооружениями карелид, имеющих решающее значение в формировании общей структуры Балтийского щита. Однако некоторые геологи это положение оспаривают (Magnusson, 1960; Эскола, 1961; Полканов и Герлинг, 1961) и различно оценивают масштаб карельской складчатости. Расхождения касаются главным образом вопроса о соотношении свекофеннид, карелид и готид, являющихся, как нам представляется, синхронными образованиями разных структурных зон.

Рассмотрим кратко соотношения карелид и свекофеннид. Вследствие интенсивных складкообразовательных движений и магматизма, проявлявшихся в верхнекарельскую эпоху, сопоставление нижних карелид и, по-видимому, соответствующих им антиклинорных сооружений свекофеннид представляет весьма сложную задачу. Значительно более эффективным оказывается изучение взаимоотношений верхнекарельских и свекофеннских образований.

В строении верхних карелид принимают участие породы всего двух систем протерозоя — ятулия и калевия. Однако к этим двум системам относится ряд серий с местными названиями. Наиболее известные из них сведены в таблице (стр. 12—13), показывающей их возрастные соотношения и частично состав.

Отложения верхнего карелия (ятулия и калевия) с размывом и угловым несогласием залегают на складчатых сериях нижнего карелия и на более древних породах фундамента. В основании ятулийской серии

наблюдается характерный комплекс пород, образовавшихся в условиях интенсивного химического выветривания — базальные сланцы, кварцевые конгломераты и серицитовые кварциты. Установлено (Кратц и Шуркин, 1960; Харитонов, 1960), что базальные сланцы представляют собой метаморфизованную каолиновую кору выветривания. Л. Я. Харитонов (1960) совершенно справедливо выделяет этот комплекс в качестве маркирующего горизонта, имеющего решающее значение «для корреляции далеко отстоящих разрезов Балтийского щита».

Наиболее широко этот комплекс развит в пределах Карельского массива, но в том или ином виде интенсивное предъятулийское выветривание отмечено почти на всей территории Балтийского щита. Серицитовые кварциты выше сменяются сливными кварцитами с прослоями глинистых сланцев, кварцевых конгломератов и гравелитов. В толще кварцитов имеются покровы диабазов-спилитов. Перечисленные породы, согласно Л. Я. Харитонову (1960), слагают нижний (сегозерский) отдел ятулия и достигают мощности около 700 м. Верхний отдел ятулия (онежский) представлен пестрыми мергелистыми сланцами, доломитами, мраморами и шунгитосодержащими глинистыми сланцами с силлами габбро-диабазов. В карбонатных породах встречаются водоросли *Collenia* и *Osagia*.

Общая мощность ятулийских отложений на Карельском массиве около 2000 м.

Калевийские отложения появляются вдоль западного края Карельского массива и образованы главным образом ритмичнослоистыми филлитами, с перерывом залегающими на ятулии. В юго-восточной части Карелии калевий представлен суйсарским вулканогенно-осадочным комплексом, залегающим без видимого несогласия (Кратц и Нумерова, 1960) на онежском отделе ятулия. Наибольшая мощность (до 3000 м) калевийских отложений наблюдается в Северном Приладожье.

На Кольском полуострове верхнекарельские образования имеют сходное строение, но в них широко развиты эффузивы.

Слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи верхнего карелия, согласно К. О. Кратцу, «слагают большей частью структуры типа наложенных мульд и грабен-синклиналей. Наложённые мульды с пологими и средними углами падения крыльев нередко нарушены краевыми и, частью, осевыми разломами. Грабен-синклинали — узкие, протяженные структуры, ограниченные одним или несколькими краевыми сбросами, — отличаются крутыми (по сбросам), нередко даже опрокинутыми крыльями» (Кратц и Шуркин, 1960, стр. 16).

Верхнекарельские отложения восточной части Балтийского щита обладают некоторыми специфическими чертами, отличающими их от типичных геосинклинальных образований. Сравнительно небольшая мощность этих отложений, мономиктовый кварцевый состав песчаников и их фациальная устойчивость (особенно на площади Карельского массива) указывают, что эти породы отлагались в условиях, близких к платформенным. С другой стороны, присутствие флишевых и вулканогенно-осадочных образований со спилитами свидетельствует об их геосинклинальном происхождении. В результате изучения структур верхних карелид К. О. Кратц пришел к выводу, что они образовались «в значительный этап развития карельской геосинклинали, переходный к следующему платформенному этапу верхнего протерозоя» (там же).

Как будет показано ниже, специфические черты верхних карелид восточной части Балтийского щита объясняются наложением карельских геосинклинальных прогибов на жесткое основание древнего фундамента, которое не было полностью реоморфизовано во время карельской складчатости.

Непосредственные соотношения карелид и свекофеннид наблюдаются только в одном районе — северо-западнее Ладожского озера. Ладожская

толща филлитов (ладожская формация) в настоящее время уверенно (Вяюрюнен, 1959; Харитонов, 1960; Кратц, 1961) сопоставляется с калевийскими филлитами Восточной Финляндии. Последние, в свою очередь, постепенно переходят по простиранию в сланцы Саво, образуя с ними единую Саво-Карельскую зону.

По данным Х. Вяюрюнена (1959), сланцы Саво прослеживаются в западном направлении до гранитной области внутренней Финляндии, а на юге через окрестности оз. Сайма соединяются с зоной Тампере и с южнофинляндскими сланцами. Эти простые соотношения в значительной мере загущены интенсивным метаморфизмом и гранитизацией, которые увеличиваются в западном направлении, обуславливая переход карельских филлитов в «свекофеннские» кристаллические сланцы и гнейсы.

Геологические наблюдения (Magnusson, 1960₂) в Северной Швеции в общем не противоречат выводу об одновозрастности карелид и свекофеннид. Восточнее Кируны развиты серии Вакко, Паяла и Каликс, по составу сходные с лапонийскими породами Северной Финляндии (Вяюрюнен, 1959). Эти серии по возрасту отвечают ятулию и представлены чередующимися кварцитами, филлитами, конгломератами, известняками и доломитами с основными эффузивами, агломератами и туфами. В районе Паяла видно резко несогласное налегание этих отложений на порфиры Кируны, которые относятся к нижнему свионию, или к нижним карелидам. Судя по соотношению с хапарандскими гранитами, перечисленные серии, в свою очередь, несогласно перекрываются эффузивно-осадочной серией Болинг, которую можно сопоставлять с калевием. Согласно Магнуссону (1960_{1,2}), в карельских конгломератах к югу от Харадса была встречена галька жильных гнейсов предположительно позднесвионию (верхнесвекофеннского) возраста. Этот интересный факт требует проверки по двум направлениям: а) уточнения возраста галек жильных гнейсов и б) уточнения возраста самих конгломератов. При этом нужно иметь в виду возможную растянутость во времени процесса становления верхних карелид. О длительности этого процесса свидетельствуют единичные определения (Magnusson, 1960₁) абсолютного возраста карельских гранитоидов (1770—1540 млн. лет) и наличие в Северной Швеции и Северной Финляндии перерыва и углового несогласия между ятулием и калевием. До выяснения этих соотношений походка упомянутых галек еще не определяет возраст свекофеннид.

Позднесвиониюские породы Центрального Норланда представлены геосинклинальными отложениями серии Хорно, в составе которой преобладают граувакки и сланцы, с подчиненными прослоями кварцитов и незначительным количеством вулканических пород. Характерная особенность серии Хорно — богатство ее осадков мусковитом. Это обстоятельство, на наш взгляд, является косвенным свидетельством в пользу одновозрастности метаморфизованных геосинклинальных отложений серии Хорно и слабо измененных отложений ятулия, обогащенных продуктами каолиновой коры выветривания. При размыве последней, очевидно, в условиях интенсивного прогибания геосинклинальной области, не мог образоваться четко выраженный горизонт с высоким содержанием каолина; продукты предъатулийской коры выветривания как бы растворились в мощных терригенных толщах серии Хорно. При последующем метаморфизме этой серии каолин превратился в гидрослюда и затем в мусковит.

Геосинклинальные образования Центрального Норланда, согласно Магнуссону (1960₂), «продолжаются по другую сторону Ботнического залива, в Центральную Финляндию». Сланцевые толщи Финляндии, в свою очередь, постепенно переходят, через сланцы Саво, в калевийско-ятулийские отложения Приладожья (Вяюрюнен, 1959).

Одновозрастность карелид и свекофеннид особенно ясно проявляется при сопоставлении их магматизма. Детальное рассмотрение этого вопроса не входит в нашу задачу; ему посвящены работы многих исследователей (Högbom, 1910—1911; Sederholm, 1932; Судовиков, 1939₂; Metzger, 1959; Eskola, 1960₁; Simonen, 1960; Эскола, 1961). Как для свекофеннид, так и для карелид характерно направленное развитие магматизма от олигоклазовых синкинематических гранитов и гранодиоритов ранних карелид (свекофеннид) к микроклиновым постороженным гранитам поздних карелид (свекофеннид). По составу, структуре, характеру взаимоотношений с вмещающими породами и абсолютному возрасту эти гранитоиды настолько близки между собой, что единство их происхождения в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения. Даже Эскола (1961), категорически отрицающий возможность сопоставления карелид и свекофеннид, вынужден признать, что «магматизм обеих главных зон очень сходный». Единственным отличием магматизма карелид, согласно Эскола, является значительное развитие офиолитов. Эта особенность, на наш взгляд, легко объясняется структурным положением карелид на краю геосинклинальной области свекофеннид. На геологической карте видно, что основные интрузии в целом слагают пояс северо-северо-западного простирания, протягивающийся вдоль западного края Карельского гнейсо-гранитного массива и далее, вплоть до каледонских горных цепей. Этот пояс, по-видимому, связан с серией разломов, приуроченных к флексурному перегибу докарельского фундамента, отделяющему древнюю восточную часть щита от расположенной в центре его свекофеннидской (карельской) геосинклинальной области. Что же касается основных эффузивов, то они развиты как в карелидах, так и в свекофеннидах. В качестве примера можно указать на складчатую зону Тампере (Южная Финляндия), в которой мощность основных эффузивов, согласно Симонену (1960₂), около 2000 м. Не рассматривая, вследствие ограниченного объема статьи, остальные возражения Эскола против сопоставления карелид и свекофеннид, отметим лишь, что все они легко снимаются той концепцией, которую мы развиваем вслед за Т. Миккола (см. Кратц, 1961): карелиды — это краевая зона свекофеннидской геосинклинальной области. Этим объясняется и большое количество карбонатных пород в карелидах, и значительное развитие надвиговых дислокаций (вдоль края Карельского массива), и наличие в основании верхних карелид комплекса пород, претерпевших интенсивное химическое выветривание.

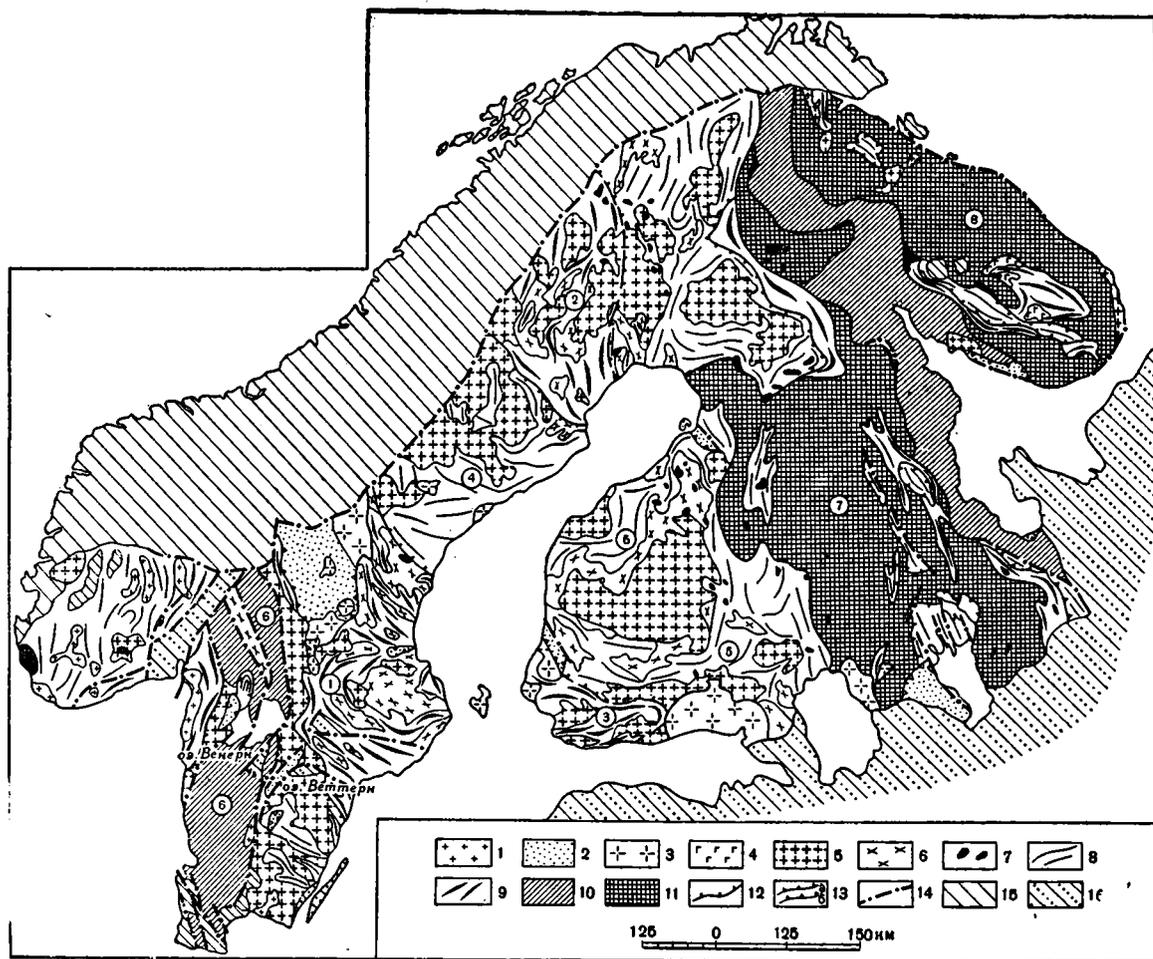
Приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют об одновозрастности поздних свекофеннид и верхних карелид. Аналогичные соотношения наблюдаются и между свекофеннидами и готидами. Готиды Южной Швеции представлены разрозненными остатками супракрустальных образований (серии Смоль, Вестервик, Ветланд и Вестланд и Омоль-Кропепфьолл), которые, аналогично карельским гранитоидам, начинаются с габбро, диоритов и плагиогранитов и заканчиваются красными кварцево-микроклиновыми гранитами. Имеется ряд определений абсолютного возраста готских гранитов аргоновым методом. Несмотря на противоречивость этих данных, они представляются весьма интересными. Цифры абсолютного возраста пород Южной Швеции варьируют в пределах 920—1750 млн. лет, причем наибольшие значения наблюдаются в породах восточной части области (Magnusson, 1960₁). Характерно, что и для гнейсов преготид, которые подстилают раннесвионийские (нижекарельские) лептиты, получаются очень низкие цифры возраста (не более 1130 млн. лет). Подобные аномалии Магнуссон (1960₁) совершенно справедливо объясняет региональным омоложением, которое захватило Южную Швецию и Южную Норвегию и названо им свеко-норвежской регенерацией. Эта регенерация проявилась в связи с тектони-

ческими движениями и внедрением анорогенных гранитов «эпохи дальсландия». Судя по абсолютному возрасту (900—1420 млн. лет) анорогенных гранитов, определенному разными методами (Хольтедааль, 1957; Høltedahl, 1960; Magnusson, 1960; Kulp a. Neumann, 1961), «эпоха дальсландия» соответствует времени внедрения серии рифейских гранитов.

Возраст готид в наименее регенерированных участках приближается к возрасту верхних карелид. Таким образом, данные абсолютной геохронологии подтверждают точку зрения Баклунда (Backlund, 1937), который еще в 1936 г. выделил гото-карелиды. Правильность подобного сопоставления подтверждается также при рассмотрении остатков супракристалльных образований готид. Действительно, в составе осадочных серий готид преобладают кварциты и кварцитовидные песчаники, слюдястые (мусковитовые!) кварциты и слюдястые сланцы, встречаются также известняки, основные и кислые лавы, агломераты и туфы; в подчиненном количестве наблюдаются конгломераты и бедные полосчатые железные руды. Особый интерес представляют метаморфизованные до мусковита остатки каолиновой коры выветривания, по данным Магнуссона (1960₂), залегающие в основании серии Омоль в северном конце синклинали Гильберга (к северо-западу от оз. Венерн). Серия Омоль здесь залегает непосредственно на гнейсах преготид, слагаая пологую синклиналь меридионального простирания. Согласно Магнуссону (1960₂), серия Омоль отложилась после гнейсификации и выветривания преготид. Сравнение характера отложений, условий залегания и структурного положения готид и ятулийских образований Карелии и Восточной Финляндии показывает их большое сходство, которое определяется как разновозрастностью этих образований, так и одинаковым расположением по краям древних жестких блоков — Карельского массива и Южно-Шведского массива (Южно-Шведским массивом мы предлагаем называть область развития гнейсов преготид). Итак, по сумме радиологических и геологических данных мы, вслед за Баклундом (1937) и Харитоновым (1960), уверенно сопоставляем готиды с карелидами. Таким образом, определяется ведущая роль складчатых сооружений верхнекарельского времени (около 1700 млн. лет) в формировании общей структуры Балтийского щита.

В это время завершилось развитие Карельского тектонического комплекса, т. е. структур, возникших в результате процессов седиментации, магматизма, складчатости, метаморфизма и гранитизации, которые проходили в течение карельского этапа развития земной коры. На ранних стадиях развития этого комплекса также происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся гранитным магматизмом, — в то время формировались складчатые структуры нижних карелид и свекофеннид, впоследствии в значительной степени переработанные верхнекарельскими движениями и магматизмом. В настоящее время нижнекарельские образования представлены лептитами и лептитовыми гнейсами с подчиненным количеством основных вулканитов, сланцев, граувакк, кварцитов и конгломератов. Совместно с лептитами встречаются карбонатные породы и железные руды. Все породы, как правило, собраны в изоклинальные складки и прорваны синкинематическими интрузиями преимущественно олигоклазовых гранитов.

В общей структуре карелид площади развития нижнекарельских (раннесвионийских) образований представляются сложно построенными антиклинориями. Наиболее значительный из них расположен в Центральной Швеции; он включает Свеаландский антиклинорий, синклинорий Маларен и краевую зону Южного Норланда. В Северной Швеции нижние карелиды образуют антиклинорий Кируна-Арвидсьяур, в Южной Финляндии — Южно-Финляндский антиклинорий. Между ними расположена обширная геосинклиналиная область верхних карелид,



Фиг. 2. Тектоническая схема Балтийского щита

1 — анорогенные рифейские гранитоиды; 2 — осадочно-вулканогенные образования иотния; 3 — граниты иотния (рапакиви); 4 — щелочные интрузии карелид; 5 — граниты карелид; 6 — гнейсовидные граниты карелид; 7 — основные интрузии; 8 — основные простирания верхних карелид; 9 — основные простирания нижних карелид; 10 — беломориды; 11 — саамиды с реликтами древнейшего докембрия; 12 — граница нижних и верхних карелид; 13 — границы наложенных впадин: а — верхних карелид, б — иотния; 14 — разломы; 15 — байкалиды и каледониды; 16 — нижнепалеозойский чехол Русской платформы. Цифры в кружках: 1 — антиклинорий Свелаанд; 2 — антиклинорий Кируна-Арвидсьяур; 3 — Южно-Финляндский антиклинорий; 4 — синклинорий Центрального Норланда; 5 — Центрально-Финляндский синклинорий; 6 — Южно-Шведский массив; 7 — Карельский массив; 8 — Мурманский массив

шведскую часть которой мы называем синклинорием Центрального Нор-ланда, а финскую — Центрально-Финляндским синклинорием (фиг. 2). Крупный антиклинорий, по-видимому, слагают также кристаллические породы серий Бамле-Консберг и Стура Ле-Марstrand. Примерно в осевой части этого антиклинория расположен палеозойский грабен Осло.

Карельские структуры восточной части Балтийского щита вследствие расположения на древнем жестком фундаменте обладают рядом специфических черт. Это главным образом длинные, узкие прогибы, осложненные продольными разломами, и наложенные впадины. Несмотря на интенсивные дислокации пород в грабен-синклиналях, подстилающие их породы фундамента были лишь частично вовлечены в карельскую складчатость. Об этом свидетельствует сохранение в целом ряде случаев древних структур и древний (более 2000 млн. лет) возраст пород фундамента, определяемый аргоновым методом (Полканов и Герлинг, 1961; Лобач-Жученко и Пинаева, 1961).

В западной части щита, в Южной Швеции, влияние древнего фундамента (преготид) чувствуется меньше; оно проявляется главным образом в характере осадков готских серий, напоминающих ятулийские отложения Карельского массива. В то же время процессы гранитизации здесь проходили достаточно интенсивно. Такое отличие западной части щита от восточной, по-видимому, объясняется меньшей величиной древнего массива, а также его большей подвижностью и проницаемостью, благодаря чему породы преготид были полностью перекристаллизованы (омоложены).

Таким образом, геосинклинальные процессы карельского времени получили наибольшее развитие в центральной и западной частях Балтийского щита; в восточной его части отдельные шовные геосинклинальные прогибы ранних карелид впоследствии сменились наложенными впадинами поздних карелид, которые имели уже некоторые черты, свойственные платформенным структурам.

III. ДРЕВНЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Изучение докарельских образований Балтийского щита связано с исключительно большими трудностями вследствие того, что последующие тектоно-магматические процессы наложены на древнейшие участки земной коры. Раскрытие тектонического строения древнейших тектонических комплексов в значительной мере является делом будущего. В настоящее время благодаря работам А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961) установлено, что фундамент карелид имеет сложную геологическую историю, охватывающую более 1500 млн. лет. Геохронологически в нем четко выделяются складчатые сооружения беломорид, саамид и катархея. Геологические соотношения этих тектонических комплексов выяснены еще далеко недостаточно. Тем не менее нам представляется, что по сумме геохронологических и геологических данных можно на мелкомасштабных тектонических картах достаточно обоснованно выделить два комплекса — беломориды и саамиды с реликтами катархея.

Беломориды

Беломорский комплекс слагает сложно построенный складчатый пояс северо-западного простирания, протягивающийся от берегов Белого моря до Финмаркена. Комплекс включает беломорскую серию, часть кольской серии¹ и ряд массивов гранитоидов и основных пород. Стратиграфия беломорской серии изучена еще недостаточно. Одни гео-

¹ По радиологическим данным (Полканов и Герлинг, 1961), кольская серия содержит разновозрастные толщи гнейсов.

логи (Судовиков, 1939;) рассматривают распределение главных типов гнейсов как метаморфическую зональность, связанную с проявлением процессов гранитизации; другие (Кратц и Шуркин, 1960) видят в нем отражение первичного состава толщи осадочных пород и выделяют ряд свит. К. А. Шуркин (1960) подразделяет беломорскую серию на четыре свиты (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую, лоухскую и ёнскую. Керетская свита сложена главным образом биотитовыми гранито-гнейсами и эпидотово-биотитовыми гнейсами с подчиненным количеством амфиболитов. Основания свиты не видны вследствие интенсивной гранитизации. В хетоламбинской свите преобладают ортоамфиболиты, амфиболовые и биотитово-амфиболовые гнейсы, которые нередко переслаиваются с биотитовыми гнейсами, встречаются прослои мраморов. В лежащей выше лоухской свите главное значение приобретают биотитовые гнейсы, среди которых появляются высокоглиноземистые биотитовые держащие гнейсы. Значительно развиты также пара-и ортоамфиболиты. В верхних горизонтах беломорской серии (ёнская свита) особенно возрастает роль высокоглиноземистых кианитовых и силлиманитовых гнейсов. Общая мощность беломорской серии оценивается в 7—8 км. В целом это, несомненно, геосинклиальная серия с закономерно изменяющимся составом: аркозовые породы в нижней части разреза, вулканогенно-карбонатные породы в средней и аркозово-глинистые и глинистые — в верхней. В раннеорогенный этап развития беломорской геосинклинали вся эта серия, согласно К. А. Шуркину (1960), подверглась интенсивной складчатости и метаморфизму в условиях эпидотово-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В это время происходило внедрение интрузий ультраосновного состава, тяготеющих к поверхности напластования и, таким образом, подчиненных общей складчатой структуре беломорского комплекса.

Основные черты современной структуры беломорид сформировались в следующий этап, включающий главную фазу складчатости, ультраметаморфизм беломорской серии и образование значительных масс синорогенных гранитов. Анхизэвтектический состав гранитоидов и постепенные переходы их во вмещающие породы свидетельствуют о палингенном характере большей части этих гранитоидов.

Интенсивная мигматизация и гранитизация беломорской серии по времени (1900—2100 млн. лет; Полканов и Герлинг, 1961) совпадает с эпохой максимального развития магматизма в земной коре, о чем неоднократно писал А. И. Тугаринов (Тугаринов, 1956; Виноградов и др., 1960; Виноградов и Тугаринов, 1961). Надо полагать, что именно в результате мощного развития процессов гранитизации, частичного расплавления пород и насыщения их флюидами земная кора приобрела ту высокую пластичность, благодаря которой возникли складчатые структуры беломорид. «Специфический характер общей тектонической структуры беломорского комплекса,— пишет К. А. Шуркин,— заключается с одной стороны, в широком развитии куполовидных структур, а с другой стороны,— в сочетании северо-западной ориентировки главных структур (1 порядка) с поперечной северо-восточной и субширотной ориентировкой складок 2—4 порядков» (1960, стр. 84). Возникновение этих более мелких складок он объясняет дифференциальным перемещением пластических масс нижних, наиболее мигматизированных горизонтов беломорской серии по отношению к ее верхним горизонтам. Неоднородность механических свойств и пластичными деформациями объясняется и образование второстепенных деталей будинаж-структур, складок течения, возникновение явлений диапиризма и т. п.

В заключительный этап развития беломорид образовались взаимопересекающиеся дайки, жилы и штоки габбро-диабазов, гранитов и пегматитов. Для этих образований имеется ряд определений абсолютно-

го возраста (Полканов и Герлинг, 1961), в том числе вполне надежное определение возраста пегматита (1950 млн. лет), выполненное тремя методами (K/Ar, Rb/Sr и Pb/U). Таким образом, и специфические черты геологического строения и геохронологические данные говорят о самостоятельном значении беломорского тектонического комплекса — более древнего, чем карелиды, и более молодого, чем выделяемые А. А. Полкановым (Полканов и Герлинг, 1961) саамиды. Этот комплекс образовался в результате развития беломорской геосинклинали, заложившейся на складчатом основании саамид.

Первоначальное распространение беломорского комплекса, по-видимому, было значительно более широким, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует существование Южно-Шведского массива, а также единичные определения (Magnusson, 1960₁) абсолютного возраста пород из антиклинорных сооружений нижних карелид (нижние горизонты зоны Шелефтео дают по аргоновому методу 2140 млн. лет).

Южно-Шведский массив сложен серыми и красными биотитовыми гнейсами, очковыми гнейсами, амфиболитами и чарнокитами. Гнейсы секутся гранитами и дайками основных пород — гиперитов. Кристаллические породы Южно-Шведского массива, согласно полевым наблюдениям Магнуссона (1960₂), погружаются под нижнесвионийские (нижнекарельские. — И. П.) лептиты и амфиболиты. Это обстоятельство дает нам право условно отнести преготиды Швеции к беломоридам, хотя они могут быть и более древними.

Саамиды

Саамиды являются древнейшим тектоническим комплексом, который достаточно определенно выявляется по геологическим данным. Он занимает значительные площади Балтийского щита. Характернейшей особенностью саамид является широкое развитие железистых кварцитов в узких протяженных геосинклинальных прогибах. Горизонты железистых кварцитов обычно приурочены к средним частям разреза; нижние части сложены основными вулканогенными породами, верхние — преимущественно терригенными образованиями.

Впервые саамиды выделены А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (Полканов, 1935; Герлинг и Полканов, 1958) в северо-восточной части Кольского полуострова, в тундре Полмос, где они сложены серией амфиболитов, железистых кварцитов и биотитовых гнейсов. Нижняя, существенно зеленокаменная часть этой серии (свита Полмос) имеет абсолютный возраст 2870—2600 млн. лет, верхняя, гнейсовая часть (свита Порос) — 2560—2250 млн. лет. Эти цифры получены Э. К. Герлингом кали-аргоновым и рубидий-стронциевым методами по слюдам из пород и секущих их пегматитов (Герлинг и Полканов, 1958; Полканов и Герлинг, 1960₁, 1961).

Кроме железорудной полосы свиты Полмос, на Кольском полуострове прослеживаются еще две полосы железистых кварцитов и биотитовых гнейсов (в зоне Кольского фьорда и в Оленегорской зоне), образование которых, очевидно, связано с саамским циклом осадконакопления. Эти породы были вторично метаморфизованы во время карельской складчатости, но по соотношению с другими свитами и секущими их гранитами и пегматитами должны быть отнесены к саамидам, так как возраст их превышает 2500 млн. лет (Герлинг и Полканов, 1958; Полканов и Герлинг, 1960₂). В Карелии сходное строение имеют гимольская и бергаульская серии, слагающие четвертую полосу железорудных пород. Наличие базальных конгломератов с галькой древних гранитов в основании этих серий побуждает некоторых геологов (Кратц и Шуркин, 1960) выделять их в особый отдел нижнего протерозоя. Такое

сопоставление нам представляется мало обоснованным. Изучение внутреннего строения щитов Евразии приводит нас к выводу о весьма значительной роли саамид в строении всех щитов; это характернейшие образования наиболее значительной железорудной эпохи в истории Земли. Нижние горизонты саамид в ряде случаев представлены базальными конгломератами, и открытия подобных конгломератов в основании гимольской и бергаульской серий недостаточно для отнесения их к протерозою. При сопоставлении гимольской и бергаульской серий с архейскими железорудными толщами Кольского полуострова (саамидами) можно сариолийские полимиктовые конгломераты рассматривать в качестве базальных образований нижних карелид. В противном случае приходится допускать весьма странную остановку начавшегося геосинклинального прогибания и накопления сариолийских конгломератов, образование на них мощной коры выветривания (!) и затем — продолжение геосинклинального цикла в виде отложения ятулийских и калевийских серий.

Как на Кольском полуострове, так и в Восточной Финляндии и Карелии огромные площади сложены древними гнейсо-гранитами. Судя по определениям абсолютного возраста (Вяюрюнен, 1959; Полканов и Герлинг, 1961; Wetherill *а. оth.*, 1962), значительная часть этих образований относится к саамидам, так как они имеют возраст порядка 2500 млн. лет. Складчатые сооружения саамид служат фундаментом для более молодых тектонических комплексов, особенно для карелид. В настоящее время трудно судить о деталях структур саамид. Однако несомненно, что это настоящие геосинклинальные образования с преобладанием узких линейных складок северо-западного простирания. Несмотря на значительное количество гранитов, для саамид не характерно широкое развитие куполовидных структур. Соотношение саамид с беломоридами выяснено недостаточно, хотя по абсолютному возрасту последние, несомненно, моложе. Следует подчеркнуть, что на тектонические напряжения карельского времени этот фундамент реагировал как жесткая масса — образованием разломов и дифференциальным перемещением отдельных блоков. Существенное вовлечение древнего фундамента в складчатость карелид, перестройка его структур и гранитизация не происходили. Это хорошо показано детальными работами С. Б. Лобач-Жученко и Н. И. Пинаевой (1961). Ими установлено, что в нескольких районах Южной Карелии сохранились древние структуры с абсолютным возрастом 2500 млн. лет (определяемым по аргону!) в блоках саамид, среди складчатых сооружений нижних карелид. Изучение характера метаморфизма этих образований привело авторов к выводу о невозможности широкой гранитизации архейского основания этого района в нижнепротерозойское время. Следовательно, основные черты строения восточной части Балтийского щита сформировались в докарельский период; в результате последующих тектонических процессов возникли и развились отдельные шовные геосинклинальные прогибы и наложенные впадины, еще более усложнившие общую структуру этой части щита.

Древнейшие блоки земной коры, относимые А. А. Полкановым (Полканов и Герлинг, 1961) к катархею, пока выделяются, по радиологическим данным, только в северо-восточной части Кольского полуострова. В районе р. Воронья — Поросозеро обнаружены гнейсо-граниты, мигматиты и граниты с абсолютным возрастом 3000—3500 млн. лет. Из-за плохой обнаженности распространение и геологические соотношения этих гнейсов с окружающими породами выяснены еще недостаточно. В двух точках как будто намечается обтекание древнейших блоков складчатыми структурами саамид. Если правильно отнесение гимольской и бергаульской серий к саамидам, то их гранито-гнейсовое основание также следует рассматривать как древнейшие образования земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение и сопоставление материалов по геологии различных частей Балтийского щита позволяют выявить ряд общих особенностей его строения.

1. Прежде всего бросается в глаза исключительная древность его восточной части, в основном сложенной саамидами и беломоридами. Несмотря на последующее развитие в этой области ряда шовных геосинклинальных прогибов карелид, в целом это главным образом область докарельской консолидации. Уже начиная с ятулия здесь преобладал режим, близкий к платформенному.

2. Устанавливается примерная разновозрастность верхнекарельских, позднесвионийских (ботнийских) и готских образований, представляющих различные структурно-фациальные зоны карельской геосинклинальной области. Центральная часть этой области расположена примерно в середине Балтийского щита, сложенной свекофенскими складчатыми структурами. Готиды и карелиды соответствуют крайевым зонам той же геосинклинальной области. Таким образом, выделяется ведущая роль складчатых сооружений карелид в общей структуре щита.

3. В формировании структур древних (доиотнийских) складчатых комплексов Балтийского щита огромное значение имели интенсивные процессы гранитизации, захватившие колоссальные площади. Наибольшая гранитизация обычно приурочена к районам с синклинорным строением. По сравнению с гранитизацией собственно интрузивная деятельность имела явно подчиненный характер. В ряде случаев интенсивная гранитизация способствовала образованию сложного узора складчатых структур — сочетания линейных складок разного направления, куполовидных поднятий, складок течения и т. д.

4. Геосинклинальное развитие Балтийского щита закончилось в верхнекарельское время (около 1700 млн. лет назад), после чего на всей его территории началось образование платформенного чехла иотния. Формирование его осуществлялось в два этапа, разделенных внедрением гранитов рапакиви и периодом денудации.

5. Несмотря на образование иотнийского платформенного чехла, юго-западная часть Балтийского щита в какой-то мере сохранила свою подвижность и в дальнейшем. В рифейское время (1420—900 млн. лет назад) здесь происходили горизонтальные подвижки отдельных блоков и неоднократное внедрение анорогенных гранитов. В связи с этими движениями произошло региональное омоложение (перекристаллизация) всех пород, а иотнийский платформенный чехол местами (серия Даль) был собран в складки. Это омоложение, так называемая «свеко-норвежская регенерация», захватило и самые древние образования Южно-Шведского массива, которые, согласно геологическим наблюдениям, являются досвионийскими.

6. Пространственное размещение различных тектонических комплексов свидетельствует о ведущей роли в формировании общей структуры Балтийского щита процессов наложения более молодых геосинклинальных систем на более древнее основание.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.
1. О возрасте легматитов Станового комплекса.— *Геохимия*, 1960, № 5.
Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.
2. О возрасте горных пород Алданского щита.— *Геохимия*, 1960, № 7.
Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия.— *Геохимия*, 1961, № 9.

- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- Галдобина Л. П. Верхнепротерозойские отложения Балтийского щита. В кн.: «Геология СССР», т. 37. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Герлинг Э. К. и Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита.— Геохимия, 1958, № 8.
- Гильрова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса— Ученые записки Ленингр. ун-та, серия геол. наук, 1956, № 209, вып. 7.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Копелиович А. В. Явления эпигенетической альбитизации плагноклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Кратц К. О. Обзор тектоники СССР по регионам. Древние платформы. Восточная часть Балтийского щита. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолиздат, 1958.
- Кратц К. О. Свекофенниды и карелиды. Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.
- Кратц К. О. и Нумерова В. Н. Основные черты геологического строения Карельской АССР. В кн.: «Геология СССР», т. 37. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. и Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. М., Изд-во АН СССР, 1960. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9.
- Лобач-Жученко С. Б. и Пинаева Н. И. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия).— Труды Лабор. геол. докембрия, 1961, вып. 12.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Полканов А. А. Геология хогландия — ютния Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1956, вып. 6.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1. Геохронология докембрия Балтийского щита. М., Изд-во АН СССР, 1960. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 2. Применение K/Ar и Rb/Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1960, вып. 9.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1961, вып. 12.
- Судовиков Н. Г. 1. Материалы по петрологии Западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья).— Труды Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 19.
- Судовиков Н. Г. 2. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия Карельской АССР. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Тугаринов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение.— Междунар. геол. конгресс. 1960. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. I. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 8).
- Шатский Н. С. 1. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шатский Н. С. 2. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1960, вып. 9.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Backlund H. G. Die Umgrenzung der Svekofenniden.—Bull. Geol. Inst. Upsala, 1937, 23.
- Bayley E. B. a Holtedahl O. Northwestern Europe Caledonides. Regionale Geologie der Erde, Bd. 2. Leipzig, 1938.
- Eckermann H. The Loos-Hamra Region. Geol. För. i Stockholm Förh., 1936, 58, H. 2.
- Eckermann H. The Jotnian formation and the sub-jotnian unconformity.—Geol. För. i Stockholm Förh., 1937, 59, H. 1.
- Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia.—Fennia, 1928, 50, № 27.
- Eskola P. Granitenstehung bei Orogenese und Epirogenese.—Geol. Rundschau, 1960, 50.
- Högbom A. G. Pre-Cambrian geology of Swæden.—Bull. Geol. Inst. Upsala, 1910—1911, 10.
- Holtedahl O. Geology of Norway.—Norg. Geol. Undersök., 1960, № 208.
- Kouvo O. Radiative age of some Finnish Pre-Cambrian minerals.—Bull. Comm. géol. Finl., 1958, № 182.
- Kulp J. L. a Neumann H. Some potassium-argon ages on rocks from the Norwegian basement.—Ann—N. Y. Acad. Sci., 1961, 91, № 2.
- Magnusson N. H. 1. The Swedish Pre-Cambrian outside the Caledonian mountain chain.—Sver. Geol. Undersök., ser. Ba, 1960, № 16.
- Magnusson N. H. 2. Age determinations of Swedish Pre-Cambrian rocks.—Geol. För. i Stockholm Förh., 1960, 82, № 4.
- Metzger A. A. Th. Svekofenniden und Kareliden.—Acad. Aboensis, 1959, 21, № 16.
- Marmo V. Ein vulkanischer Komplex der frühjotnischen Zeit bei Soujn Ost-Karelian.—Ann—Acad. Sci. Fennicae, 1949, S. A. III, № 19.
- Sederholm I. I. On the geology of Fennoscandia.—Bull. Comm. géol. Finl., 1932, № 98.
- Simonen A. 1. Plutonic rocks of the Svekofennides in Finland.—Bull. Comm. géol. Finl., 1960, № 189.
- Simonen A. 2. Pre-Quaternary rocks in Finland.—Bull. Comm. géol. Finl., 1960, № 191.
- Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R. and Gast P. W. Age measurements of rocks from the Finnish Pre-Cambrian.—J. Geol., 1962, 70, № 1.

Н. П. ХЕРАСКОВ, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ
**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР УРАЛА**

ВВЕДЕНИЕ

Урал представляет собой пример одной из наиболее крупных герцинских линейных складчатых систем с очень выдержанным простиранием основных структурных элементов, которые, при небольшой ширине, нередко протягиваются на тысячи километров. В соответствии с таким строением для Урала характерно поразительное постоянство строения разреза и морфологических особенностей структур по простиранию складчатой системы. Например, многие свиты палеозоя Южного Урала литологически почти не отличимы от одновозрастных свит его самой северной части; многие глубинные разломы, разграничивающие крупные структурные элементы, прослеживаются на многие сотни и тысячи километров и т. д. Вкрест простирания структур наблюдается быстрая фациальная изменчивость разрезов как внутри отдельных тектонических элементов, так и крупных, и мелких структурных зон. Такой характер строения существенно отличает Урал от западноевропейских герцинид. Это отличие подчеркивается тем, что на Урале исключительное развитие имеют геосинклинальный вулканизм, габброидные и гипербазитовые интрузии. Замыкание краевого прогиба на Урале произошло в триасе, т. е. значительно позже, чем в герцинидах Западной Европы, хотя начало образования краевых прогибов в этих областях приблизительно совпадает.

От расположенной с запада Русской платформы Урал на всем протяжении отделен системой краевых прогибов и близких к ним структур. На востоке складчатые образования Урала уходят под мезо-кайнозойский платформенный чехол Западно-Сибирской плиты, где они прослеживаются на восток, по геофизическим данным, на 100—200 км. В южном направлении геосинклинальные отложения погружаются под мезо-кайнозойский платформенный чехол Туранской плиты, и, как показали Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960), прослеживаются на юг на 400—500 км (по геофизическим данным). Северное продолжение Урала скрыто под водами Северного Ледовитого океана.

Геосинклинальные отложения Урала можно отчетливо подразделить на два крупных геосинклинальных комплекса, соответствующих двум геосинклинальным циклам развития. Нижний комплекс, выделенный под названием доуралиды (Херасков, 1948), объединяет отложения, более древние, чем ордовикские и, иногда, нижнеордовикские. В некоторых структурах на Южном Урале и на севере Урала в доуралиды входят докембрийские и кембрийские образования, в других же кембрийские отложения отсутствуют и доуралиды представлены в основном рифеом.

Верхний геосинклинальный комплекс Урала — уралиды — охватывает породы от ордовикского до триасового возраста. Тектонический план доуралид несколько отличается от плана уралид. Структуры доуралид имеют значительно более изменчивые простирания, чем уралиды. В связи с этим на отдельных участках структуры уралид оказываются резко наложенными по отношению к доуралидам, наследуя на большей части Урала их простирания. Наложенность уралид особенно часто отмечается в северной и южной частях Урала.

Перестройка структурного плана доуралид сопровождалась интенсивными поднятиями, вследствие чего ордовикские отложения во многих случаях залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на подстилающих толщах. Однако в некоторых районах осадконакопление продолжалось непрерывно. Перестройка структурного плана происходила в течение довольно длительного промежутка времени, охватывающего, по-видимому, верхи кембрия и почти весь ордовик. Поэтому ордовикские отложения отнесены к комплексу уралид несколько условно. Эти образования характеризуют этап перестройки структур и несут в себе черты, свойственные обоим геосинклинальным комплексам. Подробнее этот вопрос будет разобран ниже. Никаких следов платформенного развития до формирования геосинклинальных отложений уралид не наблюдается. Тектоническое расчленение, проведенное на карте, соответствует структуре уралид, окончательное формирование которых связано с герцинским этапом складчатости (см. фиг. 1).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛИД

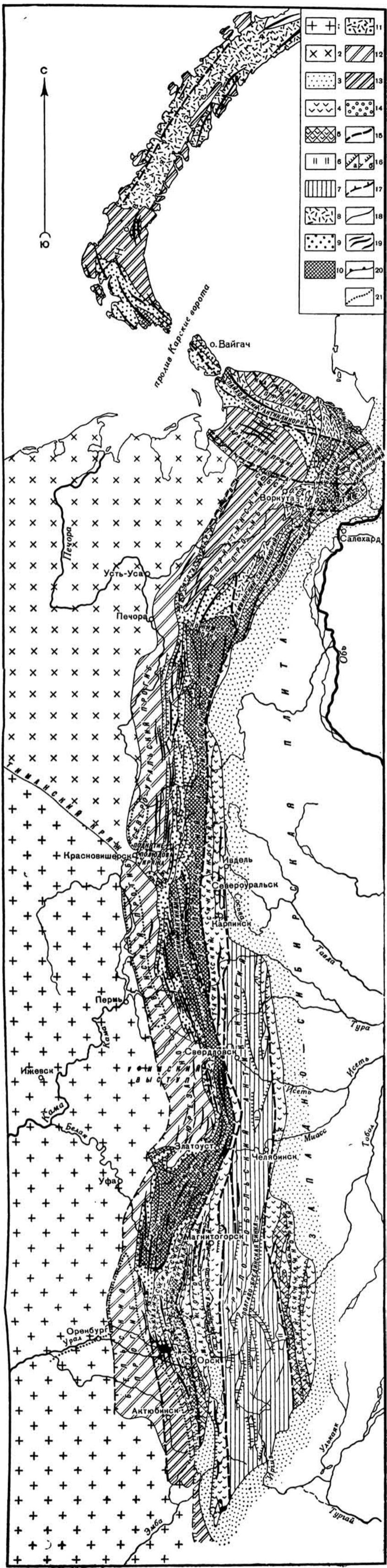
Историю формирования уралид можно подразделить на три этапа, каждому из которых соответствует определенный структурный этаж. Нижний структурный этаж: ордовик — нижний и средний девон; средний структурный этаж: средний девон — нижний карбон; верхний структурный этаж: средний карбон — нижний (на севере — верхний) триас. Нижний и средний структурные этажи характеризуют собственно геосинклинальный этап развития уралид. Смена этих этажей не сопровождается региональными несогласиями и сколько-нибудь заметным изменением структурного плана, а фиксируется по изменению характера осадконакопления и вулканических проявлений на значительной части территории Урала. Поэтому на тектонической схеме (фиг. 1) нижний и средний структурные этажи не разделены.

Верхний структурный этаж сформировался в орогенную стадию развития (образование краевых прогибов и внутренних впадин) и сопровождался существенным изменением структурного плана.

На всем протяжении Урала выделяются три основные продольные тектонические зоны: восточная — эвгеосинклинальная зона восточного склона Урала, западнее — миогеосинклинальная зона, соответствующая осевой полосе и западному склону Урала, и еще западнее — система Предуральских краевых и периклинальных прогибов, образовавшаяся в заключительные этапы формирования Уральского складчатого сооружения (верхний структурный этаж).

Эвгеосинклинальная зона

Эта зона (см. фиг. 1) наиболее полно выражена на Южном Урале, где ее основное тектоническое расчленение впервые было проведено Л. С. Либровичем (1936), И. И. Горским (1943), а в дальнейшем уточнялось В. М. Сергиевским (1948, 1960), Н. П. Херасковым (1948) и другими. В поперечном сечении эвгеосинклинальной зоны выделяются



Фиг. 1. Тектоническая карта Урала.

Русская платформа: 1 — с доордовейским складчатým основанием; 2 — с доордовейским складчатым основанием; 3 — мезо-кайнозойский складчатый фундамент; 4 — нижний и средний структурные этажи синклинали (О—С₁); 5 — выходы доуралидов в поднятиях синклинали (А₁ — О₁); 6 — средний структурный этаж Урало-Тобольского антиклинория (R₁ — D₁); 7 — метаморфизованные и гранитизированные доуралиды и нижний структурный этаж уралидов Урало-Тобольского антиклинория (R₁ — D₁); 8 — нижний и средний структурные этажи сланцевых синклинали (О — С₁₋₂); 9 — нижний и средний структурные этажи системы краевых поднятий (О — С₁₋₂); 10 — доуралиды (R₁ — Cm); 11 — палеозойские образования северного острова Новой Земли (О — С₁₋₂). Система краевых прогибов и близких структур. Верхний структурный этаж (С₂₋₃ — Т₁, на севере до Т₂); 12 — краевые прогибы; 13 — периклинальные прогибы; 14 — межгорные впадины. Тектонические структуры и другие знаки: 15 — глубинные разломы и крупные тектонические швы; 16 — разломы; а — установленные, б — предполагаемые; 17 — крупные флексуры; 18 — простирания структур; 19 — осевые антиклиналы; 20 — стратонизогипсы по разным горизонтам (острый угол треугольников по падению пластов); 21 — контуры площадей с развитой соляной тектоникой. Отдельные тектонические структуры: 1 — Ирландская; 2 — Аюсазовская; 3 — Енганго-Пэ; 4 — Манитаньярд; 5 — Оче-Нырды; 6 — Лангогюганский антиклинорий; 7 — Сакмарское поднятие; 8 — Кимперсайское поднятие.

с запада на восток Магнитогорский синклиниорий, Урало-Тобольский антиклиниорий и Аятский синклиниорий. Последний в большей своей части перекрыт отложениями платформенного чехла. В более северных районах Урала аналоги Аятского синклинория и Урало-Тобольского антиклинория скрываются под мезо-кайнозойскими отложениями и обнажены лишь аналоги Магнитогорского синклинория — Тагильский (Пейве, 1947; Штрейс, 1951; Волков, 1960), Войкарский и Щучьинский синклинории (Дедеев, 1959).

Для Магнитогорского синклинория и его аналогов характерно развитие вулканогенных толщ основного, среднего и кислого состава натрового ряда. С вулканогенными породами тесно ассоциируют глинисто-кремнистые сланцы, яшмы и рифогенные известняки. Мощный вулканизм сопровождался образованием разновозрастных интрузий гипербазитов, габброидов, плагиигранитов, сиенитов и др. В конце нижнего девона, а на юге в конце среднего девона, вулканическая деятельность постепенно затухает. В Тагильском синклинории началось формирование в основном карбонатных пород. В Магнитогорском синклинории вулканогенные отложения сменяются преимущественно грубообломочными граувакковыми толщами, образовавшимися за счет размыва местных поднятий. Особенно широко граувакковые отложения распространены в верхнем девоне. В северной части Урала (Щучьинский и Войкарский синклинории) граувакковые и близкие к ним образования накапливались совместно с карбонатными породами. В нижнем карбоне преобладают карбонатные отложения. На Южном Урале в это время, кроме того нередко формируются вулканогенные породы и сланцы. Таким образом, характер осадконакопления в рассмотренных синклинориях в середине девона начинает существенно изменяться, что связано с переходом к следующему этапу развития структуры Урала (средний структурный этаж). Одновременно несколько изменяются контуры прогибов, а в основании среднего и верхнего девона нередко появляются несогласия.

Магнитогорский синклиниорий, наиболее изученный, имеет в общем синклинальную форму. В северном направлении шарнир его воздымается, и в районе Златоуста, в зоне общего пережима и воздымания линейных структур Урала, он практически почти выклинивается, отделяясь от следующего к северу Тагильского синклинория (Кузнецов и Фролова, 1955). Северные аналоги Магнитогорского синклинория (Тагильский, Войкарский и Щучьинский) также разделены поперечными перемычками.

Структуры второго порядка, осложняющие Магнитогорский синклиниорий, своеобразны. Наиболее показательна в этом отношении Ирендыкская антиклиналь, расположенная на западном крыле синклинория. Это узкая, резко ассиметричная линейная антиклиналь, иногда (преимущественно в западном крыле) осложненная разломами. Разрез отложений нижнего и среднего этажей в западном крыле антиклинали и к западу от нее резко сокращенный (мощностью до 1500 м), с частыми перерывами и несогласиями. Породы нижнего и среднего девона во многих местах отсутствуют. Отложения среднего структурного этажа к западу от антиклинали обычно образуют мелкие наложенные синклинали, залегающие с резким несогласием на подстилающих породах. Восточнее Ирендыкской антиклинали мощность нижнего и среднего структурных этажей резко увеличивается (до 5—6 км), а разрез становится непрерывным. Одновременно несколько изменяется литологический состав толщ. В осевой части антиклинали трещинные спилитово-диабазовые лавы нижнего структурного этажа фациально замещаются андезитовыми лавами вулканов центрального типа, изменяется и литология осадочных образований, что свидетельствует о росте антиклинали во время осадконакопления (Херасков, 1948).

Все эти характерные признаки Ирландской антиклинали не оставляют сомнения в том, что она является поверхностным выражением крупного тектонического шва в фундаменте. Эта шовная антиклиналь разделяет относительно приподнятую и относительно опущенную части Магнитогорского прогиба (Херасков, 1948). Антиклинальные структуры, аналогичные Ирландской, известны и в других частях Магнитогорского синклинория (Аюказская, Северо-Ирландская антиклиналь и др.), а также в других зеленокаменных синклинориях Урала. Иногда по простиранию шовная антиклиналь теряет антиклинальную форму и практически превращается во флексуру. С шовной антиклиналью, переходящей в шовную флексуру, в Вайкарском синклинории связана цепочка интрузивных массивов гранодиоритового состава (фиг. 2).

В расположенных восточнее тектонических элементах эвгеосинклинальной зоны основные закономерности развития в общем сохраняются, но имеются и существенные различия. Для Урало-Тобольского антиклинория характерны многочисленные перерывы в осадконакоплении, угловые несогласия и малая мощность отложений (не более 1—3 км). Часто среднедевонские и почти всегда верхнедевонские отложения отсутствуют.

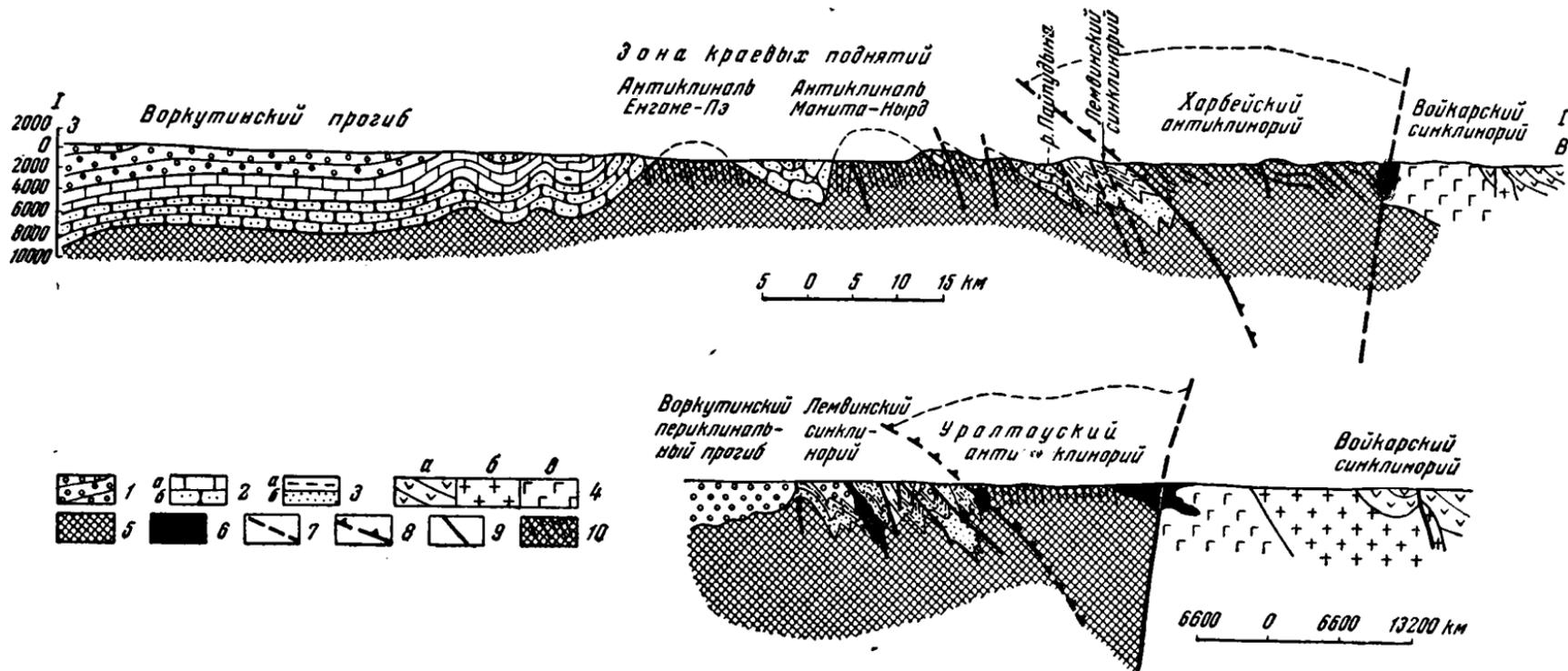
Средний структурный этаж на антиклинории представлен только каменноугольными отложениями, которые с резким угловым несогласием залегают на породах различного возраста, иногда непосредственно на образованиях доуралид. Разрезы в краевых частях антиклинория иногда сходны с разрезами смежных синклинориев.

Докаменноугольные отложения уралид (нижний структурный этаж) в пределах Урало-Тобольского антиклинория на многих площадях сильно метаморфизованы и гранитизированы, вплоть до превращения в инъекционные гнейсы и мигматиты. Обычно эти породы не могут быть отделены от образований доуралид. Поэтому на тектонической карте (см. фиг. 1) отложения нижнего структурного этажа Урало-Тобольского антиклинория объединены с доуралидами. Судя по имеющимся отрывочным данным, нижний структурный этаж в основном представлен вулканогенными породами силурийского возраста.

Каменноугольные отложения среднего структурного этажа сложены обычно маломощными (до 200 м) известняками верхневизейского и намюрского возраста. В некоторых случаях известняки подстилаются мощной угленосной толщей низов каменноугольной системы мощностью до 1000 м. В восточной части Урало-Тобольского антиклинория в составе среднего структурного этажа появляются красноцветные и сероцветные полимиктовые песчаники верхов девона.

Интрузии, свойственные Магнитогорскому антиклинорию, в Урало-Тобольском антиклинории не выражены, за исключением сравнительно мелких тел гипербазитов, часть которых, несомненно, прорывает нижний карбон. Зато необычайно широко развиты гранито-гнейсы, мигматиты, крупные, обычно согласные массивы синорогенных гранитов и гранодиоритов, а также различные дискордантные тела позднеорогенных гранитов. В областях поперечного воздымания, на севере и на юге Урало-Тобольского антиклинория, появляются щелочные интрузии (нефелиновые сиениты и др.).

Характер тектоники докаменноугольных отложений изучен плохо. Несомненно, что эти образования разбиты многочисленными разломами и сложно дислоцированы. Каменноугольные отложения среднего структурного этажа Урала образуют два типа структур, различных как по морфологии, так и по характеру разреза. Крупные линейные синклинали часто вытягиваются в виде цепочки, обычно хорошо наследуют структуру нижнего этажа и отличаются сложным строением. Такие структуры нередко граничат с крупными, долго живущими глубинными разломами,



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы через Полярный и Приполярный Урал

1 — верхний структурный этаж; 2 — зона краевых поднятий и прилегающая часть платформы: а — средний структурный этаж, б — нижний структурный этаж; 3 — сланцевые синклинории: а — средний структурный этаж, б — нижний структурный этаж; 4 — эвгеосинклинальная зона: а — нижний структурный этаж, б — кварцевый диорит, в — габро и габбро-диориты; 5 — доуралиды; 6 — гипербазиты; 7 — главный Уральский разлом; 8 — надвиг западного ограничения Уралтауского (Харбейского) антиклинария; 9 — прочие разломы; 10 — характер залегания доуралид

проходящими внутри Урало-Тобольского антиклинория. Наиболее показательна в этом отношении Полтаво-Брединская синклиналь, прижатая с запада к крупному глубинному разлому. В таких структурах низы разреза всегда сложены угленосными образованиями, которые выше сменяются сланцами и известняками нижнекаменноугольного возраста. В других случаях маломощные каменноугольные известняки с резким несогласием залегают на самых разновозрастных отложениях, вплоть до докембрийских. Они образуют небольшие, неглубокие наложенные синклинали и мульды, расположенные в самых различных частях антиклинория, а часто также в зонах разломов.

Аятский синклиорий, находящийся к востоку от Урало-Тобольского антиклинория, обнажается только в своей западной части. В общем по строению он сходен с Магнитогорским синклиорием, но, по-видимому, несколько менее прогнут. С этим связано частое появление выходов доуралид в пределах синклиория. В западной части Аятского синклиория, у его границы с Урало-Тобольским антиклинорием, среди силурийских отложений нижнего структурного этажа появляется большое количество полимиктовых песчаников и сланцев, обычно содержащих граптолиты. По направлению на восток они замещаются вулканогенными породами. В отличие от Магнитогорского синклиория и особенно его северных аналогов, в Аятском синклиории очень полно представлен вулканогенный комплекс отложений каменноугольного возраста и нередко встречаются гранитные интрузии.

В пределах эвгеосинклинальной зоны Урала широко распространены крупные глубинные разломы, формировавшиеся в течение длительного периода, которые определили основные черты тектоники зоны в целом. Глубинные разломы обычно разграничивают выделенные выше антиклинории и отдельные, различно развивающиеся части этих структур. Вдоль глубинных разломов вытягиваются цепочки разновозрастных интрузий, особенно часто гипербазитового и базитового состава, и цепочки вулканов центрального типа (Ирендыкская и другие шовные антиклинали). В стратиграфических разрезах в пределах глубинных разломов наблюдаются резкие изменения. Иногда между глубинными разломами породы дислоцированы сравнительно слабо, а в зоне разломов эти же толщи интенсивно перемяты, с образованием рассланцованных зон, изоклинальных складок и чешуй.

Наиболее крупный и выдержанный по простиранию глубинный разлом такого типа отделяет эвгеосинклинальную зону Урала от расположенной западнее миогеосинклинальной зоны (Главный Уральский глубинный разлом). На больших участках этот разлом в масштабе карты может быть представлен как единая линия. В других местах (особенно на севере Урала) он состоит из системы подставляющих друг друга разломов. Вдоль Главного Уральского разлома почти на всем протяжении прослеживается цепочка основных и ультраосновных интрузий (Пейве, 1947; Штрейх, 1951). Нередко вдоль него развивается зона мегаморфизма — как дислокационного, так и регионального типа. Исследование зоны Главного Уральского глубинного разлома, проведенное Ю. Е. Молдаванцевым совместно с авторами на севере Урала, показывает, что развитие этого разлома имеет длинную и сложную историю (Молдаванцев, 1962). В ранние этапы развития уралид (ордовик — силур) он представлял собой широкую (до 20 км) зону динамической активности и магматической проницаемости, внутри которой шли интенсивные метаморфические преобразования и формировались отдельные интрузивные тела как кислого, так и и ультраосновного состава. В дальнейшем тектонические напряжения в пределах этой зоны постепенно локализовались в более узких глубоких разломах, по которым внедрялась гипербазитовая и базитовая магма.

Характер приразломных структур, наклон подводящих каналов гипербазитовых интрузий и форма этих интрузий позволяют считать, что в целом зона глубинного разлома круто наклонена на запад (70—80°). По Главному Уральскому глубинному разлому миогеосинклинальная зона в целом резко приподнята по отношению к эвгеосинклинальной и, по-видимому, надвинута на нее.

Основные черты строения в общем выдерживаются на всем протяжении Главного Уральского глубинного разлома. На Южном Урале в зоне этого разлома иногда появляются пологие надвиги с перемещением пород на восток, что еще раз подчеркивает характер перемещения масс по глубинному разлому.

Главный Уральский глубинный разлом в течение всей истории развития уралид ограничивает с запада главную область распространения магматических образований — как интрузивных, так и эффузивных. Лишь в некоторых местах эвгеосинклинальный магматизм локально проявляется и к западу от глубинного разлома (Сакмарское поднятие, массивы Крака, район Нязепетровска, Лемвинский синклиниорий и др.).

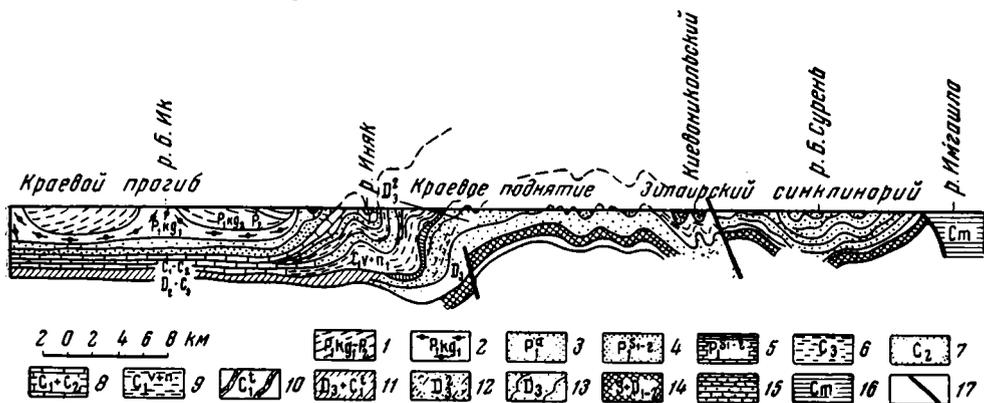
Миогеосинклинальная зона

Миогеосинклинальная зона в целом приподнята относительно эвгеосинклинальной, в результате чего в ней часто выходят на больших площадях отложения доуралид. В пределах зоны можно выделить три полосы с различной структурой. Полосы, иногда прерываясь, прослеживаются на всем протяжении Урала. Непосредственно к западу от Главного Уральского глубинного разлома протягивается Уралтауский антиклинорий. На севере Урала ему соответствует Харбейский антиклинорий. К западу от этих антиклинориев выделяется прерывистая система сланцевых синклинориев, которые отделены от них крупным надвигом (или зоной надвигов). Наиболее полно эта полоса выражена на севере и юге Урала. Западнее сланцевых синклинориев, также не повсеместно, расположена система краевых поднятий, в ядрах антиклинориев которых выходят на поверхность отложения доуралид.

Уралтауский антиклинорий и его северный аналог Харбейский антиклинорий почти целиком сложены образованиями доуралид. Наиболее отчетливо этот антиклинорий выражен в северной (Харбейский антиклинорий) и в южной частях Урала. С востока Уралтауский антиклинорий обрамлен зоной Главного Уральского глубинного разлома.

На севере Урала Харбейский антиклинорий с запада ограничен крупным надвигом (или зоной надвигов), по которому породы антиклинория надвинуты на палеозойские толщи сланцевого Лемвинского синклинория и его аналогов. Иногда надвиг не выходит на поверхность и на нем развиваются своеобразные узкие ассиметричные шовные синклинали. Надвиг круто наклонен на восток (до 60—70°), но местами у поверхности земли резко выполаживается, вплоть до образования шарьяжных козырьков с амплитудой до нескольких километров. Как видно на прилагаемых профилях (см. фиг. 2), на севере Урала Уралтауский антиклинорий (и его аналоги) с обеих сторон ограничен сходящимися разломами. Таким образом, антиклинорий представляет собой гигантский тектонический клин, приподнятый по отношению к мио- и эвгеосинклинальным зонам. Надвиг, ограничивающий антиклинорий с запада, прослеживается (иногда в скрытом виде) вплоть до широт южного окончания Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива. Южнее он, по-видимому, соединяется с Главным Уральским глубинным разломом. Таким образом, и в плане, и в разрезе надвиг западного ограничения антиклинория можно рассматривать как крупный разлом оперения Главного глубинного разлома.

Вдоль надвига западного ограничения Уралтауского антиклинория и его аналогов нередко происходит внедрение небольших гипербазитовых, габброидных и гранитоидных интрузий. С этим надвигом, возможно, связано локальное появление эффузивов среди осадочных толщ сланцевых синклиналиев миогеосинклиналиальной зоны.



Фиг. 3. Геологический разрез через миогеосинклиналиальную зону Южного Урала.
По Б. М. Келлеру, 1949.

1 — пермская красноцветная толща; 2 — галогенная толща кунгурского яруса; 3 — артинский ярус; 4 — стерлитамакский горизонт сакмарского яруса; 5 — тастубский и швагериновый горизонты сакмарского яруса; 6 — верхний карбон — аргиллиты, песчаники, известняки; 7 — средний карбон Зилаирского синклиналиория; 8 — известняки нижнего и среднего карбона; 9 — визейские и намюрские отложения Зилаирского синклиналиория; 10 — турнейские отложения (Зилаирского яруса нижнего карбона и верхнего девона); 11 — известняки турнейского яруса нижнего карбона и верхнего девона; 12 — авашлинская свита зилаирского комплекса верхнего девона; 13 — зилаирский комплекс верхнего девона (без расчленения); 14 — бетринская свита силура, нижнего и среднего девона; 15 — кидрясовская свита ордовика; 16 — катралинская свита кембрия; 17 — взбросы и надвиги

Строение Уралтауского антиклинория в других частях Урала изучено хуже. На Среднем и Южном Урале Уралтауский антиклинорий всегда или почти всегда отделен с запада от зоны краевых поднятий синклиналиальными структурами различного типа (Зилаирский синклиналиорий на Южном Урале, синклиналиаль, отделяющая Уралтауский мегантиклинорий от Кваркушского антиклинория на Среднем Урале, и т. д.). В этих случаях Уралтауский антиклинорий сходен по строению с Харбейским антиклинорием на севере Урала. Правда, западное ограничение Уралтауского антиклинория не всегда выражено так отчетливо, как на севере, и, по-видимому, не всегда представляет собой единый надвиг. Вероятнее всего, это сложная система разломов, часто скрытых, возможно, более глубоких, чем на севере. С этими разломами, по-видимому, связано проникновение эвгеосинклиналиального магматизма по западному краю Уралтауского антиклинория, в пределы миогеосинклиналиальной зоны. Так, в восточной части Зилаирского синклиналиория (структура, относящаяся в общем к миогеосинклиналиальной зоне) широко развиты вулканогенные толщи силура — нижнего девона эвгеосинклиналиального типа и гипербазиты (Сакмарское поднятие и район массивов Крака).

К северу от широты Ивделя синклиналиальные структуры, отделяющие с запада Уралтауский антиклинорий от зоны краевых поднятий, отсутствуют. Поэтому практически трудно отделить отложения доуралид собственно Уралтауского антиклинория от одновозрастных образований антиклинориев зоны краевых поднятий. Соответственно, под общим названием «Уралтауский антиклинорий» в этой части Урала объединены как собственно Уралтауский антиклинорий, так и антиклинорий зоны краевых поднятий.

К сланцевым синклиниям миогеосинклинальной зоны относятся: Зилаирский синклиорий (Келлер, 1949), район к востоку от г. Нязепетровска (Смирнов, 1956), бассейн верховьев р. Печоры (Варсановьева, 1940; Кондаин, 1960), Лемвинский синклиорий (Войновский-Кригер, 1945) и их аналоги. Нижний структурный этаж этих синклиорий представлен глинистыми сланцами с подчиненными песчаниками и карбонатными породами. Для нижнего структурного этажа характерны породы, образовавшиеся в условиях некомпенсированного прогиба. Их мощность обычно не превышает нескольких сотен метров. В среднем, верхнем девоне и в низах карбона (средний структурный этаж) в Зилаирском синклиории формировалась многокилометровая (более 3000 м) толща граувакковых песчаников и сланцев (Келлер, 1949). Состав обломочного материала свидетельствует о приносе его главным образом из эвгеосинклинальной зоны и лишь частично -- об образовании за счет размыва прилегающего Уралтауского поднятия. В конце эпохи накопления граувакковой толщи произошло некоторое расширение прогиба Зилаирского синклиория к западу. Аналогичные породы появляются иногда и в других сланцевых синклиориях (район г. Нязепетровска и др.), однако в большинстве случаев средний структурный этаж, так же как и нижний, сложен в основном тонкими глинистыми или глинисто-алевролитовыми породами. Для сланцевых синклиорий характерны сложная, чешуйчатая структура и изоклиальная складчатость с опрокинутыми на запад складками. В этом же направлении происходит надвигание отдельных чешуй друг на друга (см. фиг. 2). В тех случаях, когда в сланцевых синклиориях появляются мощные толщи компетентных песчаников (Зилаирский синклиорий), дислокации становятся значительно менее сложными (фиг. 3).

ПОЛОСА КРАЕВЫХ ПОДНЯТИЙ

Эта полоса прослеживается почти на всем протяжении Урала и обрамляет с запада внутренние тектонические элементы. На Южном Урале она представлена крупным Башкирским антиклинорием. Ядро антиклинория сложено рифейскими образованиями доуралид. Отложения нижнего и среднего структурных этажей слагают крылья антиклинория и образуют отдельные мульды и синклинали среди рифейских отложений ядра. К востоку от антиклинория расположен Зилаирский синклиорий, к западу — краевой прогиб. Отложения нижнего и среднего структурных этажей в пределах Башкирского антиклинория представлены маломощными кварцевыми песчаниками верхов ордовика, сменяющимися выше карбонатными отложениями с отдельными горизонтами кварцевых песчаников и глинистых сланцев. В разрезе неоднократно выявляются перерывы и местные несогласия. Особенно четкий перерыв наблюдается в основании среднего структурного этажа (в основании среднего девона). Он прослеживается в пределах почти всей полосы краевых поднятий. При этом отложения среднего структурного этажа нередко залегают непосредственно на образованиях доуралид.

Переход от сланцевых и песчаниковых отложений Зилаирского синклиория к карбонатным породам Башкирского антиклинория совершается необычайно быстро — на расстоянии нескольких километров. Это заставляет предполагать наличие здесь крупных разломов, развившихся одновременно с осадконакоплением (Келлер, 1949). Такого же типа взаимоотношения краевых поднятий со сланцевыми синклиориями характерны и для других частей Урала (Раабен, 1959).

Характер разреза комплекса уралид Башкирского антиклинория в общих чертах повторяется и в других частях системы краевых поднятий Урала. На севере Урала мощность кварцевых песчаников и сланцев

низов нижнего структурного этажа (нижний и средний ордовик) увеличивается до 1500—2000 м.

Отложения уралид западной части зоны краевых поднятий по характеру разреза и мощностям очень сходны с разрезами восточных частей Русской платформы. При этом там, где на прилегающей части Русской платформы среднедевонские отложения залегают непосредственно на рифейских и докембрийских породах, в западной части системы краевых поднятий также отсутствуют ордовикские и силурийские отложения, и образования среднего структурного этажа лежат непосредственно на рифейских толщах (южная часть Урала, до широты дислокаций Полюдова кряжа). Севернее, где в прилегающих частях платформы ниже девонских отложений залегают силурийские и более древние толщи, породы соответствующего возраста и близкого состава появляются и в западной части системы краевых поднятий — к северу от дислокаций Полюдова кряжа (Варсанофьева, 1940; Чочиа, 1955).

По-видимому, в состав складок западной части системы краевых поднятий вошли палеозойские образования платформенного чехла Русской плиты, захваченные более поздними дислокациями. Изменение фаций средне- и верхнепалеозойских отложений на значительно более коротких расстояниях, чем на платформе, и существование в некоторых случаях меридиональных складок, возникших одновременно с осадконакоплением в нижнем карбоне (Городецкая, 1948), указывают на наличие конседиментационных складок уже в девонское и нижнекаменноугольное время. Но несомненно, что основные дислокации развивались позднее, во время формирования краевого прогиба.

Зона краевых поднятий, выраженная на Южном Урале Башкирским антиклинорием, севернее представлена крупным Кваркушским антиклинорием. Еще севернее выходы доуралид системы краевых поднятий непосредственно смыкаются с доуралидами собственно Уралтауского антиклинория. К северу от Лемвинского синклинория система краевых поднятий вновь становится довольно отчетливой. Она выражена несколькими крупными антиклинальными структурами (антиклинали Енгане-Пэ, Манита-Ныр, Оче-Ныр и др.), разделенными (см. фиг. 2) синклиналями. Структура уралид в зоне краевых поднятий сравнительно проста. Обычно это крупные антиклинали или антиклинории, нередко брахиформные (см. фиг. 2 и 3). Основную роль в их структуре играют разломы, часто имеющие характер крутых взбросов с некоторым надвижением пород на запад. Вдоль разломов иногда возникают мелкие складки, а сами разломы нередко переходят в крутые флексуры. Складки второго порядка обычно коробчатые, несколько наклоненные на запад. Все структуры системы краевых поднятий имеют выдержанное меридиональное или близкое к нему простирание. Вдоль восточного края системы Предуральских краевых прогибов, захватывая частично зону краевых поднятий, кое-где возникают линейные узкие складки. Эта система складок связана, по-видимому, с краевыми прогибами и будет рассмотрена ниже.

Система Предуральских краевых и периклиналильных прогибов

Система эта протягивается повсеместно вдоль Урала, отделяя герцинское складчатое сооружение от Русской платформы. Система представляет собой область накопления мощных серий отложений от среднекаменноугольного до триасового возраста включительно (верхний структурный этаж). Суммарная мощность отложений в некоторых районах не менее 8 км. Одновозрастные отложения на Урале вне системы прогибов имеют очень незначительное распространение и состоят из грубо-

обломочных пород, преимущественно среднекаменноугольных. Во время формирования краевых и периклинальных прогибов Урал в целом был крупным горным сооружением, служившим источником сноса обломочного материала (Руженцев, 1930; Богданов, 1947₁ и ₂; Наливкин, 1949; Хворова, 1961), который отлагался преимущественно в каревых и периклинальных прогибах, а в верхнепермское и нижнетриасовое время распространился далеко на запад, в пределы Русской платформы. Контуры Уральского горного поднятия и интенсивность воздымания с течением времени несколько изменялись.

В рассматриваемой системе прогибов выделяются два типа структур, различных по положению и строению. Собственно краевые прогибы находятся между Русской платформой и Уральским складчатым сооружением. Они расположены в основном на платформенном основании и лишь самые восточные их части переходят на породы среднепалеозойского геосинклинального комплекса. Периклинальные прогибы расположены на северном и южном периклинальном погружении Уральского складчатого сооружения полностью на геосинклинальном основании. К краевым прогибам относятся северная часть Бельского, Юрезано-Сылвенский и Северо-Уральский прогибы. Ранее к ним относили также Воркутинский и Каратаихский прогибы, однако исследования последних лет (Журавлев, Гафаров, 1959) показали, что, возможно, эти прогибы, вместе с Карским прогибом и пермскими образованиями Новой Земли, принадлежат к категории периклинальных. В краевых прогибах накапливаются своеобразные, главным образом молассовые толщи. По направлению на запад они фациально замещаются маломощными каменноугольными и нижнепермскими карбонатными отложениями Русской платформы. Как показали В. Е. Руженцев (1930), А. А. Богданов (1947₂), И. В. Хворова (1961) и другие исследователи, краевые прогибы постепенно расширялись к западу. Образование моласс в восточной части прогибов началось с середины карбона (иногда даже с намюра), т. е. в то время, когда западнее продолжалось накопление маломощных платформенных отложений. По мере развития прогибов зона молассового осадконакопления постепенно смещалась на запад, область размыва также распространялась в западном направлении за счет нарастания складок, так что в нее начали включаться восточные части краевых прогибов. Поэтому нередко в отложениях нижнепермского возраста фиксируются обломки пород среднего и верхнего карбона и т. д. Во время формирования краевых прогибов на западном их борту возникали флексуры и плакантиклиналы, вдоль уступов которых росли цепочки рифов. Такое «перекатывание» области осадконакопления в краевых прогибах обусловило резкую асимметрию в распределении мощностей и характере литологии выполняющих прогибы толщ (в поперечном сечении).

Характер разрезов в краевых прогибах очень разнообразен, и здесь может быть дана только грубая схема общей последовательности напластования. По-видимому, везде, где сохранились восточные части прогибов, разрез начинается с флишевых и сходных с ними образований средне- и верхнекаменноугольного возраста. Некоторые исследователи (Келлер, 1949; Пушаровский, 1959; Хворова, 1961, и др.) относят время формирования флишевых отложений к концу развития сланцевых синклинориев, а не к началу образования краевых и периклинальных прогибов. При этом они опираются на тот факт, что в геосинклинальных прогибах альпийского возраста флишевые толщи характеризуют более ранние, чем краевой прогиб, стадии развития геосинклиналей. На Урале флишевые отложения развиты не только в пределах сланцевых синклинориев. Севернее Зилаирского синклинория эти образования нередко сменяют карбонатные осадки зоны краевых поднятий, а выше по

разрезу они сменяются молассами краевого прогиба. Таким образом, развитие флишевых отложений не связано с формированием сланцевых синклинориев.

По данным И. В. Хворовой (1961), флишевые образования нередко появляются в виде линз среди нижнепермских моласс Бельского краевого прогиба. В периклинальных прогибах севера Урала флишевые отложения верхнего карбона всегда несогласно залегают на подстилающих палеозойских толщах, иногда непосредственно на силуре или ордовике (бассейн р. Осовой-Яхи на самом севере Урала и др.). Вверх по разрезу они постепенно переходят в молассовые и другие отложения, типичные для периклинальных прогибов (Войновский-Кригер, 1956; Устрицкий, 1961).

По мере развития краевых прогибов флишевые отложения вверх по разрезу и западнее сменяются морской молассой сакмарского и артинского возраста. Флиш и морская моласса на западе иногда замещаются маломощными глубоководными глинисто-известковистыми осадками некомпенсированного прогиба (Бельский и др.). Это происходит в тех местах, где прогибание уже началось, а обломочный материал по разным причинам еще не поступал в прогиб. В Бельском прогибе разносу сблочного материала мешало Башкирское поднятие, и он в основном сбросился вдоль Зилаирского синклинория. В кунгурское время морская моласса постепенно сменяется континентальной. В Бельском и местами в Юрезано-Сылвенском прогибах кунгурская континентальная моласса фациально замещается галогенными толщами. С верхнепермского времени начинается формирование красноцветных и пестроцветных континентальных моласс.

Структура Предуральских краевых прогибов отчетливо асимметрична. Это прекрасно показано в работе А. А. Богданова (1947) на примере Бельского прогиба и впоследствии нашло подтверждение в других краевых прогибах (Наливкин, 1949; Чочиа, 1955, и др.). Восточная часть краевых прогибов почти на всем протяжении смята в серию узких линейных складок, обычно наклоненных или опрокинутых на запад, часто разорванных надвигами. Зона линейных складок обычно захватывает не только восточную часть краевых прогибов, но и западную часть зоны краевых поднятий. В северной части Бельского прогиба такие складки отсутствуют.

По направлению на запад, внутрь прогибов, узкие линейные складки быстро сменяются пологими антиклиналями, разделенными широкими, плоскими синклиналями. Для средней части краевых прогибов характерны спокойное залегание и очень пологие формы. Лишь в тех местах, где развиты соленосные отложения кунгурского возраста, интенсивно проявляется соляная тектоника. Западный край, прогибов имеет характер уступа, осложненного флексурами. Здесь проявляются типичные платформенные дислокации. Отдельные структуры системы краевых прогибов разделены поперечными поднятиями, в которых выходит на поверхность фундамент (дислокации Полюдова кряжа, Каратау и др.).

Периклинальный прогиб впервые был выделен на южном окончании Урала (Херасков, 1948). На тектонической карте видно, как по мере погружения Урала на юг молассовые отложения пермского возраста захватывают последовательно все более восточные тектонические зоны Урального складчатого сооружения (сначала зону краевых поднятий, затем Зилаирский сланцевый синклинорий, Уралтауский антиклинорий) и переходят на восточный склон. Остальная часть южного окончания Урала перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями платформенного чехла. Геофизические данные и данные бурения позволили А. Л. Яншину (1962) показать, что пермские молассы перекрывают южные и более

восточные тектонические зоны Урала, образуя периклинальные замыкания Уральского складчатого сооружения. Таким образом, в отличие от краевых прогибов, периклинальный прогиб целиком расположен на среднепалеозойском геосинклинальном основании.

Значительно сложнее обстоит дело с выделением северного периклинального прогиба Урала. В самой северной части Урала отчетливо намечается крупная зона виргации уралид. При этом часть структур Урала поворачивает на северо-запад вдоль Пайхойского антиклинория и протягивается далее, по-видимому, на Новую Землю. Восточные тектонические элементы Урала отгибаются при этой виргации на восток. Подробнее этот вопрос будет разобран ниже.

В пределах виргации уральских структур выделяется ряд прогибов, выполненных пермскими молассовыми и угленосными отложениями (Воркутинский, Каратаихский, Карский прогибы, пермские отложения Новой Земли). Эти прогибы расположены на разных тектонических зонах геосинклинальной области (зона краевых поднятий, сланцевые синклинии и т. д.). Как показали детальные исследования К. Г. Войновского-Кригера (1956), В. И. Устрицкого (1961) и других, изолинии мощностей и границы различных фаций пермских отложений проходят в меридиональном направлении, в пределах Воркутинского, Каратаихского и Карского прогибов, пересекая Пайхойский антиклинорий и поднятие гряды Чернова под углом, близким к прямому.

Антиклинальные поднятия (Пайхойское и др.), разделяющие пермские прогибы в современной структуре, возникли или, точнее, возродились, по-видимому, в основном в триасе. В пермское время в месте виргации северного окончания Урала и Новой Земли, по-видимому, существовал единый периклинальный прогиб, аналогичный периклинальному прогибу юга Урала. В триасе произошло оживление древних структур, которое вызвало разделение этого прогиба на ряд частных прогибов, что резко отличает систему северного периклинального прогиба от его южного аналога. С этой точки зрения, интересна система узких и крутых линейных складок, проходящих вдоль восточного края Северо-Уральского краевого прогиба. Эта система складок приурочена к зоне перехода платформенных отложений палеозоя в отложения системы краевых поднятий Уральской геосинклинальной области. По-видимому, система складок отражает существование крупного тектонического шва, отделяющего платформу от геосинклинали, вдоль которого впоследствии образовался краевой прогиб. Образование системы складок, вероятно, завершилось в конечные этапы формирования краевого прогиба. Система складок, прослеживаясь вдоль всего восточного борта Северо-Уральского краевого прогиба, далее к северу переходит непосредственно в складки поднятия гряды Чернышова, отделяя геосинклинальное и платформенное основания пермских прогибов. Соответственно Воркутинский прогиб, расположенный восточнее складок гряды Чернышова, по-видимому, целиком лежит на геосинклинальном основании и входит в систему периклинальных прогибов севера Урала.

Периклинальные прогибы несколько отличаются от краевых по своему строению. Мощность отложений в них обычно в несколько раз больше, чем в краевых прогибах.

Наряду с отложениями того же типа, что и в краевых прогибах, в периклинальных прогибах появляются толщи иного состава. Так, в северном периклинальном прогибе развиваются сероцветная континентальная моласса и угленосные отложения. Их возникновение, несомненно, обусловлено не только климатическими особенностями, но и специфической тектонической развитием. Во всяком случае, границы распространения этих отложений точно совпадают с границей периклинального прогиба.

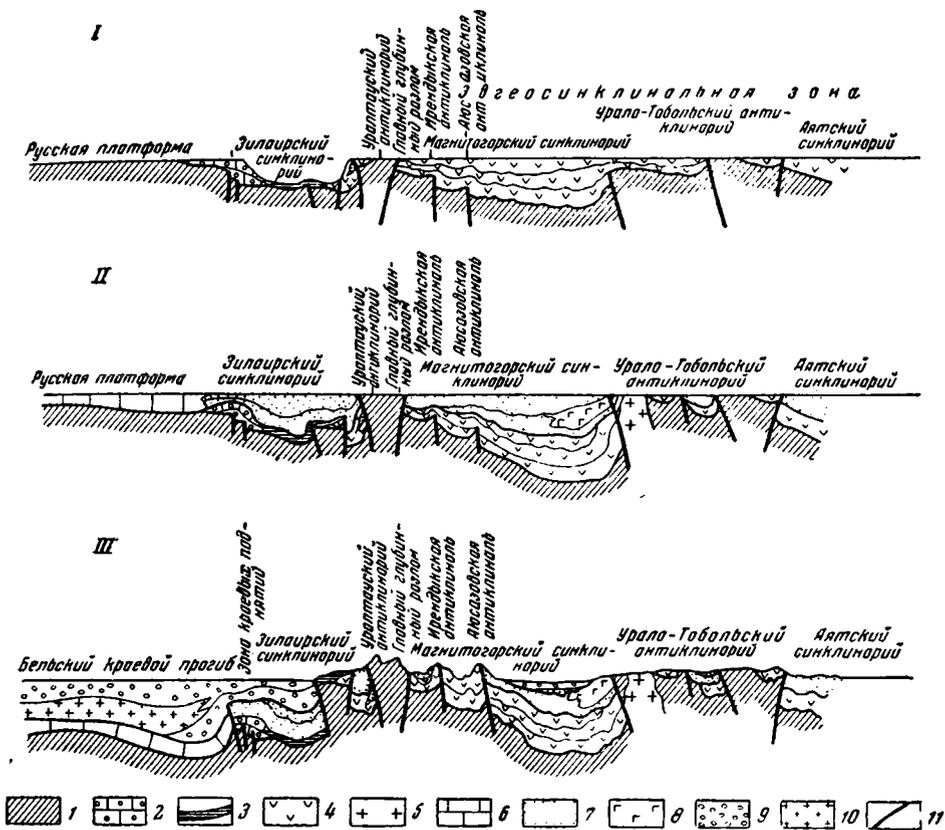
В периклинальных прогибах нередко отмечаются угловые несогласия в основании отложений прогибов и внутри них. Так, в северных периклинальных прогибах пермские отложения с несогласием залегают иногда на нижнекарбонových или даже на силурийских и ордовикских; в южном периклинальном прогибе верхнепермские отложения залегают с несогласием на силурийских (Чушкакульская антиклиналь — Гарецкий, 1962) и т. д. В периклинальных прогибах появляются крупные локальные источники сноса обломочного материала, имеющие то же значение, что и единая горная страна, обрамляющая с востока краевые прогибы. Кроме того, вполне возможно, что обломочный материал переносился по простиранию периклинальных прогибов и поступал соответственно с севера в южном прогибе, а с юга — в северном. Отложения периклинальных прогибов дислоцированы значительно сильнее и равномернее на всей территории, чем в краевых прогибах.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ УРАЛИД

Основные закономерности истории формирования Урала лучше всего иллюстрировать на примере развития Южного Урала, где изучению доступно наибольшее количество продольных тектонических зон. Принципиальная схема развития структур, изображенная на фиг. 4, не отражает всей сложности дислокаций, и поэтому на ней несколько подчеркнуто блоковое строение Урала. На схеме не показано строение и развитие доуралид.

Основные тектонические зоны уралид существовали, по-видимому, уже в ордовике (фиг. 4, I). Во время формирования нижнего структурного этажа (ордовик — нижний девон — средний девон) прилегающая часть Русской плиты на юге Урала, по-видимому, не была покрыта морскими осадками. От миогеосинклинальной зоны Урала платформа отделялась системой разломов, образующих внешнюю часть миогеосинклинальной зоны. На флексуорообразных уступах и связанных с ними поднятиях внешней части миогеосинклинальной зоны накапливались маломощные кварцевые песчаники верхов ордовика, которые выше по разрезу сменялись карбонатными, часто рифогенными известняками с незначительными прослоями терригенного материала. Снос обломочного материала происходил с платформы и был в общем очень незначителен. Во внутренней части миогеосинклинальной зоны в это время существовала узкая некомпенсированная Зилаирская геосинклиналь, в которой накапливались маломощные глинистые осадки (порядка первых сотен метров).

Миогеосинклинальная зона уже тогда отграничивалась от эвгеосинклинальной Главным Уральским глубинным разломом. С запада от этого разлома возникло узкое, вытянутое вдоль него Уралтауское шовное геоантиклинальное поднятие. По-видимому, уже тогда это поднятие с запада ограничивалось крупным разломом, наклоненным в сторону Главного Уральского глубинного разлома. По этому глубинному разлому происходило интенсивное внедрение магматического материала, как эффузивного, так и интрузивного, преимущественно основного и ультраосновного состава. Некоторая часть магматических образований проникла по разлому с западного ограничения Уралтауского геоантиклинального поднятия, чем обусловлено формирование вулканогенных толщ в восточной части Зилаирского геосинклинального прогиба. Уралтауское шовное геоантиклинальное поднятие, по-видимому, в основном находилось под уровнем моря, однако иногда некоторые его части поднимались и служили источником сноса. С этим связано локальное появление линз песчаников и даже конгломератов непосредственно к западу от Урал-



Фиг. 4. Принципиальная схема развития основных структурных элементов уралид на примере Южного Урала.

I — схема развития основных структур Урала во время формирования нижнего структурного этажа; II — схема развития основных структур Урала во время формирования среднего структурного тажа; III — схема развития основных структур Урала во время формирования верхнего структурного этажа (до заключительных этапов складчатости)

I — доуралиды и доордовикские образования Русской платформы. Нижний структурный этаж уралид: 2 — терригенно-карбонатные отложения внешней части многоэпиклиналильной зоны; 3 — глинистые сланцы некомпенсированного прогиба внутренней части многоэпиклиналильной зоны; 4 — вулканогенные образования эпиклиналильной зоны; 5 — докаменноугольные граниты Урало-Тобольского антиклинория. Средний структурный этаж: 6 — платформенные отложения девонско-каменноугольного возраста; 7 — осадочные отложения мио- и эпиклиналильной зон; 8 — вулканогенные отложения эпиклиналильной зоны. Верхний структурный этаж: 9 — молассовые отложения; 10 — галогенные отложения; 11 — крупные разломы

тауского шовного поднятия в разных частях Урала. Это поднятие отчетливо проявляется и в эпиклиналильной зоне. При приближении к нему мощность эпиклиналильных отложений заметно уменьшается, появляются угловые несогласия. Так, в районе Уразова известняки нижнего — среднего девона (бугулугырский горизонт) залегают непосредственно на доуралидях.

К востоку от Главного Уральского глубинного разлома в пределах эпиклиналильной зоны во время формирования нижнего структурного этажа происходило интенсивное накопление вулканических пород и связанных с ними кремнисто-сланцевых и рифогенно-известняковых образований. Уже на этом этапе в эпиклиналильной зоне существовали все основные структурные элементы и ограничивающие их глубин-

ные разломы (Магнитогорская геосинклиналь, Урало-Тобольская геантиклиналь, Аятская геосинклиналь). В то время как в Магнитогорской и Аятской геосинклиналях накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи, на Урало-Тобольской геантиклинали формировались сходные литологически отложения, но значительно меньшей мощности, по-видимому, с многочисленными перерывами и угловыми несогласиями. Здесь уже существовали шовные структуры, осложняющие строение западного борта Магнитогорской геосинклинали (и ее северных аналогов). Вдоль них вытягивались цепочки вулканов, из которых изливалась магма андезитового состава. В остальной части геосинклинали в основном формировались трещинные спилитово-кератофировые образования.

По глубинным разломам, ограничивающим геосинклинали, и частично по разломам, проходящим внутри них, пронизали интрузии габбро-перидотитовой формации, включающие широкий ряд интрузий — от гипербазитов до плагиогранитов. В Урало-Тобольском геантиклинальном поднятии к верхнему девону завершилась интенсивная гранитизация пород и закончилось образование крупных конформных гранитных массивов с широкими гнейсовыми ореолами.

Для рассмотренного отрезка истории развития Урала характерна необычайная выдержанность основных закономерностей строения тектонических зон по простиранию.

Во время формирования среднего структурного этажа (см. фиг. 4, II) на Урале продолжали развиваться существовавшие ранее структуры. За счет дальнейшей дифференциации этих структур усиливалось различие продольных тектонических зон и одновременно начали проявляться различия по простиранию основных структур. На всей прилегающей части Русской плиты установился морской режим с накоплением карбонатных осадков. Во внешней части миогеосинклинальной зоны, на ее флексурах, продолжалось накопление маломощных известняков с прослоями кварцевых песчаников и сланцев.

В Зилаирской геосинклинали тектонический режим остается неизменным, но, в отличие от предыдущего этапа, в прогиб поступает масса полимиктового обломочного материала, за счет которого компенсируется прогибание. Обломочный материал поступает с востока, как с Уралтауской шовной геантиклинали, так и с расположенной восточнее части эвгеосинклинальной зоны. Состав отложений среднего структурного этажа в сланцевых геосинклиналях, аналогичных Зилаирской, во многом зависит от тектонического развития структур, расположенных восточнее. С этим связано существенное различие в характере отложений среднего структурного этажа в разных частях зоны сланцевых геосинклиналей. Так, в Лемвинской геосинклинали в течение девона и карбона, по-видимому, продолжалось некомпенсированное прогибание с накоплением маломощных кремнисто-глинистых и известково-глинистых осадков. Только на отдельных участках в этот бассейн поступали грубообломочные осадки, в основном за счет размыва метаморфических отложений Уралтауской шовной геантиклинали (например, каменноугольные грауваквовые песчаники к северу от гипербазитового массива Рай-Из).

Средний структурный этаж Нязепетровской сланцевой геосинклинали (к востоку от Нязепетровска) по количеству грубообломочных пород занимает промежуточное положение между Зилаирской и Лемвинской геосинклиналями.

В эвгеосинклинальной зоне, как и в миогеосинклинальной, продолжали развиваться существовавшие ранее структуры. В Магнитогорской геосинклинали и в ее северных аналогах к середине девона вулканическая деятельность постепенно затухает и начинается формирование мощных толщ полимиктовых песчаников, конгломератов и известняков

(иногда только известняков). Обломочный материал поступал как со смежных поднятий, так и из отдельных поднятий внутри этих же геосинклиналей. В восточной части Магнитогорской геосинклинали в турнейское и нижневизейское время вновь вспыхивает вулканическая деятельность, тогда как в других частях прогиба продолжалось накопление осадочных пород.

Урало-Тобольская геоантиклиналь на среднем этапе выражена в виде отчетливого поднятия, которое целиком не покрывалось морем и служило источником сноса в смежные геосинклинальные прогибы. Вдоль глубинных разломов, рассекавших геоантиклиналь, в нижнем карбоне возникли узкие синклинали, заполнявшиеся угленосными отложениями. По этим же разломам в карбоне происходило внедрение гипербазитов, а позднее, вплоть до конца палеозоя, формировались посторогенные гранитные интрузии. Только в визейское и намюрское время вся геоантиклиналь была погружена под уровень моря и в ее пределах накапливались маломощные известняки.

В целом в течение формирования нижнего и среднего структурных этажей не произошло существенных изменений структурного плана, а продолжали постепенно развиваться основные элементы, существовавшие в начале истории уралид.

Для верхнего структурного этажа (средний карбон — нижний триас, а на севере — верхний триас) характерен резкий перелом в истории развития Урала (см. фиг. 4, III). Геосинклинальное развитие прекратилось, и все зоны Урала в целом превратились в крупное горное поднятие. Одновременно между Русской плитой и Уралом закладывается система краевых и периклиналильных прогибов. Прогибы интенсивно погружаются и заполняются обломочным материалом, сносимым с Урала. В основном краевые прогибы расположены на платформе, захватывая большую или меньшую часть миогеосинклиналиной зоны.

В тех частях краевых прогибов, которые были отгорожены от источников сноса дополнительными поднятиями в сакмарское время, прогибание не компенсировалось осадками, а в кунгурское время формировались галогенные толщи. Чаще всего такие дополнительные поднятия развивались на месте внешней части миогеосинклиналиной зоны. В дальнейшем, по мере воздымания Урала, они превратились в сложную систему краевых поднятий. Отложения краевых прогибов к востоку от системы краевых поднятий, как правило, не сохранились.

Начиная с верхнего триаса на юге и с юры на севере Урала герцинское складчатое сооружение вступило в платформенную стадию развития, которая в настоящей работе не рассматривается.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ДОУРАЛИД

В начале статьи указывалось, что к комплексу доуралид мы относим образования, более древние, чем ордовикские; в их состав входят рифейские и кембрийские отложения. Переход от доуралид к уралидам сопровождался значительной перестройкой структурных планов, и поэтому трудно ожидать стратиграфически единой границы между этими двумя тектоническими комплексами. На западном склоне Урала в миогеосинклиналиной зоне уралид (особенно в пределах системы краевых поднятий) всегда довольно отчетливо фиксируется крупное угловое и азимутальное несогласие в основании нижнего ордовика. Казалось бы вполне естественным считать это несогласие границей уралид и доуралид. Но в более восточных районах Урала перерыв выражен значительно менее четко и часто вообще исчезает. Такие непрерывные разрезы Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский отмечают несколько восточнее Уралтауского антиклинория на Южном Урале (Кимперсайское поднятие) и в преде-

лах Полтаво-Брединской синклиналильной зоны Урало-Тобольского антиклинория (Н. Ф. Мамаев, 1960 г.); сходные взаимоотношения А. С. Перфильев наблюдал в восточном борту Лемвинского синклиналилия. Почти во всех случаях в низах ордовика появились полимиктовые песчаники и более грубообломочные разности, указывающие на интенсивный рост тектонических структур.

В некоторых местах (особенно в эвгеосинклиналильной зоне уралид) в основании типичных образований уралид отмечается крупное угловое несогласие.

Наиболее типичные для уралид образования (спилитово-кератофиновые и другие вулканогенные породы для эвгеосинклиналильной зоны, глинистые сланцы зоны сланцевых синклиналилий, рифогенные известняки с прослоями кварцевых песчаников для зоны краевых поднятий и т. д.) начинают накапливаться по крайней мере с верхов ордовика.

В течение нижнего и среднего ордовика (иногда, может быть, захватывая верхи кембрия или верхи ордовика) на Урале сформировался необычайно сложный комплекс отложений различного состава, отвечающий этапу замыкания доуралид и перестройке структурного плана Урала. В южной части системы краевых поднятий этот комплекс обычно отсутствует и на рифейских отложениях доуралид залегают непосредственно верхнеордовикские отложения типичных уралид (максютовская свита). В северной части Урала, в его западных зонах, мощная серия кварцито-песчаников и сланцев нижнего и среднего ордовика в основном подчиняется структурным закономерностям уралид и связана с ними постепенным переходом. Поэтому эти отложения рассматривались в предыдущем разделе, несмотря на их связи с ростом структур доуралид.

В других районах, особенно на юге Урала, с запада и с востока от Уралтауского антиклинория (Сакмарское и Кимперсайское поднятия) ниже- и среднеордовикские отложения представлены крайне фациально изменчивым комплексом полимиктовых песчаников, сланцев, основных и кислых эффузивов и их туфов. Быстрые и сложные фациальные изменения происходят здесь как по простиранию, так и вкрест простирания. Можно наблюдать связь этих изменений со структурой и уралид, и доуралид. Типичные образования уралид залегают с резким несогласием на «промежуточном» комплексе, который не везде отделен от доуралид перерывом.

Как видно из приведенных примеров, ниже- и среднеордовикские отложения Урала характеризуют сложный и длительный этап перестройки структурных планов, по-разному выраженный в разных местах, и не могут быть однозначно отнесены к тому или другому геосинклиналильному комплексу.

К сожалению, пока не имеется данных для проведения полного анализа этой интереснейшей переломной эпохи тектонического развития Урала.

Структура и стратиграфия доуралид изучены в целом еще очень слабо, так как эти образования выходят на ограниченных участках в ядрах крупных поднятий, почти не содержат остатков фауны и в значительной степени переработаны более поздними тектоническими движениями. Для доуралид могут быть намечены две основные тектонические зоны, видимо, соответствующие понятиям «миогеосинклиналильная зона» и «эвгеосинклиналильная зона».

Мيوгеосинклиналильная зона доуралид выходит на поверхность в ядре Башкирского антиклинория и лучше всего изучена (Шатский, 1945; Гарань, 1959, и др.). Отложения доуралид в этой зоне слагают комплекс осадочных пород мощностью до 12 км. Они довольно отчетливо делятся на три серии. В ядре Тарташской антиклиналии и на севере Башкирско-

го антиклинория на поверхность выходит основание этого комплекса, сложенное породами, неотличимыми от пород кристаллического фундамента Русской платформы. Каждая серия в общем представляет цикл осадконакопления, начинающийся толщами песчаников с линзами конгломератов и заканчивающийся сланцами и доломитами. Между сериями, а иногда и внутри них, фиксируются небольшие угловые несогласия и размыты. Обломочный материал в основном сносился со смежных выступов Русской платформы. Лишь в верхах разреза (ашинская свита) появляются полимиктовые песчаники и конгломераты, обломочный материал которых, по-видимому, приносился с востока. Доуралиды Башкирского антиклинория представлены отложениями рифейского возраста, и только для ашинской свиты не исключен нижнекембрийский возраст. Миогeosинклинальные отложения доуралид смяты в сравнительно простые, обычно коробчатые складки, осложненные взбросами и сбросами. Осевые плоскости складок имеют восточное падение. По направлению на восток в миогeosинклинальных отложениях доуралид начинают преобладать сланцевые толщи, а карбонатные породы исчезают. Еще восточнее среди сланцев появляются вулканогенные породы, которые, по-видимому, широко развиты в доуралидах к востоку от Уралтауского антиклинория, где они входят в состав сильно метаморфизованных гнейсов и амфиболитов Урало-Тобольского антиклинория и в большинстве случаев не могут быть отделены от метаморфизованных пород нижнего структурного этажа уралид.

К северу от Башкирского антиклинория миогeosинклинальные рифейские отложения, видимо, развиты в Кваркушском антиклинории. Отложения, неотличимые от рифейских пород Башкирского антиклинория, выходят в пределах дислокаций Полюдова кряжа (Чочиа, 1955). Здесь меридиональные простирания доуралид сменяются на северо-западные, и миогeosинклинальная зона резко поворачивает в этом направлении, уходя под платформенный чехол севера Русской платформы. Рифейские отложения миогeosинклинальной зоны выходят на поверхность в пределах Тимана, где они слагают фундамент этой части платформы (Журавлев, Гафаров, 1959). В более северных районах Урала развиты только эвгeosинклинальные образования доуралид.

В отличие от миогeosинклинальной зоны, где доуралиды представлены только рифейскими породами, в эвгeosинклинальной зоне доуралид, кроме рифейских, большое значение имеют кембрийские образования. Наличие кембрийских отложений в доуралидах с несомненностью доказано на Южном Урале, в Сакмарском поднятии и к востоку от Уралтауского антиклинория (Херасков, 1948), в пределах Урало-Тобольского антиклинория (Н. Ф. Мамаев). Кембрийские отложения доуралид, по-видимому, достаточно широко распространены и на севере Урала, вплоть до южной части Новой Земли, где они охарактеризованы фаунистически (Демокидов и др., 1957). Недостаточно разработанная стратиграфия не позволяет провести однозначно границу между рифейскими и кембрийскими отложениями, но присутствие и тех, и других в пределах эвгeosинклинальной зоны доуралид не вызывает сомнения.

На юге Урала граница между мио- и эвгeosинклинальными зонами рифейских отложений доуралид совпадает с этой же границей и в структуре уралид. Рифейские отложения Уралтауского антиклинория представлены сланцами и кварцитами.

Кембрийские вулканогенные отложения появляются в самых восточных частях миогeosинклинальной зоны. В частности, фаунистически доказанный кембрий известен в Сакмарском поднятии, в зоне развития миогeosинклинальных сланцевых отложений доуралид.

К востоку от Уралтауского антиклинория в доуралидах появляется большое количество вулканогенных пород.

Граница между эв- и миогеосинклинальными зонами доуралид далее на север прослеживается вдоль Главного Уральского глубинного разлома, который наследует ее на Южном Урале, вплоть до широты р. Чусовой. Севернее эта граница несколько поворачивает на северо-запад и в виде крупного древнего тектонического шва проходит между Кваркушским и Уралтауским антиклинориями. По этому шву отмечаются зоны доуралид с повышенным динамометаморфизмом и метасоматозом. Ордовикские и силурийские толщи образуют вдоль древнего шва узкую, вытянутую синклиналь, разделяющую Кваркушский и Уралтауский антиклинории. Северо-западнее под отложениями краевого прогиба эта граница прослеживается предположительно по резкой смене отрицательных магнитных аномалий, соответствующих миогеосинклинальной зоне доуралид, положительными аномалиями эвгеосинклинальной зоны. С северо-западными простираниями эта граница проходит через всю Печорскую синеклизу Русской платформы, примерно совпадая с Печорской грядой (Журавлев и Гафаров, 1959).

Эвгеосинклинальные образования доуралид изучены очень плохо. В северной половине Урала они представлены мощной серией сланцев, полимиктовых песчаников, алевролитов и мраморов, переслаивающихся с основными и кислыми вулканогенными породами (Львов, 1959). С доуралидами связаны многочисленные тела гранито-гнейсов и гранитов, а также, по-видимому, и основные интрузии. Исследования последних лет в Приполярном Урале (В. У. Малашевский, Н. И. Попович, 1960 г.) и в Полярном Урале (Перфильев и Молдаванцев, 1960) показали, что вулканогенные породы очень широко развиты в синклинальных структурах доуралид, замещаясь по направлению к антиклинальным структурам осадочными породами.

В общем структуры доуралид на Урале простираются согласно с простиранием уралид и имеют меридиональное или близкое к нему направление.

Отклонения от «уральских» простираний характерны для северных и частично южных районов Урала. Наиболее южная зона изменения простираний соответствует поднятию Полюдова кряжа, где западные миогеосинклинальные структуры доуралид поворачивают на северо-запад и уходят под платформенный чехол Печорской синеклизы. Далее эвгеосинклинальные отложения доуралид с меридиональными простираниями прослеживаются до северного окончания Уралтауского антиклинория (бассейн верховьев р. Кожим). Здесь намечается зона аномальных простираний доуралид, в которой западные структуры имеют северо-северо-западное и северо-западное простирание, а восточные — северо-восточное. Уралиды, наследуя в общем северо-восточные простирания доуралид, оказываются наложенными по отношению к северо-западным структурам. Последние погружаются под отложения уралид и, по магнитным данным, прекрасно прослеживаются, с теми же северо-западными простираниями, под отложениями краевого прогиба и даже под платформенным чехлом Печорской синеклизы (Журавлев и Гафаров, 1959). Севернее, в южной части Харьейского и в Лангютюганском антиклинориях (Собское поднятие в структуре уралид), выделяется значительно более крупная зона аномальных простираний доуралид, с более резкими отклонениями их от уральских. Западные структуры этой части в Харьейском антиклинории имеют северо-западное простирание, а восточное (Лангютюганский антиклинорий) — широтное. К северу от этой зоны вновь появляются «уральские» меридиональные простирания доуралид. Несколько севернее, в самой северной части Урала, «уральские» простирания доуралид полностью исчезают и здесь структуры имеют северо-западное и широтное простирание. Широтное простирание имеют доуралиды и на юге Новой Земли.

Таким образом, начиная от широты дислокаций Полюдова кряжа появляются зоны с аномальными, не типичными для Урала простираниями структур доуралид. При этом, как видно на карте, частота появления таких зон, так же как и величина отклонений простираний от «уральских», закономерно увеличивается по направлению с юга на север, вплоть до полного исчезновения «уральских» простираний на самом севере Урала. При этом намечается постепенный переход к северо-западным и субширотным простираниям в зонах аномальных простираний при движении с юга на север. Нам кажется, что это связано с существованием к северу от Урала крупной субширотной складчатой системы в пределах Северного Ледовитого океана. Реликты этой системы можно видеть в структурах Северной Норвегии, Таймыра и т. д.

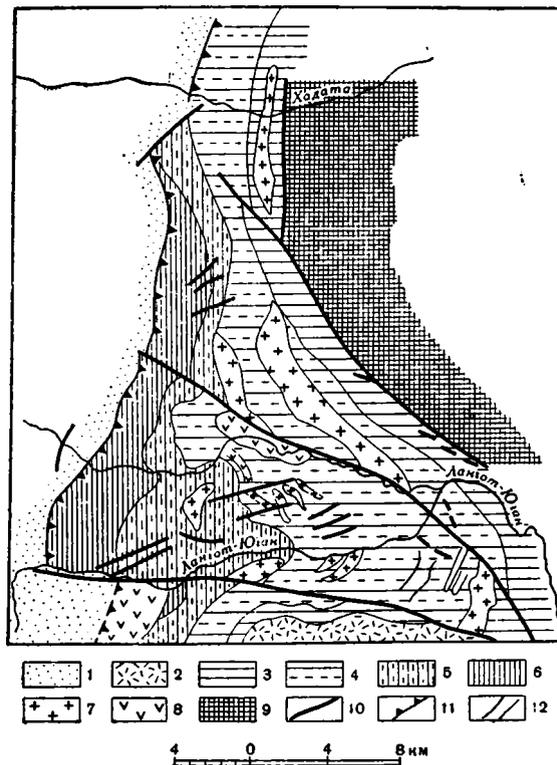
Зоны аномальных простираний доуралид иногда ограничены с севера и юга поперечными структурами. Так, Харбейско-Ланготюганская зона аномальных простираний с севера и с юга ограничена своеобразными широкими поперечными антиклиналями, полого погружающимися на восток (фиг. 5). Это асимметричные структуры, имеющие, скорее, характер «структурных носов». Крыло, обращенное к зоне аномальных простираний, обычно значительно круче противоположного крыла. Обычно к этим структурам приурочено наибольшее количество гранитных интрузий и полей гранитизации доуралид. Ряд признаков сближает эти структуры с шовными антиклиналями, описанными выше (Ирендыкская антиклиналь Магнитогорского прогиба). Там эти антиклинали фиксировали продольные тектонические швы, в данном же случае рассматриваются поперечные швы, отделяющие зоны аномальных простираний от участков с выдержанными, «уральскими» простираниями доуралид. Сходные тектонические швы часто ограничивают и другие зоны аномальных простираний.

Краткие сведения о тектонике доуралид на севере Урала позволяют высказать некоторые соображения о характере складчатого фундамента Печорской синеклизы Русской платформы. В геологической литературе за последнее время появилось необычайно много работ по этому вопросу. Здесь следует коротко осветить две основные точки зрения. Н. С. Шатский первый высказал (1937) предположение, что складчатое основание северо-восточного угла Русской платформы имеет более молодой возраст, чем ее южные части. Выходы этого складчатого основания он находил в рифейских отложениях Тиманского вала. Впоследствии эту точку зрения поддерживали Н. П. Херасков и К. Г. Войновский-Кригер (1945) и развивали в своих статьях В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров. Последние считают, что Печорская синеклиза расположена на байкальском складчатом основании (рифейские складчатые образования). Точку зрения Н. С. Шатского поддерживают сейчас многие исследователи, в том числе и авторы настоящей статьи.

Совершенно иные представления, притом в наиболее крайней форме, высказывает П. Е. Оффман. Он считает, что на Тимане и в пределах Печорской синеклизы фундаментом платформенного чехла являются те же нижнепротерозойские и более древние образования, как и в остальной части Русской платформы. В последние годы Н. С. Шатский высказывал точку зрения, близкую к воззрениям П. Е. Оффмана. Он считал, что фундамент Печорской синеклизы имеет дорифейский возраст, а Тиман представлял собой в рифее узкий желоб, рассекающий тело платформы (авлакоген), выполненный отложениями, сходными по своим особенностям с геосинклинальными.

По мнению авторов, превоначальная точка зрения Н. С. Шатского на строение доуралид северной части Урала более правильна. Как было показано выше, многогеосинклинальная зона доуралид на широте Полюдова кряжа резко поворачивает на северо-запад и уходит под палеозой-

ский платформенный чехол Печорской синеклизы, где она слагает фундамент юго-западной части синеклизы в полосе от Тимана до Печорской гряды. В более северных частях Урала, в зонах аномальных простира- ний доуралид, структуры эвгеосинклинальной зоны с северо-западными



Фиг. 5. Геологическая карта поперечной шовной антиклинали доуралид в верховьях р. Лангот-юган

1 — палеозойские отложения; доордовикские отложения: 2 — ханмейская серия, нижняя свита; собская серия: 3 — верхняя свита, 4 — нижняя свита; Тайкеуская серия: 5 — верхняя свита, 6 — нижняя свита; 7 — граниты и гранито-гнейсы доордовикского возраста; 8 — диабазы и габбро-диабазы; 9 — метаморфический комплекс хр. Маррун-Кей; 10 — разломы 11 — надвиг западного ограничения Харбейского антиклинория; 12 — простираание пластов

простираениями также уходят под чехол Печорской синеклизы. По-видимому, вся северо-восточная часть Печорской синеклизы сложена доуралидами, скорее всего, эвгеосинклинального типа. Судя по сложному рисунку структур доуралид в пределах Урала, можно ожидать, что и в основании Печорской синеклизы имеются сложные структуры различных простирааний, среди которых, по-видимому, есть крупные массивы с выходами на поверхность достаточно древних образований. Строение магнитного поля этой части синеклизы подтверждает такое предположение.

Исходя из строения доуралид в пределах Урала, можно думать, что только во внешней, юго-западной части Печорской синеклизы в фундаменте содержатся отложения не моложе рифейских (миогэосинклинальная зона доуралид). Для этой части платформы еще можно принять эпибайкальский возраст. В остальной части синеклизы, расположенной

на аналогах эвгеосинклинальной зоны, в состав фундамента, вероятно, входят кембрийские породы. Соответственно здесь возраст основной складчатости фундамента, скорее, раннекаледонский.

На юге Урала в структурах доуралид также появляются отклонения от долготных «уральских» простираний. Большое изменение в простираниях структур всего Урала было впервые отмечено еще А. П. Карпинским, затем подробно рассмотрено Н. С. Шатским (1946) для района к северу от Уфы. Здесь восточный край Русской платформы образует громадный Уфимский выступ, входящий углом в Уральское складчатое сооружение. Структуры доуралид, огибая этот выступ, изменяют простирание с меридионального на северо-восточное вдоль юго-восточного края выступа. Северо-восточные простирания доуралид на этой широте появляются не только в северной части Башкирского антиклинория, но и в самых восточных частях Урала — в Урало-Тобольском антиклинории.

В самой южной части Урала вновь появляются аномальные простирания доуралид. Так, на Сакмарском поднятии доуралиды, по данным Н. П. Хераскова, образуют в плане коленообразный уступ с отклонением простираний в северо-западном направлении. На этой же широте, непосредственно восточнее Главного глубинного разлома уралид (Кемперсайское поднятие), доуралиды также имеют северо-северо-западное простирание. Долготные структуры уралид в этом месте косо срезают древние структуры. Возникновение аномальных простираний доуралид в самой южной части Урала, по-видимому, обусловлено теми же причинами, что и на севере. Вероятно, это самое северное проявление аномальных зон, связанных с областью сочленения долготных «уральских» структур и широтных структур пояса Тетиса (в широком понимании этого термина).

Особенности тектоники северной части Урала и Новой Земли

Выше неоднократно указывалось, что структуры уралид линейно выдержаны и, с небольшими отклонениями, протягиваются на огромные расстояния. Особенность севера Урала заключается в том, что нарушения линейности структур здесь весьма существенны. Для северных частей Урала очень характерны крупные поперечные поднятия, проходящие через все линейные зоны уралид, или через часть их, и довольно резкие изменения простираний линейных структур.

Наиболее южное из таких поперечных поднятий — Полюдов кряж. Оно проявилось в пределах системы Предуральских краевых прогибов и отделяет Юрезано-Сылвенский прогиб от Северо-Уральского. В более восточных тектонических зонах поднятие не проявляется. Поднятие Полюдов кряж возникло в том месте, где от меридиональных структур на северо-запад поворачивают структуры миогеосинклинальной зоны доуралид.

Более северной зоне аномальных простираний доуралид (северная часть Уралтауского антиклинория) соответствует крупное Кожимское поперечное поднятие уралид. Оно имеет запад-северо-западное простирание и отчетливо заметно в системе краевых и периклинальных прогибов, отделяя Северо-Уральский краевой прогиб от Воркутинского периклинального прогиба. Уралтауский антиклинорий в пределах Кожимского поднятия резко воздымается и расширяется, а расположенный севернее Лемвинский синклинорий сужается и, несколько поворачивая на восток, срезается Главным глубинным разломом. Как показали исследования М. Е. Раабен (1959), это поперечное поднятие оказывало влияние на распределение фаций в течение почти всего палеозоя (от ордовика

до карбона). При этом песчаниковые (ордовикские) и карбонатные палеозойские отложения, развитые в пределах поперечного поднятия, севернее по простиранию сменяются тонкими глинисто-сланцевыми отложениями некомпенсированного прогиба Лемвинского синклинория. Восточнее, в эвгеосинклинальной зоне уралид, признаки поперечного поднятия не известны.

К северу от Кожимского поперечного поднятия меридиональное простирание уралид резко меняется на северо-восточное. На этом отрезке они, по-видимому, наследуют северо-восточное простирание доуралид и оказываются (как отмечалось выше) наложенными по отношению к северо-западным простираниям доуралид зоны аномальных простираний Кожимского поднятия.

Северо-восточные простирания структур Урала прослеживаются до следующей зоны аномальных простираний доуралид, на широте южной части Харбейского антиклинория. Здесь строение уралид осложнено еще более крупным Собским поперечным поднятием, проходящим через все зоны Урала. В Воркутинском периклинальном прогибе Собскому поднятию соответствует резко приподнятая северная часть прогиба. Зона краевых поднятий резко воздымается и расширяется (антиклинали Енгана-Пэ и Манита-Нырда), Лемвинский синклинорий сужается и в виде узкой цепочки протягивается вдоль западного края Харбейского антиклинория, который в этой части резко приподнят. В эвгеосинклинальной зоне поперечное поднятие выражено Ланготюганской поперечной перемычкой (Ланготюганский антиклинорий), разделяющей Войкарский и Щучинский синклинории.

Поперечное поднятие, по-видимому, с севера и с юга ограничено своеобразными поперечными тектоническими швами. При этом в разных продольных зонах уралид поперечные швы выражены по-разному. В периклинальном прогибе это узкие, осложненные разломами асимметричные поперечные антиклинали или система антиклиналей. Наиболее четкая система таких антиклиналей связана с поперечным швом северного ограничения поднятия (антиклинальная зона гряды Чернова). Южному поперечному шву соответствует небольшая антиклиналь в восточной части периклинального прогиба, переходящая западнее во флексуру. В миогеосинклинальной зоне швы проявляются в резкой (на расстоянии 1—2 км) смене глинистых палеозойских отложений песчано-карбонатными толщами, свойственными поперечному поднятию. Здесь же появляются мелкие поперечные разломы и шовные складки. Оба рассмотренных тектонических шва являются непосредственным продолжением древних поперечных швов, которые ограничивают с севера и с юга зону аномальных простираний доуралид южной части Харбейского антиклинория.

Следовательно, поперечные тектонические швы имеют длительную историю и проявляются в структуре как доуралид, так и (возможно, не все) уралид, хотя в различное время они проявлялись по-разному (в доуралидах эти швы ограничивают зону изменчивых простираний, а в уралиде — зону поперечного поднятия). Поперечные швы установлены на границах и других поперечных поднятий. В частности, такой шов, несомненно, ограничивает северный край Кожимского поперечного поднятия, хотя недостаточная изученность этого района не дает возможности точно указать этот шов на карте. Возможно, что и с юга Кожимское поднятие ограничено поперечным швом. Севернее Собского поперечного поднятия на некотором расстоянии уралиды, как и доуралиды, имеют долготное простирание. Однако это простирание настолько осложнено поперечными швами, поперечными поднятиями и седловинами, что только детальное прослеживание фациальных границ позволяет наметить основное направление палеозойских тектонических структур.

В самой северной части Урала в структурах уралид и доуралид полностью исчезают «уральские» простирации, сменяясь северо-западными и широтными. Так, Щучинский синклинорий эвгеосинклинальной зоны, по-видимому, несколько вытянут в широтном направлении; расположенная к северу от него небольшая синклиналь, выполненная ордовикскими отложениями, имеет отчетливое широтное простираие. Система краевых поднятий и сланцевых синклинориев миогеосинклинальной зоны, по данным В. И. Устрицкого (1961), круто поворачивает на северо-запад. Граница между этими тектоническими зонами прослеживается по резкой фациальной смене глинисто-сланцевых отложений силура, девона и карбона преимущественно карбонатными породами вдоль юго-западного крыла Пайхойского антиклинория и имеет северо-западное простираие. Фациальная зона, сходная с зоной краевых поднятий, прослеживается далее на северо-запад, обнажаясь в ядре Вайгачского антиклинория. При этом на Пайхойской и других северо-западных структурах протягиваются только фациальные зоны, отвечающие тем или иным тектоническим элементам миогеосинклинальной зоны Урала. Соответствующие им тектонические структуры (краевые антиклинории и сланцевые синклинории) отсутствуют. Пайхойский антиклинорий (и, по-видимому, Вайгачский) образовались значительно позднее, вероятно в триасе, в конце формирования Уральского складчатого сооружения. Почти весь Пайхойский антиклинорий расположен в пределах фациальной зоны типа сланцевых синклинориев и только частично — в пределах карбонатных образований нижнего и среднего структурных этажей, сходных фациально с отложениями краевых поднятий.

Характер структур в этих районах также существенно отличается от уральских. Пайхойский и Вайгачский антиклинории в общем образуют единую зону поднятий, вытянутую в северо-западном направлении. Однако эта зона состоит из ряда кулисообразных, подставляющих друг друга антиклинальных структур, каждая из которых отклонена к северу несколько больше, чем вся зона в целом. Так, Пайхойский антиклинорий подставляется антиклинальной структурой о-ва Вайгач, а последний — антиклинальной структурой южной части новой Земли (северо-западная часть Вайгачского антиклинория). Вероятно, более детальное изучение позволит выявить значительно большее число таких кулис. Характер структур и их соотношения с фациальными зонами, возможно, связаны с большой ролью сдвиговых дислокаций в этой части герцинской складчатой области.

Геологическое строение северного острова Новой Земли изучено совершенно недостаточно (Демокидов и др., 1957; Бондарев, 1960). Большие площади заняты ледниками, поэтому на карте структура изображена весьма схематично. Палеозойские отложения Новоземельского антиклинория существенно отличаются от палеозойских образований Уральского складчатого сооружения и не могут быть сопоставлены ни с одной из известных тектонических зон Урала. Здесь широко развиты песчано-сланцевые отложения нижнего структурного этажа, часто содержащие граптолиты. Среди них встречаются пачки и толщи аркозовых песчаников и конгломератов. Силурийские отложения нередко с размывом залегают на ордовикских породах и имеют в основании базальный конгломерат. В некоторых случаях среди сланцев появляется много известняков. Отложения среднего структурного этажа (верхний девон — карбон) часто с размывом перекрывают лежащие ниже толщи. Они представлены песчано-сланцевыми и карбонатно-сланцевыми образованиями, среди которых в верхнем девоне появляются основные эффузивы и красноцветные песчаники. Среди палеозойских толщ встречаются мелкие тела гранитоидов, иногда щелочных, возможно, верхнепалеозойского возраста. Новоземельский антиклинорий имеет в общем северо-восточное

простираение с постепенным поворотом к широтному на севере. Характерно полное отсутствие поперечных структурных зон. По-видимому, этот поворот осуществляется посредством системы кулисообразно расположенных структур, разбитых продольными разломами, может быть, сдвигового характера. В самой северной части Новой Земли структуры имеют широтное простираение и по широтному разлому резко сочленяются со структурами Новоземельского антиклинория.

Таким образом, от Пайхойского антиклинория начинается палеозойская складчатая область, существенно отличающаяся от Урала как по простираениям тектонических структур и их морфологии, так и по характеру отложений. В пределах Пайхойского антиклинория еще можно найти некоторые аналоги фациальных зон Урала, но на северном острове Новой Земли тектонические зоны Урала не прослеживаются. Новая Земля, по-видимому, представляет собой реликты какой-то отличной от Урала палеозойской складчатой области, большая часть которой погружена под воды океана.

Сравнительный анализ тектоники Новой Земли и Урала позволил бы понять эти различия, но мы, к сожалению, не располагаем необходимыми для этого геологическими данными. В. И. Бондарев на основании многолетних исследований Новой Земли также пришел к выводу о существенных отличиях в строении этих двух областей¹.

Пермские и частично каменноугольные терригенные образования верхнего структурного этажа, широко развитые на Новой Земле, видимо, в общем близки по своему характеру к образованиям периклинальных прогибов. Возможно, они представляют собой сохранившиеся от эрозии остатки единого крупного периклинального прогиба, перекрывавшего ранее область сочленения Урала с расположенными севернее палеозойскими геосинклинальными системами. В этом отношении северное окончание Урала в какой-то мере аналогично южному его окончанию.

Как показали исследования А. Л. Яншина (1962), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), южное погребенное продолжение меридиональных структур Урала в районе Устюрта и южного берега Аральского моря вплотную подходит к широтным структурам пояса Тетиса. Судя по данным бурения в смежных районах и по данным геофизики, область сочленения этих геосинклинальных систем перекрывается мощным моласовым комплексом периклинального прогиба. Отличие северного окончания Урала объясняется тем, что последующие тектонические движения в ряде мест вывели на дневную поверхность фундамент периклинального прогиба, разобшив его на ряд частных прогибов.

Нарушение линейности уралид, выраженное иначе, чем на севере Урала и, как будет показано ниже, обусловленное иными причинами, наблюдается в районе Уфимского выступа Русской платформы. Как показал впервые А. М. Карпинский и развил затем Н. С. Шатский (1945), структуры уралид, огибая выступ Русской платформы, образуют сложно построенную дугу (Уфимский амфитеатр), обращенную выпуклостью на восток. При этом изгиб структур проявляется наиболее четко в западных тектонических зонах, уменьшаясь по направлению на восток. В структуре Урало-Тобольского антиклинория Уфимский выступ не вызывает изменений простираения.

Одновременно с изменением простираений все структуры уралид в этом месте резко воздымаются и пережимаются. Так, Зилаирский и Магнитогорский синклинории резко сужаются и, воздымаясь,

¹ В краткой форме представления В. И. Бондарева изложены им в объяснительной записке к тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова.

выклиниваются. Башкирский и Уралтауский антиклинории также пережимаются и практически сливаются. От Урало-Тобольского антиклинория в зоне пережима их отделяет только узкая прерывистая система синклиналей, соединяющих Магнитогорский и Тагильский синклинории (Кузнецов и Фролова, 1955).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР УРАЛИД И ДОУРАЛИД

Как указывалось выше, для структурного плана доуралид на большей части Урала характерны меридиональные простирания. В северной части Урала простирания доуралид становятся более изменчивыми и наряду с участками меридионального простирания появляются зоны с аномальными, северо-западными, северо-восточными и широтными простираниями. По направлению к северу число таких зон возрастает, вплоть до полной смены меридиональных структур северо-северо-западными и широтными на самом севере Урала.

Структуры уралид отличаются значительно большей выдержанностью меридиональных направлений, которые, несомненно, являются генеральными для Урала. Однако строение уралид приспособлено к характеру строения их фундамента (доуралид), чем обусловлены основные отличия строения уралид на севере Урала.

Во всех случаях структуры уралид наследуют те простирания доуралид, которые имеют меридиональные направления или отклоняются от них минимально. Так, простирание структур Урала к северу от окончания Уралтауского антиклинория становится северо-восточным, наследуя северо-восточное простирание доуралид на данном отрезке (меридиональные простирания доуралид здесь отсутствовали). В северной части Урала, на широте антиклинория Оче-Нырды, вновь появляются меридиональные простирания доуралид и, соответственно, Урал становится меридиональным.

Наследуя меридиональные или близкие к ним простирания доуралид, уралиды оказываются наложенными по отношению к другим простираниям в зонах аномальных простираний. При этом в местах такого наложения в структурах уралид возникают длительно развивающиеся поперечные поднятия, развивающиеся только в тех продольных тектонических зонах Урала, которые оказываются наложенными по отношению к простиранию структур фундамента. Одновременно с увеличением значения северо-западных и широтных направлений в зонах аномальных простираний доуралид при движении с юга на север поперечные поднятия в структурах уралид становятся все более четкими и захватывают все большее число продольных тектонических зон Урала. В самой северной части Урала, где меридиональные простирания доуралид полностью сменяются северо-западными и широтными, палеозойские структуры целиком наследуют эти простирания. Одновременно, как показано выше, появляются черты отличия от Урала в тектонических структурах и в разрезе. Таким образом, место полного исчезновения типичных для Урала структур можно с некоторой степенью достоверности рассматривать как естественное северное окончание Урала и точку его сочленения с другими, пока еще нам неизвестными палеозойскими складчатыми сооружениями. Зону сочленения Урала с другими геосинклинальными системами следует считать не единой линией, а определенной областью, где сосуществуют характерные признаки обеих геосинклинальных систем.

Выше отмечалось, что на самом юге Урала, в районе Сакмарского и Кимперсайского поднятий, простирания доуралид несколько отклоняются от долготных, и структуры уралид секут их под острым углом.

Здесь нет такого четкого поперечного поднятия, как на севере Урала, но некоторые следы поперечного воздымания уралид все же имеются. Именно с этим, по-видимому, связано возникновение Сакмарского и Кемперсайского поднятий, возможно, что несколько приподняты на этой широте Урало-Тобольский антиклинарий.

Таким образом, если исключить влияние Уфимского выступа платформ, то ослабление структур как доуралид, так и уралид, вероятно, вызвано тем, что на севере и юге долготные тектонические структуры Урала сочленяются со складчатыми поясами иного, чем Урал, простираения. На юге Урал ограничивается субширотными структурами Тетиса, а на севере — гипотетическими складчатыми системами Ледовитого океана.

Прослеживая историю развития Урала, можно видеть, что во время формирования доуралид линейность структур была выражена сравнительно слабо. Время развития уралид характеризуется максимальной линейностью структур, при которой всякие отклонения резко подавлены. Ослабление тектонических напряжений в конце перми и в триасе вызвало оживление «подавленных» структурных направлений и, соответственно, нарушение линейности, что отчетливо видно на севере Урала, где произошло расчленение периклинального прогиба на прогибы с разными простираениями. Это вызвало резкий обрыв Зилаирского синклинория и расчленение краевого прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. 1. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы.— Вопросы теорет. и прикл. геол., 1947, сб. 4.
- Богданов А. А. 2. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1947.
- Бондарев В. И. Ордовик Советской Арктики. В кн.: «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7).
- Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печорско-Ближнего государственного заповедника.— Труды Печорско-Ближнего заповедника, 1940, вып. 1.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1945, сб. 6.
- Войновский-Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
- Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского синклинория. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, 1959, вып. 32.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
- Городецкая Н. С. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 3.
- Горский И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанных с ними особенностей геологического строения месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 4—5.
- Дедеев В. А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131.
- Демочкидов К. К. и др. Геологическое строение островов Новой Земли и острова Вайгач.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, геол. серия (№ 34).
- Кондаин О. А., Кондаин А. Г. Стратиграфия и фации девонских отложений

- южной части Печорского Урала.—Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 28.
- Кузнецов Е. А., Фролова Т. И. К тектонике Среднего Урала. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале.—Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 81.
- Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала.—Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, 105.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Силвенской депрессии.—Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1949, вып. 46.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1947. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 4/8).
- Перфильев А. С., Молдаванцев Ю. Е. Пример несоответствия метаморфизма и стратиграфии (Полярный Урал).—Докл. АН СССР, 1960, 132, № 6.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
- Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 35.
- Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбинского района.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, вып. 1—2.
- Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала.—Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, общая серия, 1948, сб. 8.
- Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1960, вып. 2.
- Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр, Ч. I. Стратиграфическое описание.—Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, 1956, вып. 25.
- Устрицкий В. И. Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала.—Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, 125.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Херасков Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края.—Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 91.
- Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала.—Изв. АН СССР, серия, геол., 1948, № 1.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951. (Тектоника СССР, т. 3).
- Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугуджар в связи с оценкой их нефтегазоносности. В кн. «Труды Совещания по геологии и нефтегазоносности Примугуджарья». М., Гостоптехиздат, 1962.

Н. Г. МАРКОВА и Б. Я. ХОРЕВА

**ТИПЫ ПРИРАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР (ЗОН СМЯТИЯ)
И ИХ ГЕНЕЗИС
НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И АЛТАЯ****ВВЕДЕНИЕ**

В течение ряда лет авторам настоящей статьи пришлось работать в областях, известных в литературе под названием зон смятия. Общепринято, что формирование их тесно связано с длительно существовавшими глубинными разломами (Ажгирей и Иванкин, 1952; Муратов и Славин, 1953; Пейве, 1956; Нехорошев, 1958; Горжевский и Иванкин, 1960; Горжевский и Муратов, 1961, и др.). При этом интенсивное рассланцевание и разлинзование слагающих пород, наличие зачастую среди них кристаллических сланцев вызывается обычно многократными перемещениями по разлому разграничиваемых им глыб.

Как показали наши исследования, зоны смятия не могут рассматриваться лишь как полосы рассланцованных пород, появление которых обусловлено процессами динамометаморфизма. Они представляют собой определенную категорию длительно развивавшихся тектонических форм с характерным набором формаций, специфическим магматизмом и особой геологической историей. Попробуем показать это на конкретных примерах. Остановимся преимущественно на разборе двух структур, хорошо известных авторам по личным наблюдениям, — Джалаир-Найманской зоне, расположенной в юго-западной части Центрального Казахстана, и Иртышской зоне смятия на Западном Алтае. Эти структуры имеют много общих черт, но в то же время резко разнятся, вследствие чего каждую из них можно рассматривать как особый тип приразломных структур.

ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКАЯ ЗОНА

Джалаир-Найманская зона — весьма своеобразная тектоническая структура, расположенная на территории Бет-Пак-Далы, т. е. в пределах развития каледонских складчатых сооружений южной части Центрального Казахстана (фиг. 1).

Для тектонического строения Бет-Пак-Далы в целом характерно чередование крупных поднятых и прогнутых структур северо-западного простирания. Первым свойствен геоантиклинальный тип развития с преобладанием восходящих движений; как следствие этого в них наблюдаются сокращенные стратиграфические разрезы. Вторые, напротив, отличаются длительным геосинклинальным режимом с преобладанием процессов прогибания, а также полными и мощными разрезами. Соответственно, первые получили название геоантиклинальных поднятий, вторые — геосинклинальных прогибов.

Сказанное иллюстрируется сводной таблицей разрезов указанных крупных структур (табл. 1). Так, в областях Чуйского и Бурунтавского геосинклинальных поднятий непосредственно на дорифейском фундаменте со значительным перерывом и несогласием залегают образования девона и карбона, развитые не повсеместно, а приуроченные только к наложенным структурам. Мощность их различна: в Бурунтавском



Фиг. 1. Положение Джалаир-Найманской структуры среди сопредельных тектонических форм.

Каледонская складчатая область Бет-Пак-Далы. Геосинклинальные прогибы, заложённые на рифейском основании: 1 — Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь; 2 — Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб; а — выходы на поверхность рифейского основания, б — площади, перекрытые позднейшими осадками; 3 — геосинклинальные поднятия и глыбы, сложенные дорифейским комплексом; а — выходы на поверхность дорифейского основания, б — площади, перекрытые позднейшими осадками; 4 — каледонская складчатая область Северного Тянь-Шаня; 5 — герцинская Джунгаро-Балхашская складчатая область; б — впадины, выполненные третичными и четвертичными отложениями. *Наименование структур:* I — Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь; II — Сарытумский рукав Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали; III — Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб; А — Сасырлыкский прогиб, Б — Прибалхашский прогиб, В — Акдолинское поперечное поднятие; IV — Атасу-Моинтинское геосинклинальное поднятие; V — Бурунтавское геосинклинальное поднятие; VI — Чуйско-Кандыктасское геосинклинальное поднятие; VII — Джильтавская глыба; VIII — Чуйская впадина; IX — Балхашская впадина; X — Илийская впадина; XI — Северо-Кызылкумская впадина

геосинклинальном поднятии она совсем ничтожна, в Чуйском резко колеблется от одной наложенной мульды к другой. В Атасу-Моинтинском геосинклинальном поднятии разрез палеозоя несколько полнее. Однако и здесь осадки его приурочены исключительно к наложенным структурам: кембрий и ордовик, выраженные к тому же в иных фациях, — к плоской нижнепалеозойской мульде; девон и карбон — к мелким локальным наложенным мульдам и грабенам. В противоположность этому, в областях геосинклинальных прогибов наблюдаются мощные и почти непрерывные разрезы (несколько менее полные лишь в области Акдолинского поперечного поднятия).

Джалаир-Найманская зона представляет собой один из геосинклинальных прогибов, расположенных на территории Бет-Пак-Далы, которому свойственны специфические черты, отличающие его от остальных структур той же направленности развития. В морфологическом отношении это узкий грабенообразный трог (вернее, сложно построенный грабен), вытянутый согласно с окружающими тектоническими формами и с обеих сторон ограниченный длительно развивавшимися глубинными разломами. Длина его достигает 600 км при ширине 25—30 км, лишь на юго-востоке до 50 км, где прогиб раздваивается наподобие вилки, образуя два рукава — собственно Джалаир-Найманский и Сарытумский. Внутренняя структура этого сложного грабена имеет блоковый характер, так как, помимо краевых разломов, ограничивающих его от окружающих геантиклинальных поднятий — Бурунтавского и Чуйского, наблюдается целая система разветвляющихся и пересекающихся более мелких разрывных нарушений, отчетливо выступающих на аэрофотоснимках и подразделяющих грабен на ряд узких клиньев. Таким образом, главную роль здесь играют дизъюнктивные нарушения; складчатые деформации развиты незначительно, лишь в отдельных блоках.

Джалаир-Найманский грабенообразный прогиб выполнен формациями геосинклинального типа — рифейскими, нижне-, частично среднепалеозойскими, суммарной мощностью до 18 км. Кроме того, здесь наблюдаются многочисленные интрузии: трещинные тела ультрабазитов, а также диоритов, гранодиоритов и габбро кембрийского и ордовикского возраста. Изучение стратиграфии и тектоники Бет-Пак-Далы (Маркова, 1961) позволяет наметить следующие основные этапы развития Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали.

Заложение прогиба, первоначально в виде просто устроенного корытообразного трога, произошло в предрифейское время, т. е. одновременно с общим тектоническим расчленением Бет-Пак-Далы, в пределах которой именно в этот момент наметились основные структурные элементы. В пользу этого свидетельствуют однотипность строения предрифейского комплекса во всех тектонических структурах Бет-Пак-Далы и, напротив, значительное различие рифейских образований. Последние, как правило, отсутствуют в областях геантиклинальных поднятий и лишь как исключение встречаются на их склонах. В то же время они выстилают все прогнутые структуры, где, однако, разрезы и мощности их различны (см. табл. 1). Так, в Джалаир-Найманском прогибе в течение рифея накапливалась мощнейшая (до 5000 м) толща базальтоидных лав, кремнистых осадков и граувакк. На территории же Западно-Балхашской структуры основное значение имеют кремнистые толщи; вулканические образования развиты здесь слабо и представлены преимущественно эффузивами андезитового и более кислого состава. Того же облика толщи, характерные обычно для начальных стадий развития геосинклинальных прогибов, продолжали отлагаться в Джалаир-Найманской структуре и в кембрии. Кроме того, в пределах этого трога (и только здесь) в конце кембрийского периода в связи со складчатостью произошло внедрение многочисленных мелких тел ультрабазитов, образующих так называемый Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс общей протяженностью 550 км.

В Западно-Балхашском геосинклинальном прогибе образования кембрия распространены не повсеместно и известны, собственно, лишь в прибалхашской части структуры, где они выражены в тех же фациях но имеют меньшую мощность. Ультраосновные интрузии здесь не наблюдаются.

В пределах геантиклинальных поднятий образования кембрия, как правило, отсутствуют. В тех же редких случаях, когда кембрий появляется и здесь (Атасу-Моинтинская структура), он представлен в совсем иных фациях. В частности, вместо основных базальтоидных лав здесь

распространены кислые, континентального характера осадки, приуроченные к тому же к наложенной мульде. Интрузивы также представлены здесь не ультраосновными породами, а кислыми, гранитного состава, превращенными в гранито-гнейсы.

Таким образом, уже на первом этапе (Rf — Cm) развития Джалаир-Найманская структура резко отличалась от сопряженных с ней тектонических форм по мощностям и фациям осадочных толщ, а также по типу эффузивных и интрузивных проявлений, характеризующих ее как глубокий геосинклинальный прогиб.

Резкое отличие наблюдается и в структурном отношении. Так, на основании того, что основные лавы рифея и кембрия, представляющие собой подводные трещинные излияния, прослеживаются вдоль северо-восточного и юго-западного бортов Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, не выходя за ее пределы, можно предполагать, что уже в это время заложилась ограничивающая ее краевые разломы, служившие путями для выхода магмы. При этом вначале возникли северо-восточный разлом и параллельный ему скол, ограничивающий Джильтавскую глыбу (низы рифея), позже (в кембрии) — юго-западный разлом. Следовательно, в течение рифея и кембрия происходило превращение Джалаир-Найманской зоны из просто устроенного корытообразного трога в узкий грабенообразный прогиб, ограниченный глубинными разломами, имевшими характер сбросов, и расчлененный на собственно Джалаир-Найманский и Сарытумский грабены. К концу кембрия здесь появился ряд внутренних, более мелких разрывных нарушений, с которыми связано внедрение ультрабазитовых тел, представляющих собой типичные трещинные интрузии. Таким образом, к концу первого этапа развития Джалаир-Найманская грабен-геосинклинали и в структурном отношении резко отличалась от Западно-Балхашского прогиба, представлявшего собой в то время широкий синклиорий, лишенный ограничивающих разрывных нарушений. Этим обусловлена, вероятно, и малая проницаемость этой структуры для магматических продуктов: эффузивные излияния здесь имеют локальное распространение, а интрузивы вообще отсутствуют.

Во второй этап развития Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, отвечающий ордовика, произошли дальнейшие изменения в ее строении. После складчатости конца кембрия, к первому пароксизму которой приурочено внедрение ультрабазитовых тел, а к более позднему, следующему через некоторый интервал, — гранодиоритов и плагиогранитов, представляющих собой последние выжимки из того же магматического очага, произошло общее поднятие территории Бет-Пак-Далы и, в частности, области Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали. Следствием этого является ограниченность распространения в пределах описываемой структуры осадков нижнего ордовика, известного лишь на крайней юго-восточной и на северо-западной ее оконечности (см. табл. 1). Напротив, начиная со среднего ордовика наблюдается значительное и повсеместное погружение Джалаир-Найманского грабена и накопление в нем мощных терригенных толщ среднего и верхнего ордовика, среди которых значительную роль играют флишевые осадки. Характерно слабое развитие эффузивных образований, встречающихся лишь в виде редких прослоев, и общее непостоянство разрезов среднего и верхнего ордовика, варьирующих на коротких расстояниях. Это обстоятельство, а также широкое распространение флишевых толщ, обычное для той стадии развития геосинклинального бассейна, когда происходит резкое внутреннее расчленение его и создание рельефа, хорошо увязываются между собой. В самом деле, появление флишевой формации вполне закономерно в обстановке общего погружения Джалаир-Найманской структуры, наличия высокоподнятых кордильер (роль которых играют Чуйское и Бурчнтавское геоантиклинальные поднятия), а также обилия островов

и внутренних поднятий (Джилтавская глыба и др.), служивших областями питания для накапливавшихся терригенных осадков. Расчлененность же рельефа вызвана, несомненно, орогеническими движениями в рассматриваемый период (доордовикская и ордовикская складчатость, проявляющаяся в несколько приемов). Эти орогенические движения, кроме расчленения рельефа, повлекли за собой внедрение интрузий (массивы габбро), а также обновление и заложение ряда разрывных нарушений. В результате внутренняя структура Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали в течение ордовика получила ясно выраженный блоковый характер, причем зачастую развитие отдельных близлежащих блоков шло обособленным и независимым друг от друга путем (Чу-Илийские горы и др.).

В Западно-Балхашском прогибе ордовик представлен неполными и менее мощными разрезами, свидетельствующими о значительно меньшем прогибании этой структуры. Внутренняя дифференциация ее, начавшаяся еще в кембрии, продолжалась и в ордовике, в результате чего произошло уже окончательное расчленение структуры на Прибалхашский и Сасырлыкский прогибы и разделяющее их срединное поднятие. Этим объясняется неоднотипность разрезов разных участков Западно-Балхашского геосинклинального прогиба (см. табл. 1). Тем не менее общий облик его резко отличен от Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали. Это широкий синклинозный прогиб, внутренняя структура которого осложнена поперечным антиклинальным поднятием. Разрывные нарушения в нем имеют ограниченное распространение, блоковость строения отсутствует, флишевые осадки развиты слабо. Из интрузивных проявлений известен лишь один массив габбро. Иными словами, в Западно-Балхашском геосинклинальном прогибе в рассматриваемый этап не наблюдалось столь напряженных тектоно-магматических процессов, как в Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали.

На территории геосинклинальных поднятий образования ордовика полностью отсутствуют, за исключением Атасу-Моинтинской структуры, где известны карбонатные осадки, т. е. резко отличные в фаціальном отношении образования, приуроченные к тому же к наложенной мульде.

Таким образом, и во второй этап развития Джалаир-Найманская грабен-геосинклинали представляла собой резко отличную от сопряженных с ней тектонических форм структуру, развитие которой шло иным, обособленным путем.

Третий этап развития Джалаир-Найманской геосинклинали, охватывающий отрезок времени от силура до верхов среднего девона ($S - D_1^2$), является заключительным в жизни этого трога как прогнутой тектонической формы — в этот период произошла коренная структурная его перестройка. В начале этапа наблюдалось общее поднятие Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, как и всей Бет-Пак-Далы, вызванное складчатостью конца ордовика — начала силура. На границе этих двух систем отмечается, кроме того, появление досилурийских интрузий, сильно сжатых веретенообразных тел с директивными текстурами, указывающими на то, что они формировались в условиях интенсивных тектонических движений. Интрузивы сложены гранодиоритами, диоритами и габбро. В них широко проявляются процессы ассимиляции и гибридизма; приурочены они преимущественно к Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, лишь единичные массивы встречаются в сопряженных структурных формах.

Процессы поднятия, обусловившие отсутствие в пределах Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали образований силура, имели, однако, временный характер, в начале девона поднятия вновь сменились значительным погружением. При этом важно отметить, что прогибание структуры на данной стадии развития шло неравномерно и в него вовлека-

Разрезы докембрия и палеозоя Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали и сопредельных тектонических структур
Составлена по материалам Н. Г. Марковой, Б. М. Келлера, В. С. Коптева-Дворникова, О. С. Полквой и др.

Система	Отдел	Чуйское геосинклинальное поднятие		Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь	Бурунтавское геосинклинальное поднятие	Западно-Балхашский геосинклинальный прогиб						Атасу-Моинтинское геосинклинальное поднятие	Интрузивные комплексы		
						Сасырлыкский прогиб		Акдолинское поперечное поднятие		Прибалхашский прогиб					
Карбон	Средний и верхний	Мощность, м 1300	Пестроцветная толща с базальным конгломератом в основании	Мощность, м 150—200	Мощность, м 115	Мощность, м 600—1000	Мощность, м	Мощность, м	Мощность, м 1200—1500	Мощность, м	Мощность, м 300—1600	Мощность, м	Интрузии герцинских гранитоидов (развиты во всех структурах, кроме Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали)		
	Нижний	300—2500	Известняки, мергели, песчаники. Обильная фауна											Мергелистые известняки и известняки с прослоями песчаников (последние вверху преобладают), приуроченные к наложенным мульдам	Конгломераты, песчаники, известняки. Приурочены к наложенной мульде. Резкое несогласие
Девон	Верхний	600—1400	Красноцветные конгломераты и песчаники. Несогласие	300—400	500 и более	1200—1900	Сильно изменчивая толща терригенных красноцветных пород с фауной, с прослоями и пачками эффузивов, вверху известняки, кремнистые породы, линзы эффузивов	1000—1500	Чередующиеся кислые эффузивы и красноцветные терригенные породы. Несогласие	400—500	Известняки с фауной	Отложения приурочены к наложенным структурам (мульдам и мелким грабенам)	Интрузии девонских гранитов, внедрившиеся в два приема (развиты как в подиях, так и в прогибах). В Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали известны в области шва ее с Бурунтавским геосинклинальным поднятием и Джильтавской глыбой		
	Средний	1000	Толща кислых эффузивов: кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов. Резкое несогласие	500 и более		1400—2000	Кварцевые и дацитовые порфиры, их туфы и туфобрекчи. Несогласие	300—400	Кварцевые и дацитовые порфиры и их туфы. Резкое несогласие	600—1000	Кварцевые порфиры, альбитофиров и их туфы, прослои песчаников с флорой. Несогласие			700—1000	Пестроцветная песчано-сланцево-конгломератовая толща с флорой и фауной, пластовые тела эффузивов кислого и среднего состава, местами замещающие значительную часть толщи
	Нижний			1000—1500 и более		2000		Порфириты (андезитовые и диабазовые) и их туфы. Несогласие и перерыв		Фациально изменчивая толща пестроцветных терригенных пород с флорой и пачками эффузивов основного и кислого ряда. Несогласие	1000			Песчаники, алевролиты, пачки известняков, обильная фауна, базальные конгломераты в основании. Несогласие	
Силур	Верхний									300—350	Красноцветные аргиллиты и алевролиты, пачки известняков с фауной	1500	Чередующиеся песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты. Несогласие и перерыв		
	Нижний						Осадки неизвестны			300—400	Песчаники, алевролиты, линзы известняков с фауной, по простиранию замещающиеся андезитовыми порфиритами. Несогласие				
Ордовик	Верхний			1000—3000		До 3000	Песчаники, алевролиты с граптолитами, гравийные конгломераты, прослои яшмо-кварцитов и известняков			До 800	Ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты, мелкогалечные конгломераты. Несогласие		Интрузии досилурийских диоритов, граодиоритов и габбро (развиты преимущественно в Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, в незначительном количестве — в пределах Чуйского и Атасу-Моинтинского геосинклинальных поднятий). Карадокские габбро, образующие самостоятельные массивы в пределах Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали — один массив известен в Сасырлыкском прогибе		
	Средний			300—800			Ритмично переслаивающиеся песчаники, конгломераты и алевролиты; линзы известняков с фауной, базальные конгломераты. Несогласие				Песчаники, кремнистые сланцы с граптолитами, конгломераты				
	Нижний			200—800			Складчатость и несогласие	До 1000	Песчаники, сланцы, порфириты и их туфы	До 700	Известняки с фауной, местами превращенные в мраморы. Несогласие	500—700			
Кембрий				2500 и более		До 5000	Осадки неизвестны. Складчатость и несогласие			2750	Песчаники, кварцево-хлоритовые и кремнистые сланцы, пачки яшм. Диабазовые порфириты и их туфы. Пластовые тела габбро-диабазов	До 3000	Кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты, кремнисто-хлоритовые, углито-хлоритовые и графитовые сланцы, прослои известняков с фауной. Внизу толща кислых эффузивов, превращенных в порфириты	Интрузии ультрабазитов (развиты в области Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали) Интрузии кембрийских гранито-гнейсов (известны только в пределах Атасу-Моинтинского геосинклинального поднятия)	
Докембрий	Рифей	1000	В центральной части осадков нет. На северо-восточном склоне, пограничном с Джалаир-Найманской структурой, — выходы яшм с прослоями порфиритов, песчаников и алевролитов. Несогласие	до 5000		1500—2000	Яшмы и яшмо-кварциты. Локальные выходы эффузивов, представленные андезитовыми порфиритами с прослоями кварцевых альбитофиров. Резкое несогласие		Яшмы и яшмо-кварциты	2000—2500	Пестрые яшмы, песчаники, сланцы, локальные выходы основных эффузивов. Несогласие				
	Дорифейский нерасчлененный комплекс		Кварциты, микрокварциты и железистые кварциты, прослой графитовых и хлоритовых сланцев, пачки мраморов, а также кварцево-хлоритовые и кварцево-серпичитовые и тальково-хлоритовые сланцы. Мощность 3500—5000 м												
		Гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы с прослоями и линзами мраморов, реже амфиболитов, а также кварцево-сланцевые и слюдяно-полевошпатовые сланцы. Видимая мощность — тысячи метров													

лись лишь прибортовые части, образующие своего рода «краевые рвы», срединная же область оставалась поднятым гребнем, на северо-востоке ограниченным линией глубинного разлома, на юго-западе нормально погружающимся в сопряженный с ним узкий прогиб.

Таким изменением внутреннего строения Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали объясняется и характер накапливавшихся в ней осадков, резко отличный для северо-восточной и юго-западной окраин структуры. Так, в северо-восточном «краевом рве» в нижнем и частично среднем девоне накапливались трещинного облика лавы, преимущественно основного и среднего состава, чередующиеся с красноцветными терригенными породами. Юго-западный узкий прогиб выполнен главным образом континентальными осадками типа моласс, с подчиненным развитием эффузивов исключительно кислого состава. Существенно, что различие разрезов характерно не только для северо-восточной и юго-западной окраин структуры, но фиксируется и по простиранию описываемых «краевых рвов». Это указывает на то, что в их пределах, кроме срединного гребня, возникали внутренние поднятия и перегибы, вызывавшие отшнуровывание отдельных участков и образование ряда замкнутых мульд, которые развивались независимым друг от друга путем. Особенно четко такие мулды обрисовываются вдоль северо-восточного борта структуры.

Все изложенное свидетельствует о том, что на протяжении третьего этапа Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь вступила в ту стадию развития геосинклинальных прогибов, когда внутри них начинается формирование межгорных прогибов и впадин (орогенная стадия, по Богданову, 1954, 1959). Последнее хорошо увязывается с широкоим распространением здесь красноцветных континентальных толщ типа моласс.

На этом развитие Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали как прогнутой структуры закончилось: в связи с девонской орогенцией, проявившейся в два приема, область ее превратилась в поднятую сложно-складчатую консолидированную страну, пронизанную многочисленными интрузиями. При этом интересно отметить, что интрузивные массивы девонского возраста не имеют той четкой приуроченности к области Джалаир-Найманской зоны, как это наблюдалось для более древних интрузивных тел. Они встречаются в структурах разных знаков, проникая в Джалаир-Найманскую зону лишь на стыке ее с областями поднятий (шовная интрузия гор Джельтау). Это лишний раз указывает на происшедшую структурную перестройку. Существенно также, что по составу это уже выдержанные гранитные тела, резко отличающиеся и в данном отношении от описанных ранее интрузивных комплексов.

Четвертый этап развития Джалаир-Найманской структуры охватывает все оставшееся время до конца палеозоя (D^2_2 — Р). В связи с начавшимися поднятиями осадконакопление в ее пределах постепенно прекратилось. Так, уже верхние горизонты среднего девона, представленные кислыми континентальными лавами и их пирокластами, в Джалаир-Найманской зоне развиты только в узкой приразломной области, протягивающейся вдоль границы ее с Бурунтавским поднятием и Джильтавской глыбой. Верхнедевонские образования, выраженные в красноцветной терригенной фации, приурочены к системе наложенных мульд, вытянутых в виде цепочки вдоль той же полосы, пока еще сохранившей активность. Наконец, отложения нижнего карбона здесь практически отсутствуют, они наблюдаются лишь в центральных частях двух небольших наложенных структур, в которых представлены карбонатными и песчанистыми осадками ничтожной мощности. Более молодые отложения палеозоя и магматические внедрения в пределах Джалаир-Найманской зоны вообще неизвестны.

Последние проявления активности структуры отмечены в период герцинской орогенции, в связи с которой вдоль некоторых ведущих

глубинных разломов происходили подвижки типа взбросо-сдвигов, образующих своего рода эшелон нарушений, неравномерно распределенных в этой узкой полосе. Сдвиговые нарушения сопровождались серией надвигов, причем амплитуда как тех, так и других составляла 10—15 км.

Таким образом, в течение четвертого этапа Джалаир-Найманская зона претерпела полную структурную перестройку, превратившись из геосинклинального прогиба в область консолидированного горстообразного поднятия, ограниченного теми же, время от времени оживлявшимися тектоническими швами. Осадконакопление в ее пределах было весьма незначительным; вначале оно было сосредоточено в области приразломных полос и наложенных мульд, а в конце совсем прекратилось.

Развитие Западно-Балхашского геосинклинального прогиба в это время шло близким, но не полностью совпадающим путем. В отличие от Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, процессы накопления в начале третьего этапа здесь прекратились не полностью, на что указывает наличие в прибалхашской части этой структуры образований силура, представленного весьма пестрым фациальным комплексом красноцветных, морских и вулканогенных пород. В нижней части девона (D_1 — D_2) накопление фиксируется также и в Сасырлыкском прогибе, где происходило изливание основных эффузивов. В прибалхашской части структуры в эту эпоху продолжалось отложение красноцветов, чередующихся с покровами лав. Различие разрезов этих двух сопряженных прогибов объясняется наличием разделяющего их Акдолинского поперечного поднятия, по-прежнему лишенного отложений. То же направление развития Западно-Балхашской структуры наблюдается и в начале четвертого этапа, чем вызвано широкое распространение осадков верхней части девона (D_2^2 — D_3), на время заходящих даже в область Акдолинского поднятия. Образования этого возраста выражены здесь также в фации красноцветных терригенных пород, содержащих мощные пакки континентальных эффузивов, т. е. фации, указывающей на конечные стадии геосинклинального режима данной структуры. Тем не менее ни замыкания Западно-Балхашского прогиба, ни перестройки его тектонического режима, как это наблюдалось для Джалаир-Найманского грабена, в девоне не произошло. Несомненно, это объясняется тем, что тектонические движения не были здесь столь напряженными и не влекли за собой изменений в направленности развития структуры, а проявлялись лишь в несогласиях.

В нижнем карбоне территория Западно-Балхашского геосинклинального прогиба продолжала оставаться областью накопления, о чем свидетельствует мощность карбонатных и песчанистых осадков и обширность их распространения. В то же время резкая изменчивость разреза и начавшееся формирование наложенных мульд, здесь весьма обильных, указывают, что в это время произошла уже внутренняя дифференциация прогиба, предшествовавшая его замыканию. Однако окончательная консолидация структуры началась лишь в конце карбона, после мощных движений герцинского орогенеза, сопровождавшихся внедрением гранитоидов, создавших ряд крупных массивов.

Таким образом, развитие Западно-Балхашской структуры на протяжении третьего и четвертого этапов и отмирание в ней геосинклинального режима шло более медленным и спокойным путем, чем в Джалаир-Найманской зоне, растягиваясь на значительно более длительный промежуток времени.

В области геоантиклинальных поднятий третий и четвертый этапы развития протекали неоднозначно. Некоторые из них на протяжении этого отрезка времени (S — P) продолжали быть устойчивыми, почти лишенными осадков (Бурунтавское геоантиклинальное поднятие), другие подвергались дроблению и избирательному прогибанию, в связи с

чем в них начали образовываться наложенные структуры — мульды и грабены. Последние заполнялись осадками различного характера и разной мощности, как континентального облика — вулканогенными и терригенными (Чуйское геосинклинальное поднятие), так и морскими (Атасу-Моинтинское геосинклинальное поднятие). В конце палеозоя область геосинклинальных поднятий подверглась интенсивному герцинскому орогенезу, сопровождавшемуся, так же как и в Западно-Балхашском геосинклинальном прогибе, внедрением крупных массивов гранитоидов, после чего произошла их окончательная консолидация.

Таким образом, развитие тектонических структур Бет-Пак-Далы на протяжении третьего и четвертого этапов было неоднотипным. В частности, Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь и в это время сохранила свою специфику.

Что касается метаморфизма пород, выполняющих Джалаир-Найманскую грабен-геосинклиналь, то, хотя эта структура известна в литературе под наименованием зоны смятия (Яковлев, 1941, и др.), тем не менее глубоко измененных метаморфических образований в ее пределах не наблюдается. Это можно объяснить спецификой магматических проявлений этой зоны, среди которых главная роль принадлежит основным и ультраосновным интрузиям, не вызывающим сколько-нибудь заметного контактового метаморфизма вмещающих пород. С гранитоидами кембрия и ордовика, значительно менее распространенными, связано лишь появление узких зон роговиков и слабое развитие скарновых пород. Для девонских гранитов, только частично заходящих в пределы описываемой структуры и приуроченных к области сочленения ее с Джильтавской глыбой и Бурунтавским поднятием, также характерны незначительные контактовые воздействия на вмещающие породы. Они выражаются в появлении роговиков, ореолы которых не превышают 0,5 км. Следовательно, контактовый метаморфизм Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали не сопровождался существенными изменениями химического состава пород. Лишь в одном случае (девонские граниты Джильтавского массива) в пределах узкой полоски (в несколько сантиметров) были отмечены явления гранитизации.

Наибольшее значение среди метаморфических образований Джалаир-Найманской зоны принадлежит породам зеленосланцевой формации, представленной низкотемпературными микрокристаллическими сланцами (кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми и пр.), а также порфиритоидами и порфироидами, образующимися в результате динамометаморфизма как осадочных, так и вулканических пород, в зонах интенсивных межгранулярных и дифференцированных движений. В отличие от комплекса метаморфических образований, возникающих вследствие регионального метаморфизма, для них характерны неравномерность и локальность распространения. Так, часто динамометаморфические сланцы на небольших расстояниях сменяются слабо рассланцованными, а далее — неизменными исходными породами. Кроме того, отчетливо намечается приуроченность их к разрывным дислокациям, преимущественно к зонам краевых глубинных разломов.

Таким образом, наличие метаморфических пород зеленосланцевой формации, возникших в связи с многократными движениями по глубинным разломам в период формирования описываемой узкой грабен-синклинали, т. е. в синорогенную стадию ее развития, и отличает Джалаир-Найманскую структуру от окружающих тектонических форм.

Отлична также металлогения Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, которая относится к структурно-металлогеническим зонам начальных этапов развития геосинклинальных областей. С широко распространенными здесь основными и ультраосновными интрузивными комплексами связано появление платиноидов, хромистого железняка,

гидросиликатного никеля, а также асбеста, талька, магнезита и алмазов. В кварцевых жилах доверхнесилурийских гранитоидов наблюдаются незначительные рудопроявления золота. В противоположность этому, в структурах, примыкающих к Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали с северо-востока, развиты крупные массивы калиевых гранитов, с которыми генетически связаны гидротермальные кварцево-жильные месторождения редких металлов, типичных для металлогенических зон средних этапов развития геосинклиналей. Металлогения же тектонических структур, расположенных к югу от Джалаир-Найманской зоны (Кандыктасское поднятие), связана с конечными этапами их жизни. Наиболее значительные эндогенные месторождения здесь парагенетически связаны с дайковым комплексом, секущим все известные в районе породы, и относятся к группе гидротермально-трещинножильных магнетитогематито-медных, свинцовых и полиметаллических.

Таким образом, Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь, с одной стороны, разделяет различные в металлогеническом отношении зоны — редкометальной и магнетитово-гематитовой, существенно медной минерализации, а с другой — сама контролирует рудопроявления хрома, никеля и алмазов.

Из изложенного видно, что Джалаир-Найманская зона — весьма своеобразная структура, формирование которой обусловлено длительно существовавшими глубинными разломами. Намечаются две резко различные стадии ее развития — до- и послесреднедевонская. В течение первой — это четко выраженная грабен-геосинклиналь, имеющая характер «геосинклинальной борозды»¹, окруженной жесткими, устойчивыми массивами. Она развилась из рифейского прогиба, осложненного разломами, и, следовательно, представляет унаследованную структуру, согласную со складчатостью древнего основания. В течение второй стадии — это горст-антиклиналь, потерявшая прежнюю активность и реагирующая на процессы, происходящие в окружающих областях, лишь в виде потумных движений вдоль глубинных разломов.

На протяжении первой стадии развития (от рифея до девона) Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь отличалась резко повышенным энергетическим уровнем всех проходивших в ней геологических процессов, чем объясняется: 1) более раннее замыкание ее по сравнению с окружающими тектоническими формами, в частности с Западно-Балхашским геосинклинальным прогибом; 2) напряженность проявления тектонических движений, в том числе широкое развитие разрывных нарушений, имеющих ведущее значение; 3) интенсивность накопления как осадочных, так и магматических формаций и специфика их облика, в частности, широкое развитие основных базальтоидных излияний и трещинных интрузий, производных от ультрабазитовой и габбровой магмы и, напротив, полное отсутствие крупных массивов выдержанного гранитного состава, характерных для окружающих поднятых и прогнутых тектонических форм; 4) большая, по сравнению с последними, значимость метаморфических процессов, выражающихся в появлении зеленосланцевой формации.

Все это позволяет говорить о том, что эта структура весьма специфична и может быть выделена в особый генетический тип геосинклинальных прогибов.

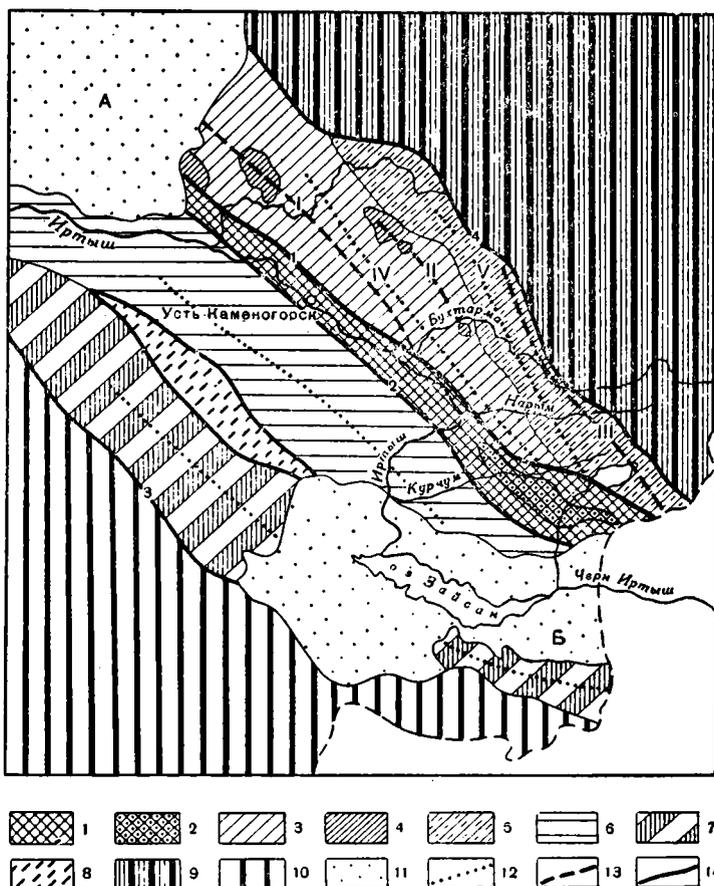
ИРТЫШСКАЯ ЗОНА

Иртышская зона смятия является примером герцинской приразломной, или шовной структуры, приуроченной к Иртышско-Маркакульскому глубинному длительно развивавшемуся разлому. Он разграничивает две герцинские складчатые области с резко различной историей геологиче-

¹ По А. В. Пейве и В. М. Сеницыну, 1950.

ского развития: Юго-Западный Алтай (Рудный и Южный) и Иртышско-Зайсанскую.

В каждой из указанных областей, в свою очередь, может быть выделен ряд самостоятельных тектонических элементов, отличающихся один



Фиг. 2. Положение Иртышской структуры среди сопредельных тектонических областей.

1 — Иртышская шовная горст-антиклиналь; 2 — выходы на поверхность докембрийского фундамента. Герцинская геосинклинальная область Юго-Западного Алтая: 3 — геантиклинальное поднятие Рудного Алтая; 4 — выходы на поверхность нижнепалеозойского основания; 5 — геосинклинальный прогиб Южного Алтая. Антиклинории: I — Алейский; II — Синюшинский; III — Холзунско-Сарымсактинский. Синклинории: IV — Быструшинский; V — Белоубинско-Маймырский. Герцинская Иртышско-Зайсанская геосинклинальная область; 6 — Калба-Нарымский геосинклинальный прогиб; 7 — Жарминско-Северо-Саурский геосинклинальный прогиб; 8 — Чарское геантиклинальное поднятие; 9 — каледонские структуры Горного Алтая; 10 — каледонские структуры Чингиза и Тарбагатай; 11 — структуры платформенного чехла, сложенные третичными и четвертичными отложениями; А — западно-Сибирская плита, Б — Зайсанская впадина; 12 — оси прогнутых структур; 13 — оси поднятых структур; 14 — глубинные разломы: 1 — Иртышско-Маркакульский; 2 — Калба-Нарымский; 3 — Калба-Чингизский; 4 — Северо-Восточный (северо-восточная зона смятия, по В. П. Нехорошеву)

от другого, как это показано работами алтайских геологов, полной разрезом, фациальным их выражением, мощностями и пр. Обычно в литературе по Алтаю эти элементы описываются под наименованием структурно-фациальных зон. Интересно, что одним из них свойствен геантиклинальный тип развития, с преобладанием процессов воздымания (область Рудного Алтая), другим — геосинклинальный режим, с явно выраженной

тенденцией к прогибанию (Южный Алтай). Таким образом, в сущности, это так называемые глубинные тектонические структуры — крупные длительно развивавшиеся геантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы, внутри которых, кроме того, могут быть выделены отдельные антиклинории и синклинории.

На фигуре 2 изображены все наиболее важные тектонические элементы Алтая и показано положение среди них Иртышской зоны смятия.

В морфологическом отношении Иртышская зона — это сложно построенная шовная горст-антиклинального типа структура¹ северо-западного простирания. Протяженность ее весьма значительна — только в пределах Советского Союза она прослеживается на 500 км, а далее уходит на территорию Китайской Народной Республики. Кроме главного, Иртышско-Маркакульского разлома, расположенного на северо-востоке, Иртышская зона ограничена на юго-западе параллельным ему Калба-Нарымским глубинным разломом, на значительном протяжении залеченном интрузиями одноименного гранитного плутона.

В связи с общим воздыманием оси Иртышской горст-антиклинали по направлению к юго-востоку строение отдельных участков ее неодинаково. В юго-восточной части, достигающей ширины 50 км, четко выражено антиклинальное и двухъярусное строение. Нижний структурный ярус представлен метаморфическим гнейсо-амфиболитовым комплексом, относимым Б. Я. Хоревой к докембрию; верхний ярус сложен песчано-сланцевыми породами среднего девона, залегающими на древних отложениях несогласно, с базальным конгломератом в основании. В строении центральной и северо-западной частей Иртышской зоны, ширина которых не превышает 10—15 км, принимают участие отложения только верхнего структурного яруса, представленного здесь интенсивно дислоцированными и динамометаморфизованными осадочными породами среднего девона, пронизанными многочисленными синкинематическими интрузиями гнейсо-гранитов.

Отложениям нижнего структурного яруса свойственны широкие, пологие складчатые формы, в верхнем же преобладает линейная изоклинальная складчатость. Таким образом, в рассматриваемой шовной структуре, в отличие от Джалаир-Найманской зоны, основное значение имеют складчатые деформации.

Характерно, что структурный план верхнего этажа Иртышской зоны не согласуется со структурным планом древнего основания. Это хорошо видно на геологической карте юго-восточной части описываемой горст-антиклинали (фиг. 3). Широкие, пологие складки докембрия имеют здесь близкое к субширотному простирание; напротив, отложения девона образуют линейные структуры, ориентированные в северо-западном направлении, так же как и глубинные разломы, которыми, собственно, и обусловлено формирование Иртышской шовной горст-антиклинали. Таким образом, последняя, в отличие от Джалаир-Найманской зоны, представляет собой структуру герцинского возраста, секущую древний фундамент.

Интересно также отметить, что в то время как ориентировка Калба-Нарымского разлома полностью согласуется с ориентировкой структур Иртышско-Зайсанской герцинской геосинклинальной области, — Иртышско-Маркакульский глубинный шов имеет торцовое сочленение с подходящими к нему под углом герцинскими структурами Юго-Западного Алтая (см. фиг. 2). Учитывая более древнее, досреднедевонское, заложение Иртышско-Маркакульского разлома², надо полагать, что такое соотно-

¹ Впервые мнение о шовном антиклинальном строении Иртышской зоны смятия было высказано М. М. Муратовым и В. И. Славным (1953).

² Взгляды различных исследователей на возраст Иртышско-Маркакульского разлома расходятся. Некоторые считают, что он существовал уже в конце докембрия (Хорева, 1961), другие его заложение относят к силуру (Горжевский и Иванкин, 1960;

шение не может быть объяснено срезанием складчатых структур Юго-Западного Алтая плоскостью разлома, а вызвано иными причинами.

Весьма важен при этом характер Иртышско-Маркакульского разлома. Как всякий длительно существовавший тектонический шов, он по-разному проявлялся на разных этапах развития. Наиболее отчетливо выявляются поздние деформации по разлому, относящиеся к намяру и характеризующие разлом как взбросо-сдвиг с северо-восточным (65—70°) падением. На отдельных участках сохраняются фрагменты более древней поверхности разлома, имеющие характер надвига, по которому эйфельские терригенные отложения надвинуты на разновозрастные отложения Юго-Западного Алтая. Падение плоскости надвига ЮЗ \angle 15—20°. На участке Белоусовского рудного поля отчетливо видно пересечение поверхности надвига более поздним взбросо-сдвигом (Хорева, 1963).

Таким образом, вдоль Иртышско-Маркакульского разлома устанавливается наличие горизонтальных подвижек, и именно ими, видимо, и надо объяснять взаимоотношения, которые наблюдаются при сочленении Иртышской шовной горст-антиклинали со структурами Юго-Западного Алтая. Косвенным подтверждением этого является также то обстоятельство, что Иртышско-Маркакульский шов представляет собой шарнирный разлом. На это указывает отмеченное выше возвышение оси Иртышской структуры в юго-восточном, а Рудно-Алтайской — в северо-западном направлении, чем вызвано появление докембрийских метаморфических толщ в одном плече разлома и ордовикских — в другом. Такие шарнирные разломы, судя по литературным данным, часто имеют характер сдвигов и взбросо-сдвигов.

Своеобразие геологического развития Иртышской шовной структуры, резко отличающее ее от Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области и области Юго-Западного Алтая, легко улавливается при рассмотрении разрезов, описанных в табл. 2. Из данных последней видно, что процесс осадконакопления в Иртышской горст-антиклинали был весьма кратковременным и ограничивался, в сущности, лишь средним девонем. При этом разрез даже этого отдела здесь неполный — отсутствует верхний живец. После значительного перерыва появляются образования визе, приуроченные, однако, уже к наложенным мульдам.

В области Юго-Западного Алтая осадконакопление продолжалось значительно дольше. Даже в наиболее поднятых структурах геантиклинального поднятия Рудного Алтая (Алейский и Синюшенский антиклинории) присутствует весь средний и верхний девон, в прогнутых же зонах (Быструшинский синклинорий) разрез пополняется также нижним карбоном, до нижнего визе включительно. В геосинклинальном прогибе Южного Алтая известен также верхний визе. Режим наложенных мульд начинается здесь лишь с намяра — среднего карбона.

В Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области имеется наиболее полный и мощный разрез среднего и верхнего палеозоя, а каменноугольные наложенные структуры наблюдаются лишь в области Чарского геантиклинального поднятия.

Кроме полноты разрезов, Иртышская шовная горст-антиклиналь отличается от окружающих геосинклинальных областей также характером накапливавшихся в ней образований. Так, здесь развиты исключительно терригенные формации, в то время как в Юго-Западном Алтае и Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области широкое развитие получили

Горжевский и Муратов, 1961). Следует отметить, что активное проявление разлома и движения по нему, доказываемые различием фаций в разграничиваемых им областях, проявлением интрузивного и эффузивного вулканизма, геоморфологическими данными и пр., уверенно устанавливаются со среднего девона до четвертичного периода включительно. Развитие и существование Калба-Нарымского разлома, по тем же данным, фиксируется с конца среднего девона до перми.

также эффузивы. Наконец, весьма специфично обилие интрузивных комплексов, причем некоторые из них (среднедевонские плагиоклазовые гнейсо-граниты и турнейские гнейсовидные граниты) присущи только этой структуре.

Рассмотрим несколько подробнее основные этапы истории развития Иртышской зоны.

Начальный этап охватывает промежуток времени от нижнего эйфеля до нижнего живета включительно, когда в приразломной полосе, прилегающей к Иртышско-Маркакульскому глубинному шву, происходило накопление известковистых песчаников с линзами известняков, переслаивающихся с алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами однородного зеленовато-серого цвета. По простиранию зоны терригенные осадки выдержаны и не обнаруживают заметных фациальных изменений; вкрест простирания по мере приближения к Иртышско-Маркакульскому глубинному разлому среди них появляются кислые вулканогенные отложения, имеющие, однако, ограниченное распространение. Вкрест простирания устанавливается также резкое колебание мощности отложений среднего девона и несовпадение разрезов северо-восточного и юго-западного крыльев Иртышского горст-антиклинория.

Следующий этап отвечает интервалу от верхнего живета до нижнего турне включительно. После нижнего живета осадконакопление в пределах Иртышской зоны прекратилось и в связи с тектоническими движениями в конце среднего девона на месте ее возникло поднятие, ограниченное Иртышско-Маркакульским и Калба-Нарымским глубинными разломами. Оно играло роль барьера, разграничивающего две геосинклинальные области — Иртышско-Зайсанскую и Юго-Западного Алтая, в которых отложение осадков продолжалось в течение всего среднего и части верхнего палеозоя. С этими же тектоническими движениями связаны первые, не очень интенсивные пластические деформации и равномерный региональный низкотемпературный метаморфизм пород среднего девона, отвечающий филлитовой фации. Среднедевонский этап тектогенеза сопровождался также внедрением линейно-вытянутых синорогенных интрузий габбро-плагиогранитной формации, приуроченных к зоне Иртышско-Маркакульского глубинного разлома и к параллельным ему сколам, ограничивающим глыбу докембрийского фундамента. Эти интрузии, известные только в области Иртышской зоны, вызвали образование сланцеватых роговиков, формировавшихся во время процессов полиметаморфизма, в обстановке интенсивных межгранулярных дифференцированных движений.

В течение всего верхнего девона и низов нижнего карбона в Иртышской зоне господствовали восходящие движения, в то время как в окружающих геосинклинальных структурах продолжалось интенсивное прогибание и мощное накопление отложений, представленных как осадочными, так и вулканогенными формациями. Так, в Алейском антиклинории происходило излияние андезитово-дацитовых лав; в Быструшинском синклинории — накопление вулканогенных образований смешанного состава, переслаивающихся с терригенными осадками; в Южно-Алтайском геосинклинальном прогибе отлагались преимущественно терригенные толщи, с подчиненным развитием основных эффузивов. Наконец, в Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области в течение всего верхнего девона и нижнего карбона основное значение имели отложения граувакково-сланцевой и флишоидной формаций (табл. 2).

В конце верхнего девона наблюдались интенсивные движения в зонах глубинных разломов, ограничивающих Иртышское горст-антиклинальное поднятие. С ними связано формирование Прииртышского офиолитового пояса, приуроченного к Калба-Нарымскому разлому (Хорева, 1959), а также Маркакульско-Белорецкого габбро-диабазового пояса, приурочен-

ного частично к Иртышко-Маркакульскому глубинному разлому, частично к разломам, ограничивающим Холзунско-Сарымсактинский антиклинорий Юго-Западного Алтая. Движения в зонах глубинных разломов продолжались и позже, достигнув максимума в низах нижнего турне. Для этой эпохи характерны весьма интенсивные пластические деформации, которые привели к формированию на территории Иртышского горст-антиклинория линейных, изоклиналиных, опрокинутых на северо-восток складок. В это же время сформировался надвиг в зоне Иртышко-Маркакульского глубинного шва с юго-западным падением поверхности, по которому породы среднего девона Иртышской зоны надвинуты на разновозрастные отложения Юго-Западного Алтая.

Тектонические движения второго этапа, начавшиеся еще в конце среднего девона, вызвали активизацию блоков древнего фундамента, которые к концу верхнего девона — началу нижнего турне приобрели исключительную мобильность. Вследствие выжимания одного из таких блоков, сложенного гнейсо-амфиболитовым комплексом, усложнилась внутренняя структура Иртышского барьерного поднятия. По контакту этого древнего блока со среднедевонскими отложениями образовалась система надвигов, сопровождавшихся милонитизацией и диафторезом гнейсов и амфиболитов и динамометаморфизмом пород среднего девона.

Таким образом, движения конца верхнего девона и начала нижнего турне вызвали формирование Иртышского горст-антиклинория как сложноскладчатой структуры двухъярусного строения, а также возникновение региональной первичной сланцеватости и динамометаморфизма пород среднего девона. Динамометаморфизм наложен на региональный метаморфизм филлитовой формации, созданный в период среднедевонского этапа тектогенеза. Складчатые структуры верхнего структурного яруса Иртышского горст-антиклинория и генетически связанная с ними региональная сланцеватость формировались в условиях интенсивного бокового сжатия, сочетающегося с вертикальными глыбовыми движениями блоков фундамента по глубинным разломам.

Нижнетурнейские тектонические движения в глубоких частях блоков фундамента вызвали проявление процессов ультраметаморфизма. При этом метаморфические породы выжимались в верхний структурный ярус, с образованием синкинематической гнейсо-гранитной формации умеренно кислого состава. В тех случаях, когда интрузия внедрялась в зоны интенсивного динамометаморфизма, формировались кристаллические сланцы и гнейсы среднепалеозойского метаморфического комплекса. В процессы динамометаморфизма и инъекционно-контактового метаморфизма нижнетурнейского времени вовлекались также гнейсо-граниты среднедевонского комплекса и связанные с ними сланцеватые роговики; в результате возникли полиметаморфические кристаллические сланцы. Наконец, с заключительными этапами нижнетурнейского интрузивного магматизма связан калиевый и кремнекислый метасоматоз, регионально проявленный в породах Иртышской зоны смятия, которому подвергались гнейсовидные гранитоиды, а также метаморфические породы среднепалеозойского и докембрийского метаморфических комплексов.

Следовательно, второй этап развития Иртышской зоны является не только существенным, но и определяющим. В этот отрезок времени она превратилась в поднятую горст-антиклинального типа структуру, с двухъярусным строением, имеющую уже весьма сложный внутренний тектонический рисунок. Кроме того, в этот этап в ее пределах формировались только ей присущие магматические и метаморфические комплексы, в значительной мере обуславливающие ее специфику.

Следующий этап охватывает промежуток времени от верхнего турне до верхнего виле включительно. В верхнем турне продолжалось глыбовое воздымание Иртышского шовного горст-антиклинория и дальней-

шее прогибание окружающих геосинклинальных структур, сопровождавшееся осадконакоплением. Следует отметить, однако, что антиклинории Юго-Западного Алтая и Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области также лишены осадков этого возраста, что указывает на несовместность и в их пределах процессов прогибания и на наличие местами восходящих движений (см. табл. 2).

Воздымание Иртышского горст-антиклинория привело к оживлению как краевых, так и внутренних разломов, ограничивающих блок докембрия, и к дальнейшему выжиманию этого блока. Начался частичный размыв отложений Иртышской структуры, в результате которого гнейсовидные гранитоиды нижнетурнейского комплекса попали в гальку верхнетурнейских — нижневизейских межформационных конгломератов Калба-Нарынского геосинклинального прогиба.

На границе нижнего и верхнего визе в пределах Юго-Западного Алтая возникли тектонические движения, достигшие кульминации в намюре. В связи с этим на большей части территории прекратился типичный геосинклинальный режим и началось формирование глыбово-складчатых структур.

Так, в верхнем визе осадконакопление локализовалось лишь в узком прогибе, приуроченном к границе Рудного и Южного Алтая (Белоубинско-Маймырский синклинорий), в котором накапливались мощные вулканогенные толщи основного состава (джалтырская свита). При этом наиболее интенсивная вулканическая деятельность наблюдалась в месте приращения указанного прогиба к Иртышско-Маркакульскому глубинному разлому. По петрографическому составу и форме залегания развитые здесь вулканогенные толщи очень сходны со спилитово-кератофировыми формациями.

Незначительные выходы верхневизейских отложений, приуроченных к наложенным мульдам, отмечены также на юго-восточном склоне Иртышского горст-антиклинория, где отлагались прибрежные осадочно-вулканогенные толщи с флорой. Они несогласно, с мощными базальными конгломератами в основании, залегают на динамометаморфизованных верхнеэфельских образованиях; при этом в базальных конгломератах содержится галька гнейсовидных гранитоидов и динамометаморфизованных пород среднего девона.

В геосинклинальных прогибах Иртышско-Зайсанской области и в турнейское, и в визейское время осадконакопление продолжалось. Лишь в пределах Чарского геоантиклинального поднятия зафиксирован в это время значительный перерыв.

Таким образом, третий этап развития Иртышской горст-антиклинальной структуры характеризуется устойчивыми поднятиями, постепенно охватывавшими также Юго-Западный Алтай. В Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области условия оставались прежними, а восходящие движения наблюдались лишь в Чарской зоне.

К четвертому этапу развития Алтая и Калбы относится отрезок времени от намюра до конца палеозоя, начало которого ознаменовано весьма интенсивными тектоническими движениями, охватившими уже всю описываемую территорию.

В Иртышской шовной горст-антиклинали с намюрским тектогенезом связаны глыбовые деформации, обусловившие преобразование ее в систему блоков. В зоне Иртышско-Маркакульского глубинного шва в это время возникли взбросо-сдвиговые дислокации с крутым северо-восточным падением поверхности — так называемый Главный Иртышский разлом, пересекающий более раннюю поверхность надвига, созданную в нижнем турне и имеющую пологое юго-западное падение. Одновременно в породах среднего девона Иртышской зоны образовались вторичные складки с северо-восточным падением осей, параллельным поверх-

ности Главного Иртышского разлома, и зон вторичной сланцеватости, или микротрещиноватости, сопряженных с системой оперяющих Главный Иртышский разлом нарушений, являющихся рудолокализирующими структурами. Наконец, с намюрским тектогенезом связано формирование интрузий габбро-плагиогранитной формации (змеиногорский интрузивный комплекс) и милонитизация гнейсовидных гранитоидов и метаморфических пород среднего палеозоя. Массивы змеиногорского комплекса в Иртышском горст-антиклинории приурочены к разлому меридионального направления, пересекающему докембрийские образования ядра этой структуры, а также связаны с рядом оперяющих разломов в зонах Иртышско-Маркакульского и Калба-Нарымского глубинных швов. Кроме того, они широко распространены на территории Рудного Алтая.

В Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области с намюрским тектогенезом связано формирование интрузий гипербазитов Чарского поднятия. Возраст их устанавливается на основании того, что они прорывают аркалыкскую свиту верхов визе и перекрываются базальными конгломератами кокпектинской свиты (калбинской, по А. Я. Ипатову), содержащими их гальку.

После отмеченной мощной фазы тектогенеза в Иртышской горст-антиклинории осадконакопление отсутствовало. Однако в среднем карбоне здесь формируется комплекс малых интрузий и даек, приуроченных к глубоким расколам северо-западного простирания. С этим интрузивным комплексом парагенетически связано образование медно-пирротиновых месторождений (Вавилонско-Корчагинский рудный пояс). В зоне Иртышско-Маркакульского глубинного разлома в это время формировались колчеданно-полиметаллические месторождения Белоусовско-Березовского рудного поля.

На территории Юго-Западного Алтая в намюре и среднем карбоне процессы осадконакопления резко сократились, сосредоточившись лишь в немногих межгорных впадинах; некоторые из них имеют характер приразломных прогибов. Таков, например, прогиб юго-западного склона Алейского антиклинория, возникновение которого вызвано движениями по Иртышско-Маркакульскому разлому. Образования этого возраста имеют континентальный характер и представлены как осадочными, так и эффузивными породами малоульбинской свиты.

В Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области после кратковременных поднятий прогибание и осадконакопление продолжались, причем здесь сохранился морской режим, хотя в некоторых структурах в верхах разреза появляются также и континентальные образования.

В верхнем карбоне в Иртышской зоне, представлявшей собой уже сильно консолидированную, спаянную гранитоидами структуру, наиболее интенсивные движения проявились в зоне Калба-Нарымского глубинного разлома. С ними связано формирование посторогенных гранитов калбинского комплекса, широко распространенных также на территории Юго-Западного Алтая. В зоне Иртышско-Маркакульского глубинного разлома известны мелкие штокообразные тела верхнекаменноугольного возраста, поперечные складчатым структурам. Они секут пояса малых интрузий и даек среднего карбона и золотоносные кварцевые жилы. С этими интрузиями связан посттектонический контактовый метаморфизм, наложенный на кристаллические сланцы среднепалеозойского и докембрийского метаморфических комплексов.

В перми в Иртышской зоне активизировались разломы северо-восточного простирания (65—70°), к которым приурочены малые интрузии и дайки, представленные породами преимущественно кислого и среднего, реже основного состава с повышенной щелочностью. Они секут северо-западные структуры Иртышской зоны и продолжаются в Иртышско-Зайсанскую складчатую область и область Юго-Западного Алтая, где также

являются секущими. На этом заканчивается палеозойская история развития Иртышской шовной структуры.

Область Юго-Западного Алтая в верхнем карбоне и перми, после внедрения калбинских гранитоидов, продолжала воздыматься, что постепенно привело к окончательному ее замыканию. Однако в отдельных межгорных котловинах в пределах этой территории еще отлагались континентальные угленосные осадки (голубовская свита) и локально проявлялся наземный вулканизм. Кроме того, как это указывалось выше, широкое распространение здесь получили малые интрузии и дайки с повышенной щелочностью. Именно в этой области К. Г. Богдановой установлены их соотношения с калбинскими гранитоидами и отложениями сержихинской свиты (см. табл. 2).

История Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области в верхнем карбоне и перми несколько отлична. В этот возрастной интервал здесь также наблюдалось постепенное отмирание геосинклинального режима. Однако оно происходило не одновременно на всей территории, чем обусловлено фацимальное различие разрезов разных тектонических структур. Очевидно, дольше всего морской режим сохранялся в области Калба-Нарымского геосинклинального прогиба, в центральных частях которого известен лишенный перерывов разрез терригенных пород от намюра до верхнего карбона, содержащий горизонты с морской фауной (Ипатов, 1961). В Чарском геотектоническом поднятии преобладающую роль играли уже континентальные образования, в разрезе которых отмечен ряд перерывов. То же, очевидно, имело место и в Жарминском геосинклинальном прогибе, откуда известны континентальные излияния семейтавской свиты.

Вероятно, несколько отлична в Иртышско-Зайсанской структуре и возрастное положение интрузивных комплексов. Так, породы, близкие по составу к змеиногорскому комплексу, формировались здесь после отложений буконьской свиты среднего карбона. Гранитоиды калбинского комплекса прорывают образования среднего — верхнего карбона (майтюбинскую свиту) и, в свою очередь, секутся малыми интрузиями и дайками с повышенной щелочностью. Таким образом, отмирание геосинклинального режима и, соответственно, формирование интрузивных комплексов здесь растягивается на больший возрастной интервал.

Итак, на протяжении четвертого этапа развития рассматриваемой территории четко прослеживается процесс консолидации и замыкания геосинклинального режима. Раньше всего это проявилось в области Иртышской горст-антиклинали, позже — в Юго-Западном Алтае и лишь к концу палеозоя — в Иртышско-Зайсанской геосинклинальной структуре.

Анализ истории геологического развития Иртышской шовной горст-антиклинали и сравнение ее с историей окружающих областей позволяют говорить о значительной специфике этой структуры, уже на ранних этапах отличавшейся как набором формаций, — осадочных, магматических и метаморфических, так и своеобразием структуры и направленности развития.

В заключение укажем, что петрологической особенностью Иртышской зоны смятия является интенсивное проявление интрузивных образований гранитоидного состава и связанного с ними метаморфизма вмещающих пород. Неоднократное проявление интрузивного магматизма в сочетании с интенсивными дифференцированными движениями способствовало широкому развитию процессов полимегаморфизма. Интрузии основного и ультраосновного состава распространены здесь крайне ограниченно.

Гранитоидные образования Иртышской зоны смятия представлены двумя формациями — синкинематической гнейсо-гранитной плутонической и посткинематической гранитной магматической.

Сопоставление отложений среднего палеозоя Юго-Западного Алтая и Калбы

Составлена по материалам Д. П. Аврова, Д. И. Горжевого, А. Я. Ипатов, А. К. Кагаманова, Г. П. Клеймана, В. А. Комар, М. В. Муратова, Н. А. Севрюгина, М. И. Радченко, Г. И. Сократова, М. Ф. Микунова, П. Ф. Яковлева и Б. Я. Хоревой

Main stratigraphic correlation table with columns for geological units, thickness, composition, and geological features across various regions like Zharminsky, Charsk, and Rudnyy Altay.

Фундамент неизвестен

Фундамент — докембрий (?) (гнейсо-амфиболитовый комплекс)

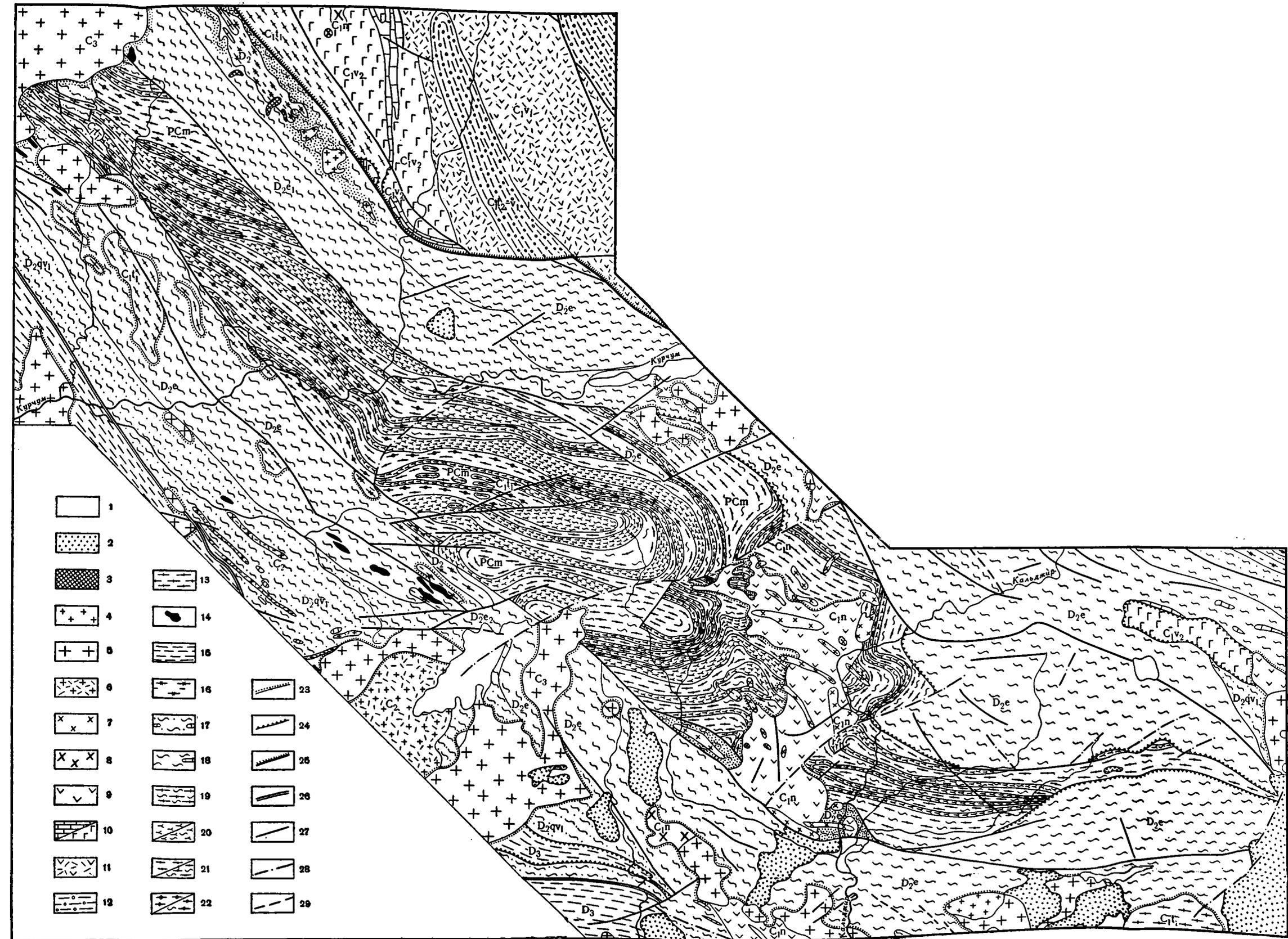
Фундамент — нижний палеозой (кембро-ордовик?)

Фундамент неизвестен

Фундамент — нижний палеозой (кембро-ордовик)

Фундамент неизвестен

Фундамент — нижний палеозой



Фиг. 3. Геологическая карта юго-восточной части Иртышского горст-антиклинория. (Составлена Б. Я. Хоревой при участии В. И. Васильевой и Р. К. Григайтис).

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — малые интрузии порфировых пород среднего и кислого состава; 4 — 5 — калбинский комплекс: 4 — мелкозернистые граниты, аплитовидные биотитовые граниты, аплиты, пегматиты, 5 — среднезернистые и порфировидные биотитовые граниты, плагиограниты, адамеллиты, биотитовые гранодиориты; 6 — субвулканические интрузии; 7 — 9 — змеиногорский комплекс: 7 — плагиограниты, адамеллиты; 8 — кварцевые диориты, амфиболовые гранодиориты; 9 — габбро-нориты, габбро-диориты, диориты; 10 — вулканогенно-осадочные отложения Иртышской зоны, а также морские и вулканогенные отложения джалтырской свиты Южного Алтая; 11 — вулканогенные отложения смешанного состава, глинистые и кремнистые сланцы балгынской свиты Южного Алтая; 12 — песчано-сланцевые отложения Южного Алтая; 13 — гнейсовидные гранитоиды Иртышской зоны; 14 — интрузивные тела основных и ультраосновных пород Прииртышского офиолитового пояса; 15 — черные глинистые сланцы и песчаники такыр-

ской свиты; 16 — милонитизированные плагиоклазовые гнейсо-граниты Иртышской зоны; 17 — ди-, намометаморфизованные песчаники, черные и зеленые сланцы, известняки кыстав-курчумской свиты; 18 — динамометаморфизованные известковистые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы пугачевской свиты; 19 — 22 — докембрийский метаморфический комплекс: 19 — плагиоклазовые ортогнейсы; 20 — амфиболиты и их регрессивно-измененные разновидности; 21 — биотитово-плагиоклазовые гнейсы и их регрессивно-измененные разновидности; 22 — гранато-биотито-кордиеритовые гнейсы и их регрессивно-измененные разновидности; 23 — зоны посттектонического ороговывания; 24 — и их регрессивно-измененные разновидности; 25 — Иртышско-Маркакульский глубинный разлом; поверхность стратиграфического несогласия; 26 — Калба-Нарымский глубинный разлом; 27 — верхне- и среднепалеозойские тектонические нарушения; 28 — альпийские разломы, выраженные в рельефе уступами; 29 — межпластовые тектонические подвижки

В пределах гнейсо-гранитной плугонической формации выделяются две субформации, характеризующие различные стадии развития Иртышской шовной горст-антиклинали. В конце среднего девона, когда Иртышская зона была прогнутой структурой, образовалась субформация плагиоклазовых гнейсо-гранитов. В конце верхнего девона — начале нижнего карбона, в период формирования горст-антиклинального строения зоны, возникла субформация гнейсовидных гранитов умеренно кислого состава. Структурно-петрологическими особенностями синкинематической гнейсо-гранитной формации являются изменчивость петрографического состава и структуры; коррозионные и метасоматические структуры и гнейсовидные текстуры при четко выраженном интрузивном характере тел; жилородная форма залегания и глубокий метаморфизм вмещающих пород. Все эти признаки указывают, что интрузии этой формации представляли собой высокоактивные мигматит-плутоны, выжатые по глубинному разлому из областей ультраметаморфизма в период, когда еще не сформировался гранитный магматический очаг. Следовательно, гнейсо-гранитная формация появляется в период наступания мигматитового фронта и формирования зоны ультраметаморфизма в глубоких частях фундамента.

Посткинематическая гранитная магматическая формация возникает в верхнем палеозое, в период отступления мигматитового фронта и консолидации зоны ультраметаморфизма в глубоких частях фундамента, т. е. является продуктом окончательного развития герцинского гранитного очага. Она представлена серией интрузий гранитов калбинского комплекса, приуроченных к зоне глубинного разлома и сопровождающихся образованием посттектонических роговиков.

Метаморфические породы в Иртышской зоне смятия широко развиты и также представлены двумя формациями: формацией гнейсов и кристаллических сланцев полиметаморфического происхождения и зеленосланцевой формацией динамометаморфического происхождения.

Формация гнейсов и кристаллических сланцев состоит из двух разновозрастных метаморфических комплексов, занимающих различное структурное положение: среднепалеозойского, слагающего верхний структурный ярус, и докембрийского, образующего фундамент.

Среднепалеозойский метаморфический комплекс представлен породами, в различной степени метаморфизованными, вытянутыми в виде полос северо-западного простирания, пространственно тесно связанных с полями развития мигматит-плутонов синкинематической гнейсо-гранитной формации и с зонами глубинных разломов. Ширина полос метаморфических пород не превышает 5—8 км при длине в десятки километров. Внутри полос гнейсы и кристаллические сланцы чередуются со сланцеватыми роговиками; в периферических частях развиты микрокристаллические сланцы зеленосланцевой формации, связанные с гнейсами и кристаллическими сланцами постепенными переходами. В зоне перехода образуются породы, по степени метаморфизма занимающие промежуточное положение между гнейсами и кристаллическими сланцами, с одной стороны, и микрокристаллическими сланцами, с другой. Все метаморфические породы среднепалеозойского комплекса связаны постепенными переходами с фаунистически охарактеризованными песчано-сланцевыми отложениями среднего девона, характерными для Иртышской зоны смятия.

Минеральный состав метаморфических пород в значительной степени определяется составом исходных образований, подвергшихся метаморфизму.

Среднепалеозойский метаморфический комплекс образовался в результате процессов полиметаморфизма, складывающегося из сочетания

прогрессивного динамометаморфизма и инъекционно-контактового метаморфизма, связанного с гнейсо-гранитной формацией. Следовательно, гнейсы и кристаллические сланцы среднепалеозойского комплекса являются, строго говоря, контактными образованиями. Они возникали только в тех участках зоны смятия, где внедрение интрузий сопровождалось интенсивными межгранулярными движениями. Наряду с кристаллическими сланцами, появившимися в контактовых зонах интрузий синкинематических гнейсо-гранитов умеренно кислого состава, известны случаи образования кристаллических сланцев в результате динамометаморфизма и перекристаллизации сланцевых роговиков, возникших в контактовых зонах интрузий гнейсо-плагиоклазовых гранитов более раннего этапа.

Докембрийский метаморфический комплекс представлен биотит-плагиоклазовыми и гранат-биотит-кордиерит-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами выдержанного петрографического состава и одинаковой степени метаморфизма на всей площади развития этого комплекса. Гнейсы и амфиболиты почти повсеместно подверглись процессам регрессивного метаморфизма, проявившегося в зонах межпластовых подвижек. В результате милонитизации, последующей перекристаллизации и метасоматоза гнейсов и амфиболитов образовались слюдяные и амфиболовые кристаллические сланцы. Формирование этих сланцев вызвано циркуляцией гидротермальных растворов, сопутствовавших гнейсо-гранитной плутонической формации нижнетурнейского возраста. С последней, кроме того, связаны процессы мигматизации и гранитизации регрессивно измененных гнейсов и амфиболитов.

Таким образом, докембрийский метаморфический комплекс также возник в результате процессов полиметаморфизма, т. е. сочетания глубинного регионального метаморфизма докембрийского этапа и диафореза, на которые наложены процессы мигматизации и гранитизации, сопровождавшие среднепалеозойскую гнейсо-гранитную формацию.

Анализ фаций метаморфизма рассмотренных выше комплексов, образующих формацию гнейсов и кристаллических сланцев Иртышской зоны, позволяет восстановить термодинамические условия их образования.

Для гнейсов докембрийского комплекса установлена парагенетическая ассоциация: гранат (альмандин) — биотит — плагиоклаз — кордиерит (или без кордиерита), которая, согласно Эскола, характеризует кордиерит-антофиллитовую субфацию амфиболитовой фации, образующуюся в условиях высокой температуры, низкого значения стресса и повышенного гидростатического давления, обусловленного глубиной залегания пород.

Гнейсам и кристаллическим сланцам среднепалеозойского метаморфического комплекса свойственны парагенетические ассоциации: биотит — плагиоклаз — гранат — кварц; биотит — ставролит — плагиоклаз — гранат — кварц; силлиманит — плагиоклаз — гранат — биотит — кварц; дистен — биотит — плагиоклаз — гранат — кварц (ставролит). Перечисленные ассоциации, согласно Эскола, характеризуют ставролит-кианитовую и силлиманит-альмандиновую субфации амфиболитовой фации, которая образуется при метаморфизме средней и высокой степени происходящем в условиях повышенного стресса.

В стадию диафореза гнейсов и амфиболитов докембрийского комплекса образовались неравновесные минеральные ассоциации, характерные для эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев в зависимости от степени проявления процессов регрессивного метаморфизма.

В среднепалеозойском же метаморфическом комплексе парагенетические ассоциации, характерные для фации эпидотовых амфиболитов и зе-

ленных сланцев, возникли в стадию прогрессивного динамометаморфизма и контактового метаморфизма и очень устойчивы. Они слагают полосы, пространственно и генетически связанные с синкинематической гнейсогранитной формацией, образовавшейся в условиях интенсивных дифференциальных движений в зоне смятия.

Наличие постепенных переходов от гнейсов и кристаллических сланцев среднепалеозойского комплекса к осадочным породам, испытавшим региональный метаморфизм филлитовой фации, указывает, что породы этого комплекса формировались на незначительной глубине.

Возникновение формации гнейсов и кристаллических сланцев в верхнем структурном ярусе Иртышской зоны смятия очень показательно. Оно свидетельствует о том, что в зонах смятия, формировавшихся около глубинных разломов в результате сочетания процессов интрузивного магматизма, метаморфизма и метасоматоза с интенсивными тектоническими движениями, на относительно небольшой глубине (отвечающей условиям формирования филлитовой фации регионального метаморфизма) возникают минеральные ассоциации, аналогичные амфиболитовой фации, характерной для глубинных зон земной коры.

Зеленосланцевая метаморфическая формация в Иртышской зоне смятия пользуется региональным, хотя и неравномерным распространением; она представлена низкотемпературными микрокристаллическими сланцами (кварцево-серицитовыми, серицито-хлоритовыми и др.), образовавшимися в результате процессов динамометаморфизма среднедевонских терригенных отложений, слагающих верхний структурный ярус Иртышской зоны. Микрокристаллические сланцы приурочены к микрizonaм интенсивного рассланцевания и связаны постепенными переходами с рассланцованными осадочными породами.

Геолого-структурное изучение Иртышской зоны смятия, основанное на анализе мелких складок, линейности, сланцеватости, штрихов и борозд скольжения и других структурных форм, а также на микроструктурном анализе пород-тектонитов, свидетельствует о том, что решающую роль в формировании этой структуры играли вертикальные дифференциальные движения глыб по глубинным разломам, ограничивающим зону смятия. Эти движения сочетались с тангенциальным сжатием. Этот вывод подтверждается типом микроструктурных диаграмм. Диаграммы показывают рисунок +В-тектонитов с почти горизонтальным положением линейности в плоскости сланцеватости, с очень крутым (75°) северо-восточным, часто вертикальным падением. Поверхности разломов в зоне смятия имеют характер надвигов и взбросо-сдвигов.

На всех стадиях развития Иртышской зоны господствовала обстановка сжатия, обусловившая интенсивные межгранулярные дифференциальные движения и пластические деформации и, как следствие этого, динамометаморфизм пород.

Иртышская шовная горст-антиклиналь является самостоятельной структурно-металлогенической зоной, образующей Вавилонско-Карчаганский медно-пирротиново-золоторудный пояс, расположенный на границе полиметаллического рудного пояса Юго-Западного Алтая и редкометального Калба-Нарьгмского рудного пояса. Медно-пирротиновые месторождения Иртышской зоны парагенетически связаны со среднекаменноугольным комплексом малых интрузий и дайковых порфировых пород кислого и среднего состава, образующих пояс северо-западного простираения и приуроченных к поздним этапам развития зоны.

Все изложенное позволяет говорить о том, что Джалаир-Найманская и Иртышская зоны смятия относятся к определенной категории тектонических структур, генетически связанных с разломами глубокого заложения, т. е. к категории так называемых приразломных, или шовных структур. Однако описываемые шовные структуры возникают лишь в типично геосинклинальную стадию развития вмещающей разлом складчатой системы; шовные структуры, связанные с постороженной стадией развития, имеют иной характер.

Как и все прочие глубинные тектонические формы, рассматриваемые структуры характеризуются определенным набором формаций — осадочных, магматических и метаморфических, самостоятельным тектоническим режимом и особой историей геологического развития. Своеобразна их форма — узкие, сжатые полосы, протягивающиеся на сотни километров. Однако наиболее важной особенностью является высокий энергетический уровень всех проходивших в них геологических процессов, который определяет ряд других свойственных им черт, а именно: 1) интенсивность проявления тектонических процессов; 2) напряженность магматической деятельности, проявление которой связано с широким развитием дизъюнктивных нарушений и формированием так называемых «зон проницаемости»¹, способствовавших поступлению магматических продуктов; 3) интенсивность других геологических явлений — осадконакопления, метаморфизма и пр.

Кроме этих общих черт, присущих Иртышской и Джалаир-Найманской зонам, каждая из них имеет ряд своеобразных особенностей, резко отличающих их друг от друга и позволяющих отнести их к разным типам шовных геосинклинальных структур. Эти особенности следующие.

1. Разная направленность тектонического развития, свойственная каждой из рассматриваемых структур в период ее формирования. В результате в одном случае возникает шовное, приразломное поднятие, в другом — шовный прогиб. Из различия тектонического режима вытекает и различный характер геологических разрезов, развитых в пределах описываемых структур, а именно: полные, со значительными мощностями разрезы Джалаир-Найманского грабен-геосинклинального прогиба и неполные, с сокращенными мощностями Иртышского шовного поднятия.

2. Различная длительность развития описываемых структур: для Джалаир-Найманской зоны — каледонский и герцинский циклы, для Иртышской зоны — только герцинский.

3. Смена знака направленности развития, т. е. превращение структуры из прогнутой в поднятую, наступает в Иртышской и Джалаир-Найманской зонах в различное время. В первой эта смена отвечает начальным стадиям развития, когда для нее характерен еще типично геосинклинальный режим; в Джалаир-Найманской зоне это произошло в заключительную стадию, при переходе от геосинклинального этапа к орогенному.

4. Различное соотношение с планом строения древнего основания. Так, Джалаир-Найманская грабен-геосинклиналь, выполненная образованиями каледонского этажа, представляет собой унаследованную структуру, развившуюся из рифейского прогиба и, следовательно, согласную со складчатостью древнего основания. В Иртышской горст-антиклинали, напротив, прослеживается несогласное, секущее положение структур герцинского этажа по отношению к тектоническому плану докембрийского цоколя, от которого они отделены значительным вре-

¹ Термин Н. А. Штрейса.

менным интервалом. Следовательно, в развитии верхнего структурного этажа Иртышской зоны нет унаследованности от древнего основания.

5. Характер деформаций, типичных для Джалаир-Найманской и Иртышской зон, также неодинаков. В первом случае преобладают хрупкие (разрывные) нарушения, во втором — широко развиты также пластические деформации.

6. Магматизм, в обоих случаях весьма интенсивный, имеет, однако, различный характер. В Иртышской горст-антиклинали широко распространены интрузивные образования гранитоидного состава, представленные гнейсо-гранитной плутонической и гранитной магматической формациями. Интрузивные проявления, генетически связанные с основной и ультраосновной магмой (гипербазитовые пояса), распространены здесь крайне ограниченно. Значительным развитием пользуется формация приповерхностных порфировых малых интрузий и даек. Характерно отсутствие эффузивных образований основного и среднего состава и слабое проявление эффузивной деятельности вообще.

В Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали, напротив, широко развиты эффузивные излияния основного и среднего ряда, завершающиеся появлением интрузивных магматических пород основного и ультраосновного состава, слагающих гипербазитовые пояса. Гнейсо-гранитные плутонические формации здесь отсутствуют. Гранитоидные магматические формации представлены серией шовных интрузий, приуроченных преимущественно к зоне сочленения этой приразломной структуры с окружающими областями.

7. Различен метаморфизм толщ, слагающих рассматриваемые приразломные структуры. В Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали не наблюдается сколько-нибудь значительного развития метаморфических образований, что объясняется отсутствием здесь высокоактивных гранитных плутонов. Лишь в зонах глубинных разломов в результате процессов динамометаморфизма появляются породы зеленосланцевой формации, а вблизи интрузий гранитоидов — узкие ореолы контактовых роговиков.

В Иртышской структуре, напротив, наблюдается широкое развитие метаморфических формаций, а именно: диафоритов за счет гнейсов и амфиболитов фундамента и формации динамоконтактовых кристаллических сланцев и гнейсов — за счет осадочных пород верхнего структурного яруса.

8. Наконец, различен и характер металлогении. Иртышская шовная горст-антиклиналь, с одной стороны, разграничивает полиметаллический рудный пояс Юго-Западного Алтая и редкометальный Калба-Нарымской геосинклинальной области, а с другой, сама контролирует распределение золоторудной и пирротиновой минерализации.

Джалаир-Найманская грабен-геосинклинали является границей редкометальной металлогенической зоны Бет-Пак-Далы и магнетитово-гематитовой, существенно медной зоны гор Кандыктас. В пределах самой этой шовной структуры известны проявления хрома, никеля, платиноидов, алмазов и золоторудной минерализации.

Касаясь вопроса о причинности возникновения и своеобразия описанных типов приразломных структур, следует отметить два основных момента.

1. Глубину заложения разломов, ограничивающих рассматриваемые структуры. Здесь, очевидно, имеются разломы двух типов: а) внутрикоровые, т. е. не выходящие за пределы сиалической оболочки земной коры, контролирующие распределение гранитной магмы, и б) подкоровые, пересекающие земную кору и достигающие мантии. Они, как полагают многие исследователи, контролируют распределение продуктов основной и ультраосновной магмы. В Иртышской зоне развиты, очевид-

но, разломы первого типа, на что указывает широкое распространение здесь гнейсо-гранитных плутонических и гранитных магматических формаций, причем первые генетически связаны с областями ультраметаморфизма, а вторые — с областями гранитного магмообразования.

В Джалаир-Найманской зоне имеют место разломы второго типа, достигавшие подкорового субстрата и вызывавшие местное плавление его, что подтверждается широким развитием здесь магматических образований, генетически связанных с основной и ультраосновной магмой. Значительная глубина заложения разломов хорошо согласуется также с характером этой структуры, унаследованной от древнего основания и, следовательно, отличающейся длительным процессом прогибания.

2. Распределение напряжений в рассматриваемом участке земной коры в момент формирования структуры.

Для Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали на протяжении от рифея до девона, т. е. в период формирования и активной жизни этой структуры, типично преобладание процессов растяжения. Это устанавливается из анализа ее тектонического строения, мощностей, а также интенсивности и характера магматизма. В результате возникает узкий трог, ограниченный глубинными разломами, имевшими на рассматриваемом этапе характер сбросов. Несомненно, теми же процессами и обилием трещин растяжения объясняется значительная проницаемость данного участка земной коры для магматических образований, и в первую очередь для эффузивных излияний, широко здесь распространенных. Интенсивное растяжение повлекло за собой быструю просадку и глубокое прогибание сформировавшегося трога, что обусловило огромные мощности накопившихся в нем осадочных и вулканогенных пород, а также состав последних (значительная роль основного вулканизма). Вероятно, уже в это время в связи с движением и столкновением отдельных блоков появляются первые элементы складчатой структуры, различно выраженной в пределах каждого из них.

Таким образом, в период формирования и активной жизни Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали в ее пределах господствовали процессы растяжения, на фоне которых происходили вертикальные движения, вызвавшие формирование на этом участке земной коры прогнутой структуры. Лишь с конца девона (собственно уже в орогенный этап развития грабен-геосинклинали) в ней начинают преобладать процессы сжатия, с чем связано своеобразное «выжимание» структуры и образование на месте ее уже не прогнутого трога, а высокоподнятого горного кряжа. Резким изменением знака напряжения объясняется и усложнение внутренней структуры выполняющих трог осадков. Растянутые погружением в первом этапе, они начинают сминаться, образуя узкие складки. Общим воздыманием обусловлено и резкое сокращение осадконакопления, концентрирующегося с этого времени лишь в отдельных наложенных мульдах. Наконец, в связи со все возрастающими сжимающими усилиями, способствовавшими постепенному уплотнению и консолидации грабен-геосинклинали, в конце герцинского цикла в ее пределах образуются взбросо-сдвиги и надвиги, резко изменяющие структуру этого участка Бет-Пак-Далы.

Следовательно, в Джалаир-Найманской грабен-геосинклинали в течение палеозоя проявились напряжения разных знаков. Однако возникновение и формирование этой весьма своеобразной геосинклинальной структуры обязано господству в ней процессов растяжения.

В пределах Иртышской шовной горст-антиклинали наблюдается обратное явление. Анализ тектонического строения, процессов магматизма и метаморфизма указывает, что на всех стадиях развития этой зоны, начиная с верхнего девона и до конца палеозоя, она может быть охарактеризована как структура сжатия. Действительно, Иртышское барьер-

ное антиклинальное поднятие сформировалось в результате начавшегося в верхнем девоне «выжимания» блоков древнего фундамента вследствие интенсивных движений по разломам. Теми же напряжениями обусловлено широкое развитие в пределах верхнего структурного яруса Иртышской горст-антиклинали пластических деформаций, появление изоклинальной складчатости, опрокинутой на северо-восток, и формирование надвиговых швов, сопровождавшееся интенсивным расслаблением, милонитизацией и динамометаморфизмом окружающих пород. С явлениями «выжимания» из зоны ультраметаморфизма связано также широкое развитие здесь гранитоидов гнейсо-гранитной формации, представляющих собой активные мигматит-плутоны. Находясь в неравновесии с породами верхнего структурного этажа, они вызывают глубокий метаморфизм этих пород, с образованием гнейсов и кристаллических сланцев.

Таким образом, господство явлений интенсивного тангенциального сжатия на протяжении всего периода формирования и развития Иртышской горст-антиклинали не вызывает сомнений.

В заключение отметим, что два разобранных выше фактора — глубина заложения разломов и характер напряжений, которые испытывал данный участок земной коры в период формирования приразломных структур, несомненно, являются ведущими, но не единственными, обуславливающими появление того или иного их типа. Тектоническая обстановка, сопутствовавшая возникновению приразломных структур, безусловно, была значительно более сложной. К тому же сочетание указанных факторов не обязательно должно быть таким, как в двух рассмотренных конкретных примерах. Так, сжатие может сочетаться с разломами не только внутрикорового, но и корового типа, а внутрикоровый разлом может возникнуть и при господстве процессов растяжения. В этих условиях, очевидно, изменится и общая картина геологических явлений — иными будут магматизм, метаморфизм, интенсивность и характер осадконакопления данной конкретной приразломной структуры. Примером этого может служить шовная антиклиналь гор Уралтау, описанная Н. П. Херасковым (1958), Ю. Е. Молдавцевым и А. С. Перфильевым (1960 и 1961), для которой характерны глубокий метаморфизм развитых в ней пород, основной вулканизм и наличие ультрабазитового пояса интрузий. К этому же типу приразломных структур, вероятно, должна быть отнесена структура гор Тектурмас (Центральный Казахстан), представляющая собой шовную горст-антиклиналь, в пределах которой наблюдалось внедрение и излияние основной магмы. В весьма сложной обстановке возник Успенский приразломный прогиб, построенный, судя по данным А. И. Суворова (1961), по принципу одностороннего рампа, которому свойствен кислый вулканизм и интрузивный магматизм того же состава. Думается, однако, что тип последней структуры и причина ее возникновения не могут быть полностью поняты без детального раскрытия генезиса развивающейся в тесной связи с ней Тектурмасской шовной антиклинали.

Можно привести еще множество примеров разнообразия приразломных структур, однако авторы не ставили перед собой эту задачу. Рассмотрев в настоящей статье два конкретных и достаточно детально изученных нами примера приразломных структур, мы не стремились также ограничить ими все многообразие этой группы. Представляется своевременным лишь поставить вопрос о необходимости тщательного изучения последней, выяснения возможности ее типизации и причин появления.

- Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 3.
- Александрова М. И., Борсук В. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бет-Пак-Дала. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники.— Вестник Моск. ун-та, геология, 1960, № 5.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Богданова К. Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, вып. 33.
- Борукбаев Р. А. История тектонического развития Чингизской геоантиклинальной зоны (Центральный Казахстан).— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1961, вып. 3 (44).
- Василевская Е. Д. Геологическое районирование Юго-Западного Алтая.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 19.
- Горжевский Д. И. К вопросу о геологической истории Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 4.
- Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф. Геотектоническая позиция Рудного Алтая и Калбы по геолого-геофизическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Горжевский Д. И., Муратов М. В. История развития Рудного Алтая в палеозое.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Иванкин П. Ф. Положение Рудного Алтая в схеме тектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным.— Труды Алтайск. горно-металлург. ин-та, 1957, 8.
- Ипатов А. Я. Новые данные по стратиграфии карбона Калбы.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1961, вып. 2.
- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1953, вып. 20.
- Келлер Б. М. Ордовик Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 1 и 2.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Коптев-Дворников В. С., Маркова Н. Г., Полквой О. С. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Дала.— Труды Ин-та геол. рудных месторожд., петрогр., минер. и геохим. АН СССР, 1960, вып. 44.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. В кн. «Труды Первого Всесоюзного петрографического совещания». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Макарычев Г. И. 1. Стратиграфия древних толщ Большого Каратау. Автореф. дисс. М., 1957.
- Макарычев Г. И. 2. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
- Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Маркова Н. Г. О возрасте и положении в структуре интрузий Бет-Пак-Далы.— Сов. геология, 1956, сб. 51.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Зона метаморфизма регионального типа на Полярном Урале и связь его со структурой.— Материалы годичной сессии Ученого совета Всес. научно-исслед. геол. ин-та по результатам работ 1959 г. Аннотация докладов. Л., 1960.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Связь магматизма с тектоникой на севере Урала. В кн.: «Первое Уральское петрографическое совещание. т. I. Тезисы докладов». Свердловск, 1961.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
- Молдаванцев Ю. Е., Перфильев В. С., Херасков Н. П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 13).
- Муратов М. В., Славин Б. И. Краткий геологический очерк Калбы.— Очерки по геологии Сибири, 1953, вып. 16.

- Нехорошев В. П. Зайсанская синклиналь.— Проблемы сов. геол., 1934, № 1.
- Нехорошев В. П. Зоны смятия Рудного Алтая. В кн. «Материалы по геологии Рудного Алтая». М.-Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Радченко М. И. К вопросу о возрасте дельбегетайской свиты Восточного Казахстана.— Изв. АН Казахской ССР, 1958, вып. 4.
- Северюгин Н. А. Геологическое строение Присемипалатинского района.— Сов. геология, 1959, № 8.
- Стучевский Н. И. Районирование Иртышской зоны и реставрация истории ее развития в палеозое.— Труды Алтайск. горно-металлург. научно-исслед. ин-та, 1960, 8.
- Суворов А. И. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хорева Б. Я. О Прииртышском офиолитовом поясе, времени его образования и структурном положении.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1959, № 23.
- Хорева Б. Я. О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия Алтая.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1961, № 10.
- Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. Госгеолтехиздат, 1963.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Н. С. ЗАЙЦЕВ

**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КАЛЕДОНИД СИБИРИ
В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ****ВВЕДЕНИЕ**

Складчатые сооружения Сибири, расположенные к юго-западу от Сибирской платформы, занимают огромные площади. Среди них по времени завершения формирования складчатой структуры исследователи выделяют следующие разновозрастные сооружения: байкальские (последние мы рассматриваем как позднедокембрийские), ранне- и позднекаледонские и, наконец, ранне- и позднегерцинские.

Границы между ними не всегда четкие, поэтому на многих тектонических картах и схемах они показаны по-разному. Это обстоятельство наряду с дробностью классификации складчатых сооружений по возрасту структур само по себе указывает не только на многоэтапность их формирования, но и на длительность развития многих из них, а также на тесную преемственную связь между структурами различного возраста.

Однако, если очертить территорию в границах от Восточного Саяна на востоке до Рудного Алтая на западе, т. е. площадь, обычно именуемой в геологической литературе Саяно-Алтайской областью, то большая часть ее, как признано почти всеми исследователями, попадает в каледонскую (раннюю и позднюю) структурную зону, формирование которой закончилось к концу силура или в начале девона. В то же время почти ни у кого из исследователей не возникает сомнения в том, что в платформенный этап развития эта область, как и смежные с ней территории Восточного и Центрального Казахстана, вступила только с конца палеозоя или начала мезозоя (Шатский, 1951; Белостоцкий и др., 1959; Мелещенко, Янов, Казаков, 1960, и др.). Именно с мезозоя — с триаса и юры — на данной площади появился платформенный чехол, представленный в большинстве случаев континентальными, относительно мало мощными осадочными формациями не затронутыми складчатостью, и лишенный почти полностью эффузивного и интрузивного магматизма.

Таким образом, получается, что для большей части каледонид Сибири существует огромный разрыв во времени между концом их геосинклинального развития и переходом в собственно платформу.

Правда, необходимо отметить, что некоторые исследователи (В. А. Кузнецов, 1949, 1952, 1954; Матвеевская, 1958) этот переход в отдельных частях территории относят к более раннему периоду — к началу среднего палеозоя или даже для части салаирид (ранних каледонид) к еще более раннему времени, с чем, пожалуй, трудно согласиться (Зайцев и Покровская, 1950). На это обстоятельство обратил также внимание В. П. Нехорошев, который отметил, что «структурные элементы, созданные салаирской складчатостью, нельзя считать платформенными, потому, что сформировавшаяся в результате этой складчатости зона

была дифференцирована на прогибы и поднятия. Она никогда не была в целом однообразно пенепленизирована и покрыта горизонтально залегающими более молодыми отложениями, как это типично для платформ» (1958, стр. 182).

По нашему мнению, Саяно-Алтайскую область, обладающую столь резко выраженной контрастностью новейших тектонических движений, молодым вулканизмом и подтвержденную сейсмическим проявлением, даже и в настоящее время собственно платформой, в полном смысле этого слова, назвать нельзя. И, тем более, не представляли собой платформу сибирские каледониды в среднем и верхнем палеозое. За этот длительный отрезок времени, начавшийся местами с ордовика, а в большинстве районов — с силура и продолжавшийся до конца палеозоя, они претерпели весьма сложное развитие, причем в различных частях их были созданы неодинаковые структуры. У геологов, занимавшихся изучением геологического строения Саяно-Алтайской области и, в частности, уделивших много внимания выяснению строения средне- и верхнепалеозойских структур, до сего времени нет единого взгляда ни на их происхождение и развитие, ни на систему их классификации.

Для структур, выполненных породами мощного средне- и верхнепалеозойского осадочно-вулканогенного комплекса и прорванных в некоторых местах интрузиями различного состава, предложено много наименований, в том числе: впадины, котловины, бассейны, депрессии, прогибы, межгорные и внутриворонные впадины и прогибы, подвижные шельфы, парагеосинклинали, пригеосинклинали и околосинклинали, внешние прогибы, вторичные и остаточные геосинклинали, брахигеосинклинали и др.

Для разделяющих их поднятий, в которых породы одновозрастного комплекса отсутствуют или он маломощен, применяется меньшее число терминов: как правило, их называют либо просто поднятиями, либо геоантисинклинальными поднятиями. Всю эту терминологию можно найти в многочисленных работах, посвященных как вопросам общего тектонического районирования данной территории, так и описанию отдельных крупных ее структур (Эдельштейн, 1932; Коровин, 1945; Фомичев, 1940, 1948; В. А. Кузнецов, 1949, 1952, 1954; Красильников, Моссаковский, 1955; Белостоцкий и др., 1959; Мелешенко, Янов, Казаков, 1960; Унксов, 1960; Лучицкий, 1960, и др.). Большая часть перечисленных терминов относится, как видно, только к общей морфологии структур. Что же касается характера их развития в среднем и верхнем палеозое, то этот этап в последнее время чаще всего стали называть орогенным (Богданов, 1959; Шейнманн, 1955, 1960), а также вторично-геосинклинальным, остаточным-геосинклинальным или геосинклинальным в заключительной стадии развития, реже — платформенным, полуплатформенным или полугеосинклинальным (Страхов, 1946; Коровин, 1945, 1954; В. А. Кузнецов, 1946, 1948, 1949; Пейве и Синицын, 1950; Белостоцкий, 1956, 1961; Чочиа, Краснов и Ипатова, 1956, и др.). Многочисленность этих наименований показывает, с одной стороны, на сложность и разнообразие существующих структур, а с другой, — на слабую разработанность их систематики и классификации, что, по-видимому, связано со все еще недостаточной их изученностью. Выяснению некоторых общих черт строения и развития этих структур и посвящена настоящая статья.

НАЛОЖЕННЫЕ ВПАДИНЫ И УНАСЛЕДОВАННЫЕ ПРОГИБЫ И ИХ ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ

В каледониды юго-запада Сибири (ранние и поздние) мы включаем следующие горные сооружения: значительную часть юго-западного склона Восточного Саяна с прилегающими к нему минусинскими впадинами,

Кузнецкий Алатау, Западный Саян и Туву со смежными районами Северо-Западной Монголии, в том числе и район Озерных котловин, а также Салаир и Горный Алтай вплоть до границы с Рудным Алтаем, которую мы проводим, как и предшествовавшие исследователи, по так называемой «северо-восточной зоне смятия».

К востоку каледониды из районов Прикоскогогорья протягиваются на северо-восток вдоль узкого бордюра байкалид, в районы Забайкалья, и при подходе к Алданскому щиту Сибирской платформы обрываются крупным глубинным разломом.

Структурное развитие этой обширной площади в течение нижнего палеозоя было достаточно сложным и многообразным; оно, как на это уже неоднократно указывалось (В. А. Кузнецов, 1949, 1952, 1954; Зайцев и Покровская, 1950; Нехорошев, 1954; Белостоцкий и др., 1959; Мелешенко и др., 1960; Шейнманн, 1960, и др.), распадается по крайней мере на два четко ограниченных один от другого этапа: раннекаледонский, продолжавшийся до верхнего кембрия, когда была создана так называемая салаирская зона консолидации, и на собственно каледонский — до конца нижнего палеозоя, завершивший формирование каледонид в целом.

К структурам второго этапа относятся Западный Саян, Горный Алтай, за исключением Бийского и Катунского выступов, или горстов, и Салаир. К первому этапу консолидации относится вся остальная площадь каледонид.

Созданная за длительный промежуток времени каледонская складчатая область к началу среднего палеозоя не закончила своего геосинклинального развития и затем на протяжении среднего и верхнего палеозоя претерпела весьма существенные изменения. Для этого заключительного этапа развития складчатой структуры каледонид Сибири чрезвычайно характерно заложение в среднем палеозое на фоне общего поднятия очень крупных областей прогибания с глубоким залеганием складчатого фундамента (Зайцев, 1957). Именно по отношению к ним, как указывалось выше, для сибирских каледонид были предложены различные структурные наименования.

Рассматривая строение средне- и верхнепалеозойских впадин, историю их геологического развития и взаимоотношения с обрамляющими складчатыми сооружениями, мы пришли к выводу, что, несмотря на кажущееся многообразие, в Саяно-Алтайской области все эти структуры по особенностям строения и развития могут быть отнесены к двум типам: к типу унаследованных синклинальных прогибов и к типу наложенных впадин. Указанные категории структур легко могут быть выделены (а некоторыми исследователями и выделяются) как разновозрастные структуры и в других областях палеозойской складчатости, в частности, в Центральном Казахстане, в Западной Европе и др. Такого же типа структуры существуют, кроме того, в более молодых складчатых сооружениях, где они, как показано на тектонической карте Евразии, отнесены к орогенным прогибам (структуры унаследованные) и наложенным впадинам.

Понятия «унаследованные» и «наложенные» структуры уже сами по себе раскрывают генетическую их сущность, но все же нелишне еще раз напомнить о том содержании, которое вкладывалось в них первоначально. Это особенно важно потому, что данный вопрос имеет прямое отношение к установлению возраста складчатости разбираемых структур, а также к размещению в них тех или иных полезных ископаемых.

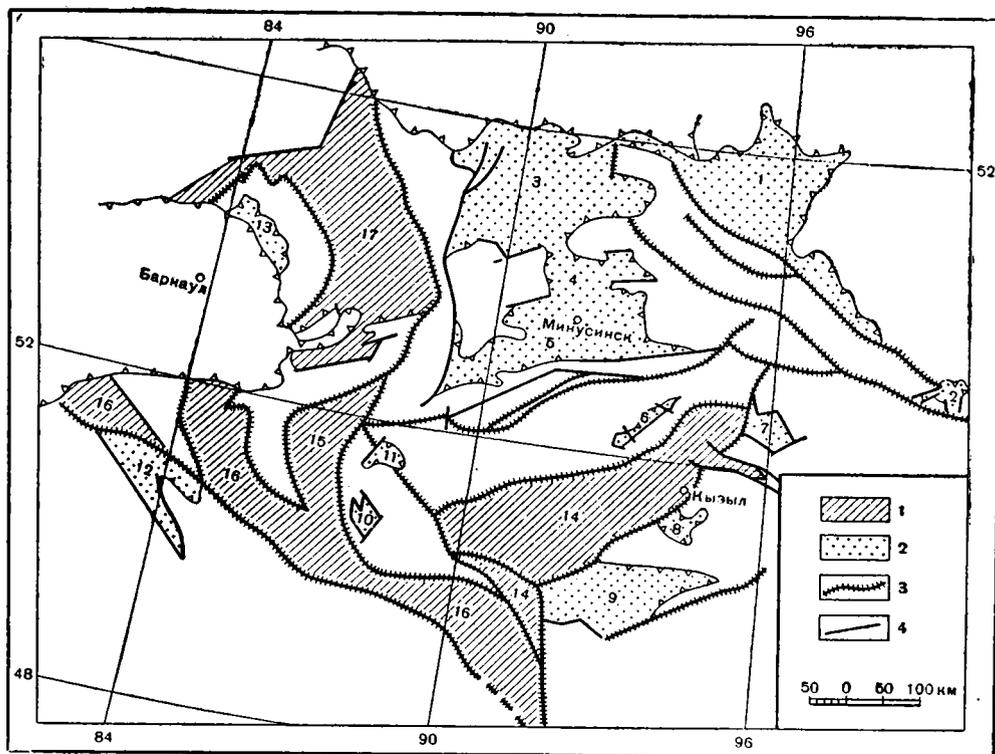
В 1938 г. Н. С. Шатский в работе «О тектонике Центрального Казахстана» впервые в отечественной литературе ввел понятия «унаследованные» и «наложенные» мульды.

По этому поводу он писал: «...первые из них по структуре и в стратиграфическом отношении тесно связаны со структурами среднего и нижнего девона, и, в ряде случаев, готландия, т. е. они представляют лишь каменноугольную стадию длительного процесса палеозойского развития данной структуры» — и далее: «Поэтому под унаследованными складками мы понимаем структуры, связанные генетически с одноименными предшествующими, а не только сходные по форме и положению»... Наложённые верхнедевонские и карбоновые мульды, наоборот, располагаются с резким несогласием и перерывами на древнем палеозое, без промежуточных толщ» (1938, стр. 757). В другом месте он отмечал, что «герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций Казахстана», и тут же подчеркивал, что «такое унаследование и совпадение разновозрастных структур никоим образом не исключает несовпадения простираний свит различного возраста и даже отдельных мелких структур» (там же, стр. 747). Более того, Н. С. Шатский подчеркивал, что введенные им для структур Центрального Казахстана термины «унаследованные» и «наложенные» являются понятиями относительными; позднее это особенно отчетливо сформулировал А. В. Пейве, который указывал, что «в природе нет „чистых“ унаследованных и „чистых“ наложенных структур» (1956, стр. 11). Однако Н. С. Шатский все же очень широко пользовался принципом унаследованного и наложенного развития при исследовании тектонических форм и явлений. В своих высказываниях он неоднократно упоминал, что унаследованность развития вообще является законом естествознания, приложимым как к живой, так и к мертвой природе. В биологии им, например, пользуются давно, а вот в геологии принцип унаследования распространён еще сравнительно мало. Последнее особенно справедливо по отношению к структурному развитию Саяно-Алтайской области.

Четкая характеристика унаследованных и наложенных структур, данная Н. С. Шатским и другими исследователями, в некоторой мере может быть дополнена и уточнена на примере соответствующих структур Саяно-Алтайской области.

К наиболее крупным наложенным структурам средне- и верхнепалеозойского возраста с полным правом могут быть отнесены Рыбинская, Чулымо-Енисейская, Сыдо-Ербинская и Минусинская впадины, расположенные в пределах Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау; Усинская в Западном Саяне; Тоджинская, Меджигейская, Убсунур-Тесхемская в Туве; ряд впадин в пределах смежных с Тувой каледонид Северо-Западной Монголии; Улаганская и Коргонская в Горном Алтае; Верхне-Бердская в Салаире. Типичными унаследованными прогибами являются Тувинский, Уйменско-Лебедской, Ануйско-Чуйский и Кузнецкий (фиг. 1). Различие в строении впадин и прогибов некоторые исследователи подмечали уже сравнительно давно. Еще В. А. Обручев (1927) на тектонической карте Сибири Тувинскую (Урянхайскую) и Кузнецкую впадины показывал иначе, чем минусинские впадины.

Какими же существенными чертами и отличительными признаками обладают те и другие? Для наложенных впадин, как это отмечал и Н. С. Шатский, наиболее характерен прежде всего огромный стратиграфический разрыв и резко выраженное несогласие между возрастом пород складчатого основания и началом формирования пород, выполняющих впадину, также в какой-то мере складчатых. Так, для группы минусинских впадин складчатым основанием всюду являются породы нижнего и среднего кембрия, для Рыбинской впадины, на значительном пространстве, — докембрий; складчатое основание более западных из упомянутых впадин, в частности впадин Горного Алтая, а также Усинской, — более молодое, как правило, относящееся к метаморфизованным породам «зелено-фиолетовой» формации верхнего кембрия и, может быть, самых



Фиг. 1. Схема расположения герцинских унаследованных прогибов и главнейших наложенных впадин в каледонидах Саяно-Алтайской области.

1 — унаследованные прогибы; 2 — наложенные впадины; 3 — глубинные разломы; 4 — разломы. Цифры на карте. Наложенные впадины: 1 — Рыбинская; 2 — Ийская; 3 — Чулымо-Енисейская; 4 — Сыдо-Ербинская; 5 — Минусинская; 6 — Усинская; 7 — Тоджинская; 8 — Меджигейская; 9 — Убсунур-Тесхемская; 10 — Улаганская; 11 — Еринатская; 12 — Коргонская; 13 — Бердская. Унаследованные прогибы: 14 — Тувинский; 15 — Уйменско-Лебедской; 16 — Ануиско-Чуйский; 17 — Кузнецкий

низов ордовика. Возраст же выполняющих большинство из этих структур формаций не древнее девона; в Усинской впадине и в некоторых других более мелких впадинах Западного Саяна, а также в Меджигейской и Убсунур-Тесхемской впадинах Тувы он понижается до верхнего силура.

Следовательно, в наложенных структурах Саяно-Алтайской области стратиграфический разрыв между возрастом пород основания и пород, выполняющих впадины, охватывает промежуток времени с начала верхнего кембрия или с конца его и до конца силура или до начала верхнего силура, т. е., как правило, — не менее двух систем. Возраст же пород складчатого основания под впадинами часто одинаков на всем их протяжении.

Далее, внутреннее тектоническое строение наложенных структур обычно более простое по сравнению с унаследованными прогибами. Их тектоника определяется глыбовыми движениями пород фундамента и обрамления и имеет все черты германотипной. Стратиграфический разрез их нередко менее полон и менее мощен; размеры и форма очень разнообразны, но иногда их очертания близки к изометричным. Вулкано-осадочные формации, выполняющие впадины, имеют специфический характер и относятся к континентальным и морским, но в пределах

Саяно-Алтайской области вторые резко подчинены первым. Интрузивные породы развиты слабее, чем в унаследованных прогибах, и территориально чаще всего приурочены к периферическим частям впадин.

Таковы общие, наиболее типичные черты строения наложенных структур.

Унаследованные прогибы, как вытекает из самого их названия, всегда имеют относительно вытянутую форму и по структурному плану, стратиграфическому разрезу и характеру дислокаций тесно связаны со складчатым основанием; последнее обычно под прогибами разновозрастное, причем по одну сторону борта оно более древнее, чем по другую, что накладывает соответствующий отпечаток на их внутреннее строение. Прогибы обладают резко выраженной асимметрией, выявляющейся как в общей структуре, так, особенно в пространственном размещении слагающих их формаций, среди которых имеется весь комплекс пород, присутствующих и во впадинах, но кроме того, на начальных стадиях формирования прогибов появляются морские флишоидные, а иногда и флишевые (Ануйско-Чуйский прогиб) формации, отсутствующие во впадинах. Стратиграфический разрез обладает большей мощностью и полнотой; внутренняя тектоника сложнее и напряженнее и мало отличается от тектоники пород основания. Вверх по разрезу она ослабевают. Интрузивные породы в некоторых унаследованных прогибах широко развиты, причем состав интрузий разнообразнее, чем в наложенных впадинах; какая-либо закономерность в пространственном размещении интрузий отчетливо не выявляется, хотя многие из них приурочены к зонам разломов и повышенной трещиноватости. Интрузии встречаются и по периферии прогибов и во внутренних частях их, как в зонах поднятий, так и в наиболее погруженных участках. Следует также подчеркнуть, что строение унаследованных прогибов обычно резко изменяется не только вкrest простирания, но и по простиранию, чем они особенно отличаются от наложенных впадин. По простиранию в структуре прогибов выделяются поднятые и опущенные участки с различными фациями пород и различной их мощностью.

Все перечисленные признаки указывают, что унаследованные прогибы являются структурами, несомненно, еще геосинклинального этапа развития и вполне подходят под наименование «синклинальные прогибы сложного строения», которое им в свое время дал Н. А. Штрейсс (1947). Однако трудно согласиться с этим автором в том, что «синклинальные прогибы являются тектоническими новообразованиями» или, иначе говоря, новообразованными структурами. Нам представляется, что само понятие «унаследованные» исключает термин «новообразованные». Описываемые прогибы в каледонидах юго-запада Сибири, как, очевидно, и в других районах являются структурами, непосредственно связанными с предшествующим этапом развития геосинклинали, но относящимися к второму, более позднему ее этапу, который Н. М. Страхов называет «стадий замкновения геосинклинальной зоны» (1946, стр. 53), а А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950) «вторичными геосинклинальными системами».

Разберем теперь на некоторых примерах конкретное строение унаследованных прогибов и наложенных впадин.

СТРОЕНИЕ НЕКОТОРЫХ УНАСЛЕДОВАННЫХ ПРОГИБОВ И НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН В КАЛЕДОНИДАХ СИБИРИ

Выше было отмечено, что к унаследованным прогибам Саяно-Алтайской области относятся Тувинский, Уйменско-Лебедской, Ануйско-Чуйский и Кузнецкий. Наряду с общими чертами, охарактеризованными выше, они имеют и некоторые отличительные признаки.

Тувинский прогиб

В тектоническом отношении Тувинский прогиб представляет собой крупную синклиналичную структуру очень сложного строения (фиг. 2). Он вытянут с юго-запада на северо-восток на протяжении 450—500 км. На юго-западе прогиб подходит к структурам Горного Алтая и затем, с резким поворотом простирания, уходит в пределы Северо-Западной Монголии, где сливается с юго-восточным продолжением Ануйско-Чуйского прогиба. На северо-востоке он простирается примерно до 96° в. д., т. е. до слияния рек Бий-Хем и Хамсара, и здесь слепо заканчивается.

На северо-западе и юго-востоке прогиб отделен от обрамляющих его геосинклиналичных поднятий глубинными разломами: в первом случае Саяно-Тувинским (В. А. Кузнецов, 1954), во втором — Убсунур-Бийхемским.

В указанных границах прогиб имеет максимальную ширину (до 150 км) на юго-западе и минимальную (70—80 км) — на северо-востоке (Зайцев, 1957).

Тувинский прогиб заложился в ордовике и развитие его продолжалось до конца палеозоя. Своим северо-западным краем он примыкает к зоне каледонид Западного Саяна, в частности к Куртушибинскому антиклинорию, а юго-восточным краем — к зоне ранней консолидации каледонид, к салаиридам востока и юго-востока Тувы. Соответственно в фундаменте прогиба на северо-западе находятся породы аласугской свиты (низы ордовика — верхний кембрий), метаморфические сланцы различных свит верхнего (?) кембрия или породы нижнекембрийского вулканогенно-осадочного комплекса, граничащие с породами прогиба по глубинному разлому. На юго-востоке в фундаменте распространены только породы нижнего кембрия, выведенные на поверхность также в ряде блоков внутри Тувинского прогиба. Разновозрастность и разнохарактерность складчатого основания, на котором сформировался Тувинский унаследованный прогиб, — одна из черт асимметрии в его строении, проявляющейся затем на протяжении всей истории геологического развития.

Структура прогиба неоднородна как вкрест простирания, так и по простиранию. Анализ состава пород, выполняющих прогиб, их мощностей, пространственного распределения и степени дислоцированности отчетливо показывает, что в нем по простиранию могут быть выделены следующие три зоны: северо-восточная, или Бийхемская, центральная — Улугхемская, юго-западная — Хемчикско-Убсунурская, причем центральная зона наиболее приподнята.

Наиболее древними породами, выполняющими прогиб, являются ордовикские. Они распространены по северо-западной окраине прогиба и в глубь последнего уходят сравнительно недалеко. Залегают породы ордовика на складчатом основании трансгрессивно и с резко выраженным угловым несогласием там, где ложатся непосредственно на нижний кембрий или метаморфический комплекс так называемого верхнего кембрия. С аласугской свитой, за исключением одного места, у них прямых соотношений нет, но, по-видимому, они также налегают на нее несогласно (Благонравов, 1959).

К ордовику в настоящее время исследователи относят следующие фаунистически охарактеризованные, примерно однообразные свиты: шемушдагскую, малиновскую и систигхемскую¹.

Шемушдагская свита, в наиболее полных разрезах отвечающая всему ордовику, развита в юго-западной, Хемчикско-Убсунурской зоне прогиба, где ее общая мощность составляет, по данным Е. В. Владимирской (1960₂), 2,5—4,5 км. Этот автор делит ее на три части. Нижняя, пестро-

¹ Названия предложены: для первой В. В. Волковым и Е. В. Владимирской; для второй — автором и Я. С. Зубриным, для третьей — В. А. Благонравовым.

цветно-красноцветная, мощностью 600—1000 м, сложена чередующимися пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с межформационными конгломератами, а в самом верху — теми же породами, но окрашенными в вишнево-красный цвет. Для этой части свиты характерны тонкая правильная и косая слоистость, наличие ряби на поверхностях наклонения, сильная известковистость пород и присутствие колпачковидных гастропод и органической проблематики.

Средняя часть шемушдагской свиты, мощностью от 800 до 1400 м, по данным Е. В. Владимирской, имеет более грубый состав и преимущественно серо-зеленоватую и «перечную» окраску. В ее основании залегают грубогалечные конгломераты, содержащие отдельные валуны размером до 50—60 см в поперечнике, гравелиты и крупнозернистые песчаники, общей мощностью до 100 м. Галька конгломератов самая разнообразная, но преобладают кремнистые и кварцитовые породы, в меньшей степени — эффузивы, песчаники, алевролиты и карбонаты. Выше встречаются полимиктовые песчаники, главным образом среднезернистые, серого, зеленовато- и желтовато-серого и перечного цвета, мощностью 800—1300 м.

В верхней части шемушдагской свиты снова содержатся конгломераты, залегающие внизу, и полимиктовые песчаники, преимущественно серо-зеленые, с характерной разновидностью так называемых «дырчатых песчаников», в которых крупные пустоты образовались в результате выщелачивания и растворения сгустков карбонатного материала. Венчается эта часть разреза красноцветными или вишнево-красными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность ее до 1600 м.

В верхней подсвите содержится фауна брахиопод, гастропод, пелеципод и наутилоидей. В целом серо-зеленые песчаники средней и верхней частей шемушдагской свиты, как отмечает И. М. Варенцов, характеризуются «преимущественно граувакковым составом; среди них преобладают туффитовые, собственно граувакковые, кварцево-граувакковые и отчасти полевошпатово-граувакковые разновидности» (1958, стр. 115).

Все части разреза ордовикской шемушдагской свиты залегают согласно и связаны постепенным переходом с вышележащими отложениями силурийской системы, в составе которой они ранее и описывались¹.

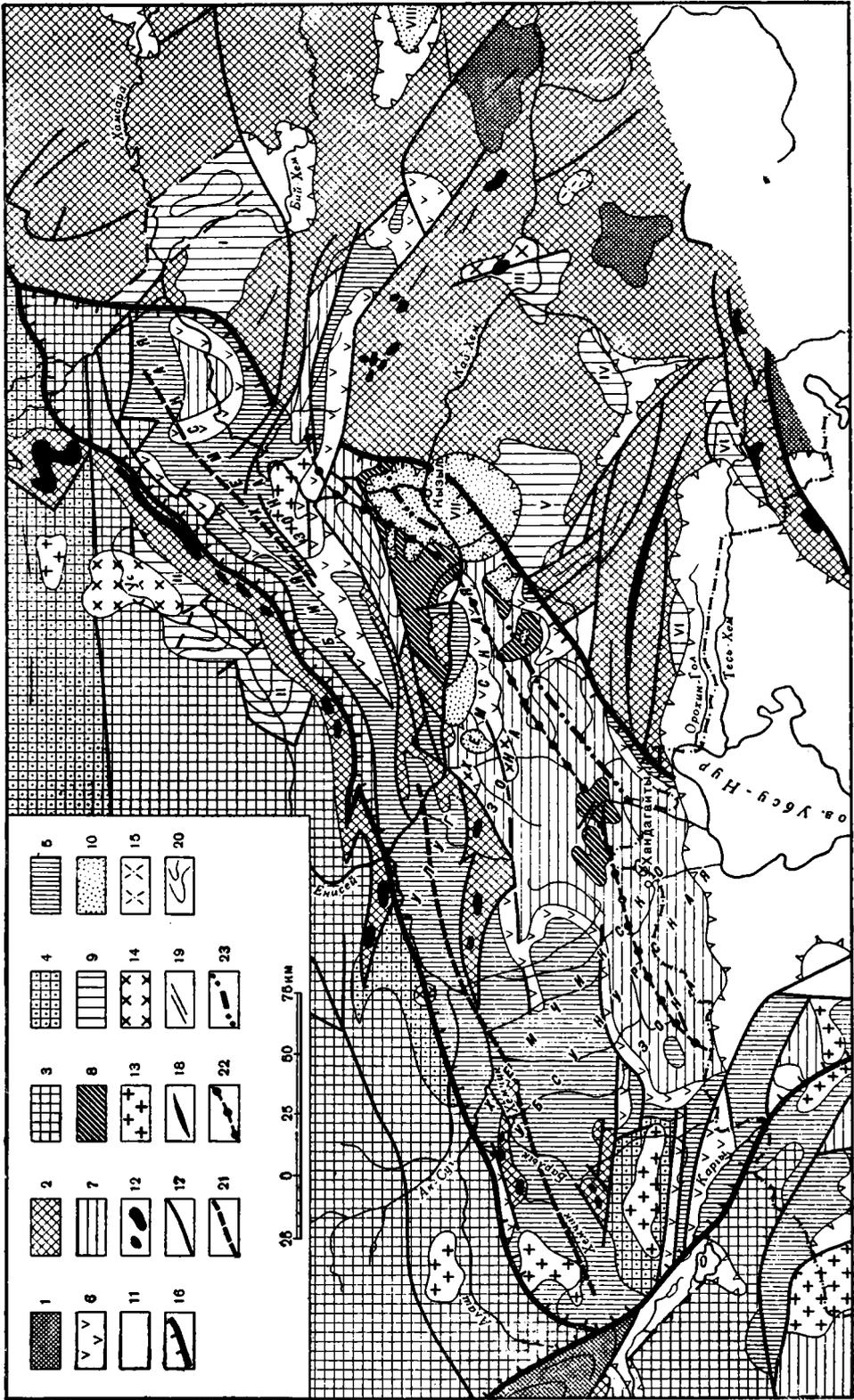
На лежащих ниже породах нижнего кембрия свита залегает с перерывом и отчетливо выраженным угловым несогласием. Следует также отметить, что перед ее отложением в юго-западной части Тувинского прогиба, очевидно, существовал сложно расчлененный рельеф, о чем свидетельствуют наблюдения в естественных обнажениях над условиями залегания различных горизонтов свиты на породах кембрийского ложа, а также состав обломочного и конгломератового материала, слагающего свиту, и пространственное распределение мощностей.

В разрезах северо-западной части прогиба мощности свиты сокращенные; местами из ее состава выпадают нацело нижняя и средняя части и на породы фундамента непосредственно налегают верхи свиты (район горы Утук-Хая, бассейн р. Эйлиг-Хем и др.). Наоборот, в самых западных частях прогиба, с удалением от края, в бассейне рек Чадан, Аянгата и других, разрезы свиты стратиграфически наиболее полные и мощные.

Свита из юго-западных районов прослежена к северо-востоку, по данным Е. В. Владимирской, до бассейна р. Эйлиг-Хем, т. е. примерно до границы с Улугхемской (центральной) зоной прогиба.

В Улугхемской зоне ордовикские породы распространены в основном в Уюкской впадине, составляющей северную часть этой зоны,

¹ И. М. Варенцов, как и многие другие исследователи, принимал эти отложения в то время за начало силура (лландоверский ярус).



откуда они с перерывами прослеживаются к северо-востоку, в Бийхемскую зону, где описаны под названием систигхемской свиты. В Уюкской впадине к ордовику относится малиновская свита, сложенная преимущественно красноцветными породами. По нашим материалам и опубликованным данным других исследователей (Владимирская, 1960₂; Богомолов, 1960, и др.), она, так же как и описанная выше шемущатская свита, разделяется на три части.

Нижняя часть малиновской свиты — красноцветно-сероцветная, сложена красно-бурьми и серыми полимиктовыми песчаниками различной зернистости, алевролитами, горизонтами и пачками крупногалечных и валунных красноцветных конгломератов и гравелитов, мощностью до 50—70 м, и единичными прослоями песчаных известняков. Общая ее мощность 700—800 м.

Средняя часть свиты — сероцветная, состоит из чередующихся песчаников, тонкопараллельнослоистых и косослоистых, алевролитов, аргиллитов, прослоев и крупных линз известняков с фауной трилобитов, брахиопод, гастропод, мшанок, с члениками криноидей и наутилоидей. Мощность около 800 м.

Верхняя часть разреза свиты снова красноцветная и преимущественно песчаная, с преобладанием среди песчаников более грубых массивных разностей. Встречаются горизонты конгломератов с галькой кремнистых яшмовидных пород, эффузивов и известняков. Мощность 600—700 м. Следовательно, общая мощность малиновской свиты примерно 2100—2300 м, а местами, может быть, и несколько более.

Южнее остатки отложений малиновской свиты, по-видимому, имеются по правобережью р. Улуг-Хем, в районе уроч. Кызыл-Джара, где к этой свите могут быть отнесены красноцветные алевролиты, грубые гравийные зеленовато-серые песчаники с проблематическими отпечатками каких-то органических остатков и иероглифическими знаками на поверхностях наложения. Они резко несогласно ложатся на нижнекембрийскую толщу. Мощность их невелика.

Еще южнее, в центральной зоне прогиба, возрастные аналоги пород малиновской свиты отсутствуют и на нижнекембрийские отложения по юго-восточному борту непосредственно ложатся силурийские.

Близкое к описанному для центральной зоны прогиба строение ордовикские отложения имеют в северо-восточной (Бийхемской) зоне. Здесь,

Фиг. 2. Тектоническая карта Тувинского прогиба (составлена по существующим геологическим материалам).

Породы фундамента прогиба: 1 — позднекембрийские образования в ядрах антиклинорий и поднятиях; 2 — преимущественно нижнекембрийский эффузивно-осадочный комплекс с нижнепалеозойскими интрузиями таннуольского комплекса; 3 — преимущественно верхнекембрийский (?) терригенно-сланцевый комплекс; 4 — зоны повышенного метаморфизма преимущественно нижнепалеозойских пород. Породы, выполняющие прогиб: 5 — ордовикские и силурийские; 6 — эффузивно-терригенный красноцветный комплекс нижнего и частично среднего девона; 7 — средне- и верхнедевонские; 8 — карбоновые. Породы, выполняющие наложенные впадины: 9 — верхнесилурийские и девонские. Породы, выполняющие новообразованные структуры: 10 — среднеюрские; 11 — третичные и четвертичные. Интрузии: 12 — среднекембрийских гинербазитов; 13 — нижнепалеозойских гранитоидов; 14 — девонские различного состава; 15 — верхнепалеозойские щелочные и ультращелочные. Прочие обозначения: 16 — зоны глубинных разломов; 17 — прочие разломы; 18 — оси крупных антиклинорий; 19 — простираения; 20 — условные структурные линии. Примерное положение зон максимального прогибания: 21 — в ордовике и силуре; 22 — в девоне; 23 — в карбоне. Цифры на карте. Наложенные впадины: I — Тоджинская; II — Усинская; III — Бренская; IV — Балгазикская; V — Меджигейская; VI — Убсунур-Тесхемская. Новообразованные юрские впадины: VII — Кызыльская; VIII — Серлигхемская

по данным В. А. Благоднарова (1959), разновозрастная им систигхемская свита внизу состоит также из красноцветных и пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, мощностью до 600—800 м; в средней части к ним добавляются алевролиты и аргиллиты, чередующиеся с песчаниками, а цвет пород меняется на желтовато-розоватый и зеленовато-серый. В песчаниках встречается фауна. Мощность средней части свиты около 300 м.

В верхней части систигхемской свиты, мощностью до 600—800 м, снова преимущественно красно-пестроцветной, преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты с отдельными маломощными прослоями кислых эффузивов и туфов. Общая мощность свиты около 2 км.

Налегает систигхемская свита на нижний кембрий с большим угловым несогласием и трансгрессивно; с породами аласугской свиты (Ст₃ — О₁) контакт установлен только в одном месте — в устье р. Ончан, где между ними имеется небольшое угловое несогласие; в остальных местах соотношения с подстилающими комплексами пород тектонические, а с покрывающей таскыльской толщей верхов ордовика — низов силура систигхемская свита связана постепенными переходами.

Итак, в целом по всему Тувинскому унаследованному прогибу, как видно из приведенных данных, ордовик представлен довольно выдержанным и своеобразным комплексом пород в основном морских, среди которых, с одной стороны, выделяются серо-зеленые, преимущественно грауваккового состава песчаники, а с другой, — красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты. И те, и другие тесно связаны между собой и характеризуют единый очень крупный цикл осадконакопления. Состав пород, их текстурные признаки, взаимоотношение с породами основания — все это указывает, что они формировались в крупных, геосинклинального типа прогибах, в условиях сложно расчлененного рельефа складчатого ложа и обрамляющих поднятий. Естественно поэтому считать, что эти прогибы относятся уже к следующей, средней, стадии существования геосинклинали, когда начали разрушаться ранее сформированные структуры, служившие поставщиками обломочного материала.

Мощность пород ордовика в разных частях прогиба варьирует от 2,5 до 4,5 км на юго-западе, от 2,1 до 2,3—2,5 км (а по некоторым данным, и до 3 км) в центральной зоне и до 2 км в северо-восточной, т. е. постепенно уменьшается с юго-запада на северо-восток, в направлении слепого окончания прогиба. Распространены породы ордовика преимущественно в северо-западной половине прогиба, а к юго-восточной его окраине они выклиниваются. Метаморфизм пород слабый, складчатые структуры простые; в большинстве случаев это открытые брахискладки, вытянутые длинными осями в северо-восточном и близком к широтному направлению, согласно с общим простиранием пород обрамления и фундамента. Резкое усложнение их происходит, как обычно, в зонах смятия и глубинных разломов; кроме того, как правило, складки нарушены позднейшими разрывами, вследствие чего чаще удается наблюдать только их отдельные части. Ордовикские отложения в ряде мест прорваны интрузиями среднего и основного состава.

Отложения силура в Тувинском прогибе развиты более широко, чем ордовикские. С последними они повсеместно связаны постепенными переходами и имеют единый структурный план. Эта связь, как уже отмечалось, настолько тесная, что, по существу, до тематических работ Е. В. Владимирской весь ордовик описывался в составе силура, как его нижняя свита, поэтому мощность силура первоначально почти всюду очень сильно завышалась.

В настоящее время силур Тувы подразделяют обычно на две свиты, имеющие различные наименования в разных частях прогиба. На юго-за-

паде это чергакская серо-зеленоцветная свита внизу и хондергейская красноцветная сверху (Владимирская, 1960₁). В центральных районах свиты выделяются по литологическим признакам и не имеют скольконибудь твердо укоренившихся названий, а на северо-востоке силур описывается в литературе в составе таскыльской свиты, переходной от ордовика к силуру, и дерзигской толщи сложного строения (Агентов и др., 1959). Необходимо сразу же отметить, во-первых, что по ряду признаков и прежде всего по их литологическому составу выделяемые свиты могут быть подразделены на подсвиты, и, во-вторых, что в силуре северо-восточного конца прогиба резко возрастает роль красноцветных отложений.

На юго-западе прогиба чергакская свита состоит преимущественно из сланцево-известняково-алевролитовых и песчаниковых пород с присущими им чертами флишевого строения. Для свиты характерно частое, почти ритмичное переслаивание тонких прослоев известняков, песчаников и глинистых сланцев, нередко плейчато гофрированных; реже в ней обнаруживаются небольшие по мощности прослои конгломератов. Почти во всех разновидностях пород свиты, а особенно в известняках, в изобилии встречается разнообразная фауна, иногда имеющая эндемичный характер. Фауна позволяет определить возраст свиты от низов ландовери до нижней половины лудловского яруса включительно. Мощность свиты от нескольких сотен метров до 1,5—2 км, а местами и более.

Красноцветная (хондергейская) свита сложена в основном однообразными вишнево-красными известковистыми песчаниками, в меньшей степени — глинисто-слудистыми алевролитами, аргиллитами, прослоями мелкогалечных конгломератов и редкими прослоями зеленовато-серых и красноватых известняков и глинистых сланцев с обедненной (лингюлы, пелециподы, остракоды) фауной лудловского яруса, встречаемой преимущественно в нижней части. Мощность свиты изменяется от нескольких сотен метров вблизи юго-восточного борта прогиба (в Убсунурской части) до 1,5—2 км на северо-западе, в бассейне р. Хемчик.

В Улугхемской (центральной) зоне прогиба силур повсеместно начинается с базальных конгломератов и грубых желтовато-серых полимиктовых песчаников, общей мощностью 50—80 м по юго-восточному борту и 150—200 м по северо-западному. В хорошо окатанной гальке конгломератов, нередко достигающей размеров крупных валунов, встречаются все разновидности осадочных, метаморфических, излившихся и интрузивных пород, слагающих различные свиты основания. Выше расположены серо-зеленые полимиктовые песчаники и алевролиты, переходящие вверх в сложно построенную толщу, состоящую из известняков, мергелей, нередко из ракушечных известняков, песчаников, алевролитов, аргиллитов, известковисто-глинисто-песчанистых сланцев, часто сменяющих по вертикали друг друга. Во всех разновидностях перечисленных пород встречается разнообразная фауна, образующая в некоторых прослоях типичные банки. Поверхности наслоения прослоев пород покрыты знаками ряби, трещинками усыхания, следами ползания животных и рядом других признаков мелководья. Именно по отношению к этой части разреза силура исследователи Тувы применяли термин «эпиконтинентальные породы» (В. А. Кузнецов, 1946). Заканчивается разрез в центральной зоне, как правило, красноцветными песчаниками и алевролитами, развитыми не повсеместно.

Мощность как всех силурийских отложений, так и отдельных свит в пределах центральной зоны резко изменяется, но в этой изменчивости имеется некоторая закономерность — все мощности уменьшаются в направлении с севера на юг, из районов правобережья Улуг-Хема (Шагонарского, Кызыл-Джаринского), где они составляют 1500—1700 м,

к левобережью, к низовьям и среднему течению р. Элегест, где мощность всего силура не превышает 400—600 м, причем самых нижних стратиграфических горизонтов здесь, по-видимому, нет совсем. Это в первую очередь происходит вследствие резкого уменьшения мощности толщи песчаников, залегающих над конгломератами, а общее сокращение мощности наблюдается в наиболее приподнятой части прогиба, совпадающей с так называемой Центрально-Тувинской антиклиналью (Лебедева, 1938; Теодорович, 1949).

В Бийхемской (северо-восточной) зоне Тувинского прогиба преобладают красноцветные породы силура. Целиком к силуру здесь относится дерзигская свита, имеющая, по В. Б. Агентову, В. В. Агентовой и О. А. Семеновой (1959), трехчленное строение. Внизу выделяются базальные конгломераты мощностью до 170 м; выше залегают красноцветные среднезернистые песчаники и алевролиты мощностью до 600 м, и в самом верху — пестроцветные алевролиты, сменяющиеся кверху чередующимися серыми, буро- и вишнево-красными алевролитами и песчаниками с преобладающими известняками, содержащими фауну. Общая максимальная мощность пород, залегающих над конгломератами, около 2500 м, а всего силура (с верхами таскыльской свиты), следовательно, несколько больше. По возрасту, установленному на основании состава фауны, они отвечают, как полагает Е. В. Владимирская, самой верхней части ордовика и всем трем ярусам силура.

Рассмотрение строения пород силурийского возраста позволяет заключить, что в формационном отношении они близки к породам ордовика; распространены шире, чем последние (выполняют весь прогиб). Мощности пород силура изменяются по простиранию и вкрест простирания прогиба, причем в первом случае максимальные мощности наблюдаются в юго-западной, наиболее подвижной части. Вкрест простирания мощности убывают в направлении к юго-восточному борту, где величина их минимальная. Очень небольшие мощности наблюдаются также почти по всей центральной наиболее приподнятой зоне. Пространственное распределение пород силура и их мощностей показывает, что зона максимальных прогибаний и наиболее интенсивного осадконакопления в это время сместилась по сравнению с ордовикским периодом к юго-востоку.

Породы силура во всех трех зонах прорваны многочисленными дайками диабазов, включают силлы тех же пород, а также кварцевых диорит-порфириров, габбро-диабазов и других пород, особенно обильных в Хемчикско-Убсунурской зоне прогиба.

Еще более отчетливо расчленение прогиба по простиранию на отдельные зоны и перемещение зон интенсивного осадконакопления к юго-восточному борту устанавливается для девонского периода и для конца палеозоя.

Девонские отложения представлены в прогибе всеми тремя отделами; они залегают на отложениях силура местами согласно, местами с явно выраженным перерывом и трансгрессивным несогласием. Согласно залегание приурочено к наиболее прогнутым участкам прогиба, а перерыв и несогласие чаще совпадают с районами значительных поднятий и сводовых частей крупных антиклинальных структур. Особенно отчетливо перерыв и несогласие проявились в Улугхемской зоне прогиба — в районе Центрально-Тувинского поднятия.

В основании девона, изученного в Туве многими исследователями (Зайцев, 1955, 1957; Варенцов, 1955, 1959; Предтеченский, 1958; Клигин, 1960; Левенко, 1960; Я. С. Зубрилин, А. М. Данилевич, И. В. Кузнецов и др.), расположена широко распространенная так называемая эффузивно-терригенная красноцветная формация, выделяемая на других территориях под тем же наименованием или же как порфировая формация

(Салун, 1957). В Бийхемской и Центральной зонах прогиба ее разрез большей частью начинается непосредственно с эффузивов, а на юго-западе, в Убсунурской зоне, — с мощных красноцветных песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами переполненных остатками пресноводных (по заключению Д. В. Обручева) рыб семейств *Cephalaspidae* и *Tannuaspidae* (Левенко, 1960).

Эффузивно-терригенная красноцветная формация построена очень сложно; ее состав и мощности, как и следовало ожидать, пространственно и во времени сильно изменяются. В целом в прогибе она состоит из многократно переслаивающихся различных эффузивных и нормально-осадочных пород, в составе которых главенствующую роль играют основные и кислые эффузивы (причем первые, как правило, преобладают внизу, а вторые — вверху), представленные плагноклазовыми, диабазовыми, андезитовыми и миндалекаменными порфиритами, местами спилитизированными (Ротараш и Чумаков, 1955; Клитин, 1960), кварцевыми порфирами и кератофирами, альбитофирами и фельзит-порфирами, маломощными прослоями базальтов, туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Вулканогенные породы переслаиваются с нормально-осадочными, обычно красными и лиловыми, иногда зелеными и темными, представленными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и, реже, прослоями известняков, количество которых и мощности в различных районах резко изменчивы. Как отмечалось выше, особенно большой мощности осадочные породы достигают у юго-восточного борта Убсунурской зоны прогиба (более половины разреза). Мощность всей эффузивно-терригенной формации на юго-западе прогиба колеблется от 1 до 4 км, но в отдельных разрезах достигает 4—6 км (Левенко, 1960), а в центральной и северо-восточной частях — 3—4 км. По возрасту эффузивно-терригенная красноцветная формация в основном отвечает нижнему девону, но в юго-западной и центральной частях прогиба заходит в эйфельский ярус (Зайцев, 1955).

Лежащие выше породы девона в большинстве районов прогиба отделены от описанной формации эрозионным перерывом и угловым несогласием, особенно четко выраженными в районе Центрально-Тувинского антиклинального поднятия. Среди них выделяются отложения всех ярусов среднего и верхнего девона.

Отложения эйфельского яруса отличаются многообразием фаций. В Бийхемской зоне прогиба они представлены преимущественно песчаниковыми и конгломератовыми серо-красноцветными континентальными породами, в основном аллювиально-дельтового происхождения, с отдельными прослоями озерных известняков. В песчаниках и глинисто-песчаных прослоях встречаются отпечатки растений плохой сохранности, а в темных сланцеватых глинах — комплексы спор. Мощность эйфельских отложений здесь примерно 700—800 м (Зайцев, 1955; Варенцов, 1955, 1959).

В центральной части прогиба эйфельские отложения представлены главным образом красноцветными эффузивно-осадочными, частью засоленными, преимущественно песчаниково-алевролитовыми породами, с встречающимися среди аргиллитовых прослоев глинисто-песчаными и кальцитовыми псевдоморфозами по кубикам каменной соли, а среди песчаников и алевролитов — прослоями с тем или иным количеством туфового материала. В песчаниках и алевролитах имеются растительные остатки, а в аргиллитовых породах, залегающих среди эффузивов, найдены споры эйфельского возраста (Зайцев, 1955).

Мощность пород изменяется от 1,5 км на правом берегу Улуг-Хема, в уроч. Кызыл-Джара, до 4 км на левом берегу — в уроч. Бай-Булун (Варенцов, 1959; Клитин, 1960). В последнем районе к алевролитам и песчаникам прибавляются мергели и известняки.

В юго-западной части прогиба отложения этого возраста выражены нормально-морскими, лагунно-морскими, частью соленосными и континентальными фациями.

Вблизи юго-восточного борта прогиба, в районах, находящихся непосредственно к северу от Убсунурской котловины, эйфельские отложения представлены терригенно-соленосной свитой мощностью 800—900 м, внутри которой в разрезе горы Туз-Таг выделяется соленосная подсвита мощностью до 325 м. В составе солей здесь преобладают чистые или в той или иной степени загрязненные глинистыми примесями галиты с признаками калийных солей в отдельных прослоях. В подсоленосной, в основном грубопесчанниковой подсвите встречаются многочисленные отпечатки растений. Надсоленосная подсвита мощностью 250—300 м состоит главным образом из алевролитово-аргиллитовых пород пестрой окраски с подчиненными доломитами в основании, а несколько выше — с маломощными прослоями пепловых туфов и туффитовых песчаников.

К западу от горы Туз-Таг, в центральных и наиболее западных частях юго-западного участка прогиба, в бассейнах рек Хандагайты, Саглы, Каргы, Северный и Южный Торгалык, среди терригенных и эффузивных пород эйфельского яруса широко распространены мелководные известняки с нормально-морской фауной, представленной брахиоподами, кораллами и трилобитами (Матросов, 1954; Зайцев, 1955; Варенцов, 1959; Левенко, 1960). Описываемые здесь разрезы, как по составу пород, так и по мощностям имеют большое сходство с одновозрастными отложениями смежных районов Северо-Западной Монголии, исследованными еще И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой (1926_{1,2}), М. Ф. Нейбург (1929), а позднее Н. А. Мариновым (1957) и К. Л. Волочковичем (1961). При этом следует указать на значительное возрастание в этих районах мощностей пород не только эйфельского яруса, но и всего среднего девона.

Общая мощность пород эйфельского яруса в Хемчикско-Убсунурской зоне прогиба варьирует от 800—900 м на востоке до 1—1,5 км на юго-западе. Таким образом, если проследить изменение состава эйфельских пород вдоль прогиба с юго-запада на северо-восток, то отчетливо выделяется их постепенный переход от нормально-морских с эффузивами на юго-западе и лагунно-морских вблизи юго-восточного борта прогиба к лагунно-континентальным с эффузивами в центральной зоне и континентальным без эффузивов на северо-востоке (в Бийхемской зоне).

Живетский ярус почти на всей территории Тувинского прогиба представлен красноцветными морскими (с ненормальной соленостью) и континентальными породами, залегающими в Улугхемской зоне прогиба с угловым несогласием и размывом на подстилающих породах девона, а в других районах — в большинстве случаев без углового несогласия, но иногда с видимым перерывом (Бийхемская зона прогиба и крайний юго-запад). Для пород этого возраста, состоящих в основном из красно-пестроцветных алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников, отдельных пачек и прослоев известняков, мергелей, окремненных карбонатных пород, чрезвычайно характерно постоянное присутствие в нижних горизонтах фауны низших ракообразных — листоногих (Phyllopora), раковинчатых (Ostracoda) и усонюгих (Cirripedia), что указывает на отложение осадков в бассейнах с ненормальной соленостью.

На основании этой фауны И. М. Варенцов (1955, 1959) и Н. И. Новожилов (Новожилов и Варенцов, 1956) разделили живетский ярус на две зоны: нижнюю — улугкемиевую, и верхнюю — асмуссиевую (что приблизительно соответствует ниже- и верхнеживетскому подъярису), хорошо прослеживаемые по всему Тувинскому прогибу. Присутствие в составе

девонских отложений, и в частности в живетском ярусе, фауны двустворчатых ракообразных — листоногих, широко распространенных в бассейнах этого времени на северо-западе Европы, указывает на близость формационного состава пород (формация *old red sandstone*) и на сходство условий, в которых они образовались.

В составе отложений живетского яруса в различных частях прогиба обычно выделяется от трех до пяти толщ различной мощности (свитами их назвать нельзя, так как литологически они довольно пестры).

Так, в Бийхемской зоне прогиба разрез начинается с горизонта брекчиевых известняков непостоянной мощности (от 5 до 40 м); выше залегает сероцветная аргиллито-алевролито-мергельная толща с прослоями песчаников, с растительными остатками и фауной филлопод (в мергелях и аргиллитах). Ее мощность около 200 м. Заканчивается разрез песчаниково-алевролитовой красноцветной или вишнево-сероцветной толщей мощностью 160—250 м, относящейся к асмуссиевой зоне, с чрезвычайно характерной «серповидной» слоистостью в песчаниках. Общая мощность живетских пород 400—500 м.

Для Улугхемской зоны прогиба характерно более пестрое и более сложное строение пород живетского яруса. В ней они также могут быть расчленены на три-четыре толщи (Варенцов, 1959; Клитин, 1960) общей мощностью от 700—800 до 1100 м. В районах уроч. Кызыл-Джара и р. Барык в одних случаях (уроч. Тайлык) живетский ярус начинается мощными (до 300—350 м) глыбовыми конгломератами, в других — красными и лиловыми известковистыми полимиктовыми и гравелитовыми песчаниками мощностью от нескольких десятков метров до 200 м, с прослоями конгломератов из хорошо окатанной гальки. В обоих случаях породы живетского яруса залегают на подстилающих с угловым несогласием.

Выше выделяется сероцветная толща мощностью 300—400 м, состоящая в основном из среднезернистых полимиктовых песчаников, зеленоватых аргиллитов и алевролитов, отдельных горизонтов и пачек серых и черных известняков в верхней части. К известнякам и аргиллитам приурочены остатки кистеперых рыб семейства *Osteolepidae* и многочисленные листоногие — *Ulugkemia* в нижней части разреза и *Asmusiidae* в верхней.

Разрез живетского яруса заканчивается 200-метровой толщей лиловых и красных песчаников разной зернистости — от тонких до гравийных, с прослоями мелкогалечных конгломератов.

На юго-западе, в Хемчикско-Убсунурской зоне прогиба, в бассейнах рек Кадый, Южный Торгалык, Хамдыт, в большинстве случаев можно проследить все те же толщи, которые описаны выше. Однако здесь наряду с общим возрастанием мощности пород (от 800 до 1100 м) несколько изменяется состав сероцветной толщи (в сторону увеличения в ней карбонатных пород — известняков, мергелей и кремнисто-мергельных пород).

Западнее, в бассейне р. Саглы, мощность пород живетского яруса еще более увеличивается и, по данным И. М. Варенцова (1955, 1959), достигает 4 км, причем это возрастание обусловлено главным образом увеличением мощности нижней пестроцветной мергельно-алевролитовой толщи, содержащей покровы и пластовые интрузии диабазов и кварцевых порфиров.

На крайнем западе, в бассейне рек Каргы и Барлык, т. е. вблизи сочленения Тувинского прогиба с юго-восточной частью Ануйско-Чуйского прогиба, продолжающегося из Горного Алтая в Монголию, как указывает Г. И. Иванова, мощность живетских пород составляет 2—2,5 км, причем внизу среди них появляются фельзит-порфиры и фельзиты, а выше — серые, темно-серые и черные алевролиты и мелкозернистые

песчаники с большим количеством отпечатков флоры, выделяемые ею в черносланцевую толщу, столь характерную для юстыдской серии юго-восточного конца Ануийско-Чуйского прогиба.

Верхний девон. Верхнедевонские отложения в прогибе представлены главным образом красно- и пестроцветными, преимущественно терригенными породами — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами; в некоторых районах им подчинены прослой и пачки известняков. На подстилающих отложениях верхнедевонские осадки в большинстве районов прогиба залегают согласно, хотя местами (Бийхемская зона) слабо выражены стратиграфический перерыв и угловое несогласие (Улугхемская зона).

Наиболее четко в верхнем девоне выделяются породы франского яруса, богатые филлоподами, кое-где остракодами и усонигоми, остатками панцирных рыб, а местами и многочисленными отпечатками флоры; на р. Бий-Хем в них найдены споры папоротникообразных (Зайцев, 1955). Мощность пород франского яруса в Бийхемской и Улугхемской зонах колеблется в пределах 900—1200 м, в Убсунурской зоне и несколько западнее — 2—2,2 км.

Породы фаменского яруса палеонтологически не доказаны и поэтому выделяются условно. Они представлены в прогибе красноцветными, обычно разно- и грубозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами. В них, как правило, встречается только флора, и то далеко не во всех районах (Маслов, 1948).

Среди собранных нами остатков флоры из верхней части разреза горы Туз-Таг (на юго-западе прогиба) А. Р. Ананьев определил отпечатки продольно-морщинистой коры крупных стволов cf. *Pseudobornia ursina* Nathorst и обескоренной оси *Archaeopteris* sp. с характерной подкоревой скульптурой, указывающие на принадлежность самых верхних частей этого разреза к верхнему девону (Зайцев, 1955).

Мощность отложений фаменского яруса почти на всей площади прогиба примерно одинакова и равна 500—600 м, только на юго-западе, в районах рек Южный Торгалык и Хам-Дыт, она возрастает до 800—1000 м, что свидетельствует, по-видимому, о выравнивании рельефа почти на всей территории прогиба к концу девонского времени.

В целом на площади прогиба мощности пород девона очень сильно колеблются. Так, мощность пород эффузивно-терригенного красноцветного комплекса меняется от 1 до 4 км, а в отдельных местах даже до 5—5,5 км; мощность лежащих выше пород среднего и верхнего девона увеличивается с 2,5 км в Бийхемской зоне до 4—5 км в Улугхемской и до 4,5—5,5 км в Хемчикско-Убсунурской. Таким образом, общая мощность всего девона в некоторых местах прогиба составляет примерно 8—9 км, а амплитуда колебаний достигает 5 км; при этом зоны максимальных мощностей и, очевидно, наиболее устойчивого осадконакопления в девоне смещаются по сравнению с ордовиком и силуром еще более к юго-востоку.

Приведенное описание пород девона позволяет выделить среди них следующие две формации, широко распространенные как в унаследованных прогибах, так и в наложенных впадинах: красноцветную эффузивно-терригенную внизу и красноцветно-сероцветную, преимущественно лагунно-континентальную и только частично морскую — сверху. Первая формировалась главным образом в нижнем девоне и только частично в эйфеле, вторая же — в течение среднего и верхнего девона. По генезису последняя отвечает в основном красноцветным молассовым образованиям и вполне может быть сопоставлена с формацией old red sandstone западноевропейских каледонид. Как увидим ниже, эти формации страти-

графически расчленяются примерно так же, как в соседних наложенных минусинских и других впадинах.

Девонские отложения прорваны дайками основных пород (особенно многочисленными в центральных частях юго-западной зоны), строго ориентированными и совпадающими, очевидно, с главнейшими направлениями разломов, дайками гранофиоров и кварцевых порфиоров, а также лейкократовыми гранитами и граносиенитами сютхольского комплекса, диоритами и габбро-диоритовыми интрузивами торгалыского комплекса (Иванова, 1959).

Породы, относимые к карбону, в Тувинском прогибе развиты относительно нешироко, главным образом вблизи юго-восточной его окраины, где они выполняют ряд более или менее крупных мульд — Кызыльскую, Онкажинскую, Западно-Таннуольскую и др.

Литологически эти породы хорошо расчленяются на три свиты (снизу вверх): шивеликскую, звенящую и джарикскую, выделенные в Туве еще И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой (1922) в составе так называемого бийхемского комплекса, и, как позднее установлено (Нейбург, 1950), целиком относящиеся к карбону.

Каменноугольные породы в прогибе залегают на подстилающих различно: в мульдах они тесно связаны с верхними членами девона, на поднятиях ложатся на разновозрастные толщи часто с большим стратиграфическим перерывом и крупным угловым несогласием, причем в таких случаях нижняя свита карбона из разреза совсем выпадает. Так, на правом берегу р. Баян-Кол, в центральной части прогиба, звенящая свита непосредственно перекрывает нижнекембрийский комплекс. Такие соотношения были отмечены еще в 1938 г. З. А. Лебедевой, а позднее В. А. Кузнецовым (1946).

Шивеликская свита состоит в основном из желтовато-серых, частью из красноватых косонаслоенных песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с включением в верхней ее части пелитоморфных и оолитовых известняков зеленовато-серого цвета, с остатками нижнекарбонных рыб. Общая мощность свиты варьирует от 100 до 300—400 м.

Звенящая свита, отличающаяся весьма своеобразным и устойчивым набором пород, сложена слоистыми плитчатыми зеленовато-серыми и лиловыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и более светлыми фарфоровидными туфами, туффитами и туфокремнистыми породами, звенящими при ударе или скольжении обломков по крутым склонам осыпей. Для них характерно постоянное присутствие того или иного количества пеплового материала, который, как увидим ниже, почти всегда отмечается в низах разреза карбона в большинстве унаследованных и наложенных герцинских структур сибирских каледонид, а в цементе всегда имеются фосфаты. В звенящей свите встречаются остатки флоры, а также рыбы, принадлежащие, по заключению Д. В. Обручева, к типичным нижнекаменноугольным. Мощность свиты достигает 400—700 м.

Джарикская свита представлена в основном средне- и мелкозернистыми песчаниками, в меньшей степени — алевролитами и прослоями известняков. Породы имеют коричневатую и лиловато-бурый цвет. Среди слагающего их терригенного материала отмечены обломки вулканического стекла. Мощность свиты равна примерно 350—400 м. Возраст ее определяется по аналогии с породами верхней части разреза Онкажинской мульды, в которой выделена онкажинская (ангачинская) свита; последняя залегает выше пород звенящей свиты и сложена в основании конгломератами, а выше — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мощными пластами каменного угля. В ней среди терригенных и угленосных пород встречаются многочисленные отпечатки и остатки папорот-

ников, кордаитов и хвощевых, на основании которых М. Ф. Нейбург (1950) отнесла верхнюю часть разреза палеозоя «к самым верхам нижнего карбона — среднему и верхнему карбону». Таким образом, общая мощность каменноугольных отложений в Улугхемской зоне прогиба достигает 1,5 км. Примерно такова же мощность этих отложений и в остальных двух зонах.

В составе пород карбона можно выделить две формации: нижнюю, в основном терригенную, состоящую из песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, туфокремнистых и туффитовых «звеньящих» пород, нередко с фосфатовым цементом, с растительными отпечатками и остатками рыб, и верхнюю — терригенно-угленосную, с пластами углей большой мощности и с многочисленными остатками флоры. Нижняя формация отделена перерывом или перерывом и угловым несогласием от подстилающих формаций. Как правило, породы карбона дислоцированы сравнительно спокойно, с образованием пологих и широких складок, и только вблизи зон разломов они образуют крутые флексуры или бывают полностью поставлены «на голову» (уроч. Тойлык в районе Кызыл-Джара и на р. Бий-Хем). Интрузиями каменноугольные отложения Тувы не прорываются.

В Улугхемской зоне прогиба на породах карбона с большим стратиграфическим перерывом, подчеркиваемым почти повсеместно резким угловым несогласием, залегают среднеюрские угленосные толщи, мощность которых в Кызыльской мульде достигает 1,5 км (Тимофеев, 1954; Лосев, 1955). По характеру строения эта мульда является наложенной структурой.

Таким образом, при рассмотрении мощности пород, выполняющих прогиб в целом, и их распространения по площади выясняется следующее (табл. 1).

Таблица 1

Мощности отложений, выполняющих Тувинский прогиб (в м)

Возраст	Юго-западная зона	Центральная зона	Северо-восточная зона
Ордовик	2500—4500	2100—2700	2000
Силур	Нижняя свита 1500—2000 Верхняя свита 300—1500	400—1700	2500—2700
Девон	D ₁ 1000—4000	3000—4000	3000—4000
	D ₂ ¹ 800—1500	1500—4000 (?)	700—800
	D ₂ ² 1100—4000	800—1100	400—500
	D ₃ ¹ 2000—2200	900—1200	900—1200
	D ₃ ² 800—1000	500—600	500—600
	10 000—20 700	9200—14 900	10 000—11 800

На юго-западе суммарная мощность пород ордовика — девона изменяется от 10 до 21 км, в центральных районах соответственно от 9 до 12—14 км и, наконец, на северо-востоке она составляет 10—12 км. Привлекает внимание то обстоятельство, что минимальные суммарные мощности разреза во всех зонах прогиба очень близки, тогда как максималь-

ные увеличиваются на юго-западе почти в два раза, а в центральных районах — в полтора раза (против минимальных).

Следует однако подчеркнуть, что это только суммарные мощности, сведенные по каждой зоне прогиба для всей площади. Ни в одном разрезе таких больших мощностей нет, и можно совершенно определенно сказать, что ни в одной точке прогиба породы его складчатого основания не залегают так далеко от поверхности, как может показаться из приведенных суммированных мощностей. Наоборот, во внутренних поднятиях прогиба, например в Центрально-Тувинском, породы фундамента на значительной площади выведены на поверхность и только с удалением от последнего неравномерно погружаются на различную глубину.

Вполне вероятно, что даже в наиболее погруженных частях прогиба этот фундамент находится на глубине не более 8—10 км от поверхности, так как с течением времени зоны областей осадконакопления пространственно все время смещались с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 1). Они не накладываются одна на другую целиком, а только частично, как бы черепитчато перекрывают друг друга. В этом закономерном перемещении зон седиментации, направленном от областей более поздней консолидации к областям более ранней, проявляется еще одна особенность строения унаследованных прогибов.

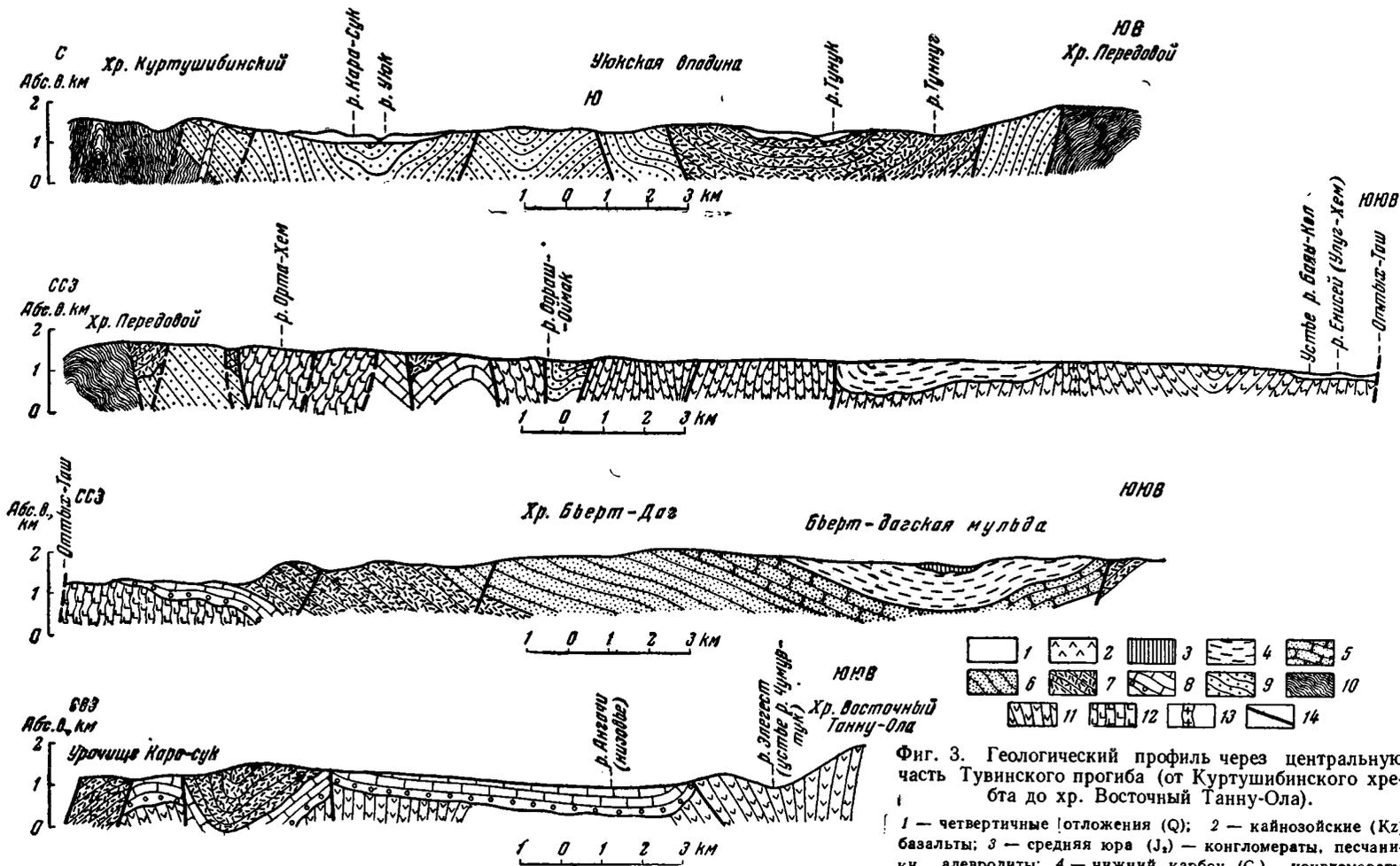
В то же время резкие колебания мощностей на небольших расстояниях в различных зонах прогиба свидетельствуют об его геосинклинальном развитии в среднем и верхнем палеозое. Это, как подчеркивается в работе Р. Г. Гарецкого и А. Л. Яншина (1960), является общим признаком для геосинклинальных областей. Из приведенного описания также достаточно отчетливо выясняются и другие особенности их строения, общие для всех унаследованных герцинских структур в каледонидах юго-запада Сибири.

Эти особенности могут быть прослежены также во многих районах других каледонских складчатых областей.

Собственно Тувинский прогиб на протяжении верхов нижнего, среднего и верхнего палеозоя представлял собой достаточно мобильную обширную зону, неравномерно прогибавшуюся в различные отрезки времени. Наиболее интенсивно прогибалась и, очевидно, отличалась повышенной скоростью осадконакопления в течение ордовика — силура — девона юго-западная часть прогиба, где за это время в общей сложности накопилось от 10 до 20 км осадков (Зайцев, 1957). За то же время в центральной, наиболее приподнятой зоне, выделяемой нами как область относительного поднятия, отложилась 7—12-километровая толща пород, а местами значительно меньше. На северо-востоке суммарные мощности для тех же отложений составляют 10—11,5 км.

В смежных с прогибом наложенных впадинах, таких, как Тоджинская, Меджигейская, Бренская и другие, расположенных в пределах юго-восточного борта, осадконакопление, начавшееся только в девоне, было очень кратковременным и не привело к образованию мощных толщ.

Характерно, что с течением геологического времени зоны максимальных прогибаний и границы областей седиментации в прогибе смещались в направлении с северо-запада на юго-восток. Так, в ордовике и силуре зона максимального прогибания и наибольших мощностей была приближена к северо-западному борту и совпала в это время примерно с низовьями правобережных притоков р. Хемчик в западной половине прогиба и с низовьями правобережных притоков р. Бий-Хем — в восточной. Однако уже в девоне произошло перемещение данной зоны к юго-востоку и «ось» прогиба в это время проходила примерно по водораздельной части хр. Западный Танну-Ола на юго-западе и по низовьям



Фиг. 3. Геологический профиль через центральную часть Тувинского прогиба (от Куртушибинского хребта до хр. Восточный Танну-Ола).

песчаники, алевролиты, туффиты; 5 — верхний девон (D_3) — конгломераты, красноцветные и сероцветные песчаники, алевролиты, прослои известняков; 6 — средний девон (D_2) — внизу порфиры, порфиры, туфы, туфобрекчии, песчаники, конгломераты; вверху конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, мергели; 7 — нижний девон (D_1) — красноцветная эффузивно-осадочная серия; 8 — силур (S) — конгломераты, песчаники, известняки, мергели; 9 — малиновская свита (O) — конгломераты, красно- и сероцветные песчаники, алевролиты, линзы известняков; 10 — аласугская свита ($Ст_2 - O_1$) — метаморфизованные песчаники, сланцы, туфы, конгломераты; 11 — узунсаирская и баянкольская свиты ($Ст^2$) — порфиры, кератофиры, лавы, основные и кислые эффузивы, лаваконгломераты, туфы, граувакковые песчаники, алевролиты и др.; 12 — эжимская свита ($Ст_1^1$) — глинистые, кремнистые, хлорит-серцитовые и другие сланцы, микрокварциты, основные и средние эффузивы, туфы, известняки; 13 — досилурийские габбро-диориты (VPZ); 14 — разрывы

Бий-Хема на северо-востоке. Еще больше отклонилась к юго-востоку область седиментации в карбоне (Зайцев, 1957).

Таким образом, в целом «ось» Тувинского прогиба в течение среднего и верхнего палеозоя перемещалась от более подвижных и длительнее развивавшихся позднекаледонских структур Западного Саяна, образующих прогиб на северо-западе, к ранее консолидировавшейся зоне восточнотувинских салаирид, примыкающих к прогибу с юго-востока. К мезозою, как видно, прогиб распался на отдельные самостоятельные более мелкие структуры.

В современном срезе тектоническая структура Тувинского прогиба представляется в виде крупного, резко асимметричного синклинория, разделенного на неравные части почти широтно вытянутым (диагональным по отношению к оси прогиба) Центральнo-Тувинским поднятием. Это поднятие, сложенное в ядре породами нижнего кембрия, разбито на систему отдельных блоков, протягивающихся в общей сложности почти на 250 км: от гор Ак-Товрак на западе до уроч. Кызыл-Джара (в Центральной зоне прогиба) на востоке. Кроме того, на юго-западе прогиба выделяется еще одно поднятие, названное А. Л. Додиным Чингекатским. Это поднятие в ядре сложено крупным массивом гранитоидов, а по периферии — метаморфическими сланцами верхнего (?) кембрия. Другое антиклинальное поднятие такого же типа четко выделяется на северо-востоке — в бассейне Бий-Хема; в литературе оно известно под названием Оджинского.

Все дислокации пород, выполняющих прогиб, имеют складчато-глыбовое происхождение, что достаточно точно устанавливается из анализа морфологии самих структур, их общего плана, их взаимоотношений друг с другом и с породами фундамента. Однако в выделенных выше трех зонах они соответственно несколько различны.

В Хемчикско-Убусунурской зоне, юго-восточное крыло которой более крутое, чем северо-западное, в складках отложений ордовика и силура более четко выражена линейная вытянутость в северо-восточном направлении; в лежащих выше породах девона и карбона резче проявлена брахискладчатая и флексурная форма структур.

В центральной зоне прогиба на широких площадях фундамент выведен на поверхность или погружен на незначительную глубину. Соответственно в покрывающем его средне- и верхнепалеозойском чехле структуры имеют угловатую коробчатую и флексурообразную форму (см. фиг. 2 и 3); направления простирааний структур резко изменяются, часто они смыкаются под прямыми углами. Поражает обилие в этой зоне угловых несогласий, разрывов и частое выпадение из разреза тех или иных стратиграфических горизонтов. Углы падения отдельных свит на коротких расстояниях изменяются от вертикальных до очень пологих.

Наиболее сложные тектонические взаимоотношения, как правило, наблюдаются вблизи выступов фундамента, особенно в районах смены простираания его структур, что убедительно показано в работе К. А. Клитина (1960).

В Бийхемской зоне прогиба характер дислокаций в общем близок к описанному для юго-западной зоны.

Следует подчеркнуть, что глыбовыми движениями обусловлена не только морфология структур чехла Тувинского прогиба, но, по-видимому, и дислокация пород его фундамента. Из анализа строения кембрийских и более поздних отложений в различных районах Тувы и в смежных областях видно, что уже тогда эта территория была расчленена на крупные блоки, или глыбы, испытывавшие дифференцированные движения, в результате которых возникли структуры различной формы. Глыбовость строения этой территории подчеркивается и многочисленными разрывными дислокациями; многие из них развивались в течение длительного

времени и имеют все признаки типичных глубинных разломов, с той же характеристикой, какую дал этой категории структур А. В. Пейве (1945).

Мы полагаем (и это подтверждают результаты изучения геологических разрезов в районах с большими амплитудами рельефа, а также данные сейсмических наблюдений), что плоскости, или зоны, разграничивающие крупные блоки земной коры, чаще всего имеют наклонное положение.

Таким образом, сами блоки на глубине, по-видимому, принимают трапецеоидальную форму. При вертикальных перемещениях таких клиновидных блоков относительно друг друга в разграничивающих их смежных зонах, несомненно, возникали тангенциальные усилия, которые и привели к формированию различных глыбово-складчатых структур, более сложных и напряженных вблизи краев и более простых вдали от зон разломов. В целом же их строение отвечает понятию германотипной тектоники.

Итак, Тувинский унаследованный прогиб — это длительно развивавшаяся крупная синклиналичная структура, возникшая еще в ордовике и существовавшая до конца палеозоя. На начальных этапах развития он имел все признаки геосинклиналичной структуры, которые постепенно отмирали к концу палеозоя, т. е. ко времени полного замыкания прогиба.

В своей геологической истории прогиб был тесно связан с каледонидами Западного Саяна и Горного Алтая, структурному плану которых он и подчинен; своим юго-восточным краем прогиб наложился на область более ранней консолидации на юго-востоке Тувы. Такое положение уже с самого начала обусловило асимметричность его развития, которая сказывалась затем на протяжении всей геологической истории данной структуры. Асимметричность, как было показано, проявляется, во-первых, в разном возрасте пород фундамента по обоим бортам прогиба, во-вторых, в характере размещения формаций, с течением времени сменяющихся в юго-востоке, в-третьих, в распределении мощностей, как правило, для отдельных формаций резко уменьшающихся к юго-восточному борту, и, в-четвертых, в ослаблении дислокаций и упрощении тектонических форм в том же направлении. Необходимо, однако, оговориться, что вблизи бортов прогиба, совпадающих с зонами крупных глубинных разломов или с зонами тектонических швов, интенсивность дислокаций всех пород, участвующих в строении прогиба, всегда резко возрастает.

По такому же или близкому пути шло развитие других унаследованных структур Саяно-Алтайской складчатой области.

Уйменско-Лебедской прогиб

Юго-западное окончание Тувинского прогиба с резким изменением простирания уходит в пределы Монголии, где соединяется с юго-восточным продолжением Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая. От Ануйско-Чуйского прогиба в районе западной окраины Кош-Агачской новообразованной впадины почти прямо на север отходит Уйменско-Лебедской прогиб. Этот прогиб был изучен главным образом благодаря работам В. П. Нехорошева (1954, 1958), В. А. Кузнецова (1954), Р. Т. Грациановой (1950, 1953, 1956), В. М. Сенникова (1958, 1960), И. И. Бело-стоцкого (1955, 1956, 1960, 1961_{1, 2}) и других исследователей; по всем данным, он также является структурой унаследованной, с резко асимметричным внутренним строением. Структурное положение его близко к тому, какое было описано выше для Тувинского прогиба.

На севере и западе Уйменско-Лебедской прогиб ограничен крупными геосинклиналичными поднятиями реннекаледонской стадии консолида-

ции — Катунским и Бийским, на востоке — нормальными сибирскими каледонидами района Телецкого озера. В соответствии с возрастом зон обрамления на севере и западе прогиба, в его фундаменте на значительном протяжении выходят преимущественно ниже- и среднекембрийские породы, на востоке — метаморфические толщи, по-видимому, более высоких горизонтов нижнего палеозоя.

Западная и восточная границы прогиба совпадают с крупными разломами, являющимися, вероятно, тектоническими швами глубинного происхождения (В. А. Кузнецов, 1954). На юге эти разломы сближаются и продолжают далее к юго-востоку, за пределы Советского Союза, в виде одной сложно построенной тектонической зоны.

По имеющимся данным, Уйменско-Лебедской прогиб заложился в ордовике. В течение этого времени в нем накопилась мощная толща песчано-глинисто-сланцевых и мергелисто-известняковых флишонидных пород, преимущественно серо-зеленоцветных и только частично красноцветных, общей мощностью до 4,5 км (Сенников, 1958). По возрасту толща отвечает почти всему ордовику (по-видимому, без тремадока) и, возможно, захватывает низы силура, т. е. составляет большую часть ануйско-чуйской формации более западных районов Горного Алтая.

На породах ордовика с перерывом, захватывающим, очевидно, часть силурийской системы, и с угловым несогласием залегают отложения, как теперь установлено (Маймин, 1958, 1959) всех трех отделов девона.

Девонские отложения Уйменско-Лебедского прогиба подробно описаны И. И. Белостоцким (1955, 1956, 1960 и др.). Их строение и полнота разреза в различных фациальных зонах, вытянутых вдоль прогиба, изменяются.

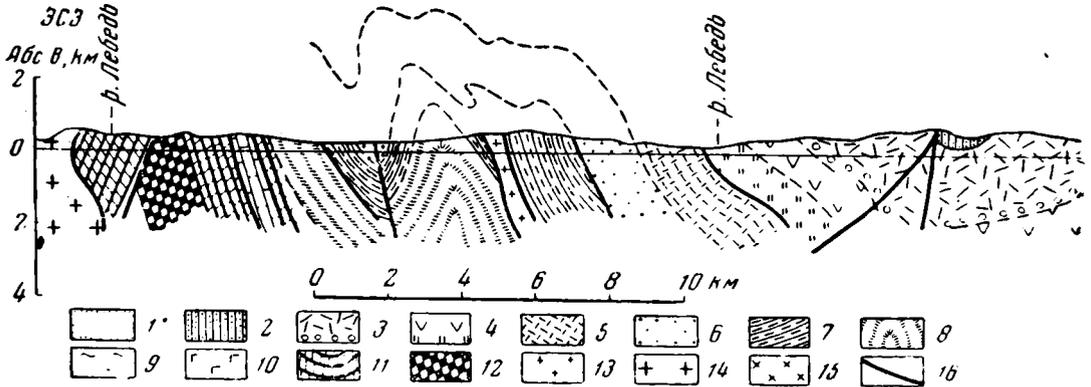
Низы разреза, относимые к верхнему ярусу нижнего девона, сложены исключительно осадочными, в значительной мере красноцветными породами, среди которых присутствуют конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, мергели и известково-глинистые сланцы, а также прослой известняков с фауной кобленцкого яруса (фиг. 4). Максимальная мощность пород — до 3 км, причем она увеличивается с запада на восток. К этой части разреза относится нижняя половина сумурлинской свиты, ранее считавшейся среднедевонской. Ее верхнюю часть исследователи относят уже к эйфельскому ярусу.

В лежащей выше серии пород девона, охватывающей промежуток времени с эйфеля до франского яруса включительно, поражает обилие вулканогенных пород. Они представлены основными и средними порфиритами и их туфами, туфоконгломератами, а в верхних горизонтах (низы франского яруса) — преимущественно кислыми эффузивами: фельзитами, фельзит-порфиритами, альбитофирами и их туфами. Осадочные породы состоят из пестроцветных песчаников и алевролитов с туфогенным материалом, из глинисто-карбонатных пород, прослоев и пачек известняков с морской фауной. Последние особенно обильны в живетском ярусе и в верхах эйфельского, что соответствует общему расширению трансгрессии в это время, сказывающемуся и в других районах Горного Алтая и смежных территорий (в Туве и минусинских впадинах). Общая мощность всей серии среднего и верхнего девона достигает 8,5—9 км. В ней перерывы четко выражены в подошве сумурлинской свиты и в основании пород живетского яруса, а также в основании кислых вулканогенных толщ франского яруса. Отмеченные перерывы прослеживаются не повсеместно.

Не приводя более подробного описания разреза девона Уйменско-Лебедского прогиба, укажем лишь наиболее характерные его особенности. К их числу, во-первых, относится более позднее по сравнению с

Тувинским прогибом и минусинскими впадинами начало излияния вулканогенных толщ, занявшее, однако, больший промежуток времени, чем в Туве.

В Уйменско-Лебедском прогибе накопление вулканогенных толщ происходило со второй половины среднего девона и до конца первой половины верхнего. Следует указать, что признаки «омоложения» вулканогенной деятельности в девоне наметились уже и в юго-западной части



Фиг. 4. Геологический профиль через северную часть Уйменско-Лебедского прогиба (от и А. И. Смир

1 — фаменский ярус (D_3^2) — пестроцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и песчани сланцы, известняки; 2 — угульская свита (D_{4ug}) — кварцево-полевошпатовые порфиры, фельзит красноцветные конгломераты, полимиктовые и аркозовые песчаники и алевролиты, сверху пестро и средний девон ($D_1^2 - D_2$) — красноцветные существенно кварцевые песчаники, конгломераты, сланцы, конгломераты; 7 — средний и верхний ордовик (O_{2+3}) — серые, зеленоватые пестроцвет ордовик (O_{1+2}) — зелено-серые и пестроцветные полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые няки, пестроцветные алевролиты, песчаники, глинистые сланцы; 10 — каимская свита (St_{1+2}^{km}) — сланцы и др; 11 — каянчинская свита ($St_{1,kl}$) — серые мраморизованные известняки, серо-зеленые свита ($St_{1,ml}$) — зеленокаменные диабазовые порфиры, туфы, вулканические брекчии, кремни 14 — граниты, порфировидные граниты (γ_2D); 15 — плагиограниты

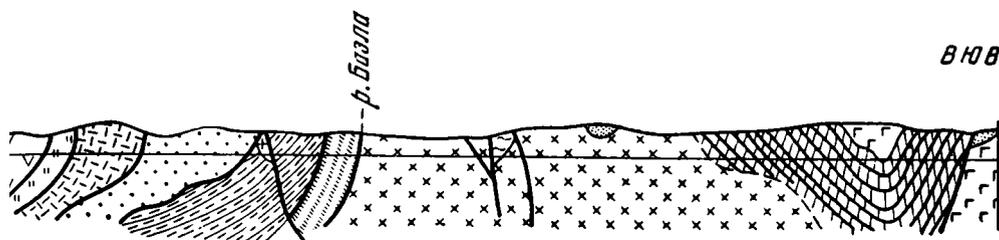
Тувинского прогиба, в которой, как описано выше, вулканогенных пород много в эйфельском ярусе. Далее к западу от Уйменско-Лебедского прогиба, при приближении к Рудному Алтаю, начало излияния эффузивов смещается во времени еще более вверх. Наконец, в самом Рудном Алтае вулканогенными породами сложен и карбон.

Во-вторых, в Уйменско-Лебедском прогибе в толщах девона пород, образовавшихся в нормально-морских условиях, пожалуй, больше, чем в Тувинском прогибе. Особенно большую роль они играют в эйфеле и живете.

В-третьих, как отмечает И. И. Белостоцкий (1961₂), отложения живетского и франского ярусов „непосредственно прислонены к западному борту прогиба, тогда как породы нижнего девона и эйфельского яруса распространены в восточной части прогиба“, что, по-видимому, указывает на смещение с течением времени оси прогиба в западном направлении. Правда, угленосные отложения карбона, известные только в Пыжинском грабене (Сенников, 1958), приближены к восточному краю прогиба.

Внутренняя структура прогиба, как это следует из геологических материалов и работ И. И. Белостоцкого (1955, 1956, 1960), В. М. Сенникова (1958, 1960) и В. А. Кузнецова (1952, 1954), довольно сложная (фиг. 4 и 5) вследствие большого количества разломов и интрузий.

В целом это крупный асимметричный синклиорий, наиболее расширенный (до 100 км) в северной части и резко суживающийся к югу, при подходе к Баратальско-Кадринскому горсту, у южного окончания которого он соединяется с Ануйско-Чуйским прогибом. Длина прогиба около 260—270 км. По простиранию прогиб, так же как Тувинский, делится на три части: южную — Уйменскую, центральную, наиболее приподнятую, — Бийско-Телецкую, и северную — Лебедскую, строение которых для девонского времени несколько различно.



устья р. Лебедь до р. Базага). По геологической карте, составленной В. С. Студеникиным новой.

1 — известняки; 2 — франский ярус (D_3^1) — красноцветные песчаники, алевролиты, глинистые порфиры и другие породы, внизу конгломераты и песчаники; 4 — тарболинская свита (D_3^{tr}) — внизу цветные андезитовые и диабазовые порфиры, туфы, вулканические брекчии; 5 — верхи нижнего алевролиты, глинистые сланцы; 6 — верхний ордовик (O_3) — пестроцветные алевролиты, глинистые известковистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки; 8 — нижний и средний сланцы, конгломераты; 9 — кульбичская свита (St_2kl) — известняки, доломитизированные известково-зеленокаменные пироксеновые, пироксен-плагноклазовые порфиры, туфы, кремнисто-глинистые песчаники, кремнисто-глинистые и другие сланцы, местами конгломераты; 12 — манжерокская сто-глинистые сланцы, песчаники, известняки; 13 — гранит-порфиры, микрограниты и др. ($паD_3$); Гранодиориты, диориты, кварцевые диориты (γSt_2); 16 — разрывы

Породы ордовика и силура (?) дислоцированы интенсивнее, чем породы девона; в последних отчетливо выражены брахискладчатые формы структур, тогда как в первых они более вытянуты и даже линейны во многих зонах сложных разрывных нарушений.

Сложность дислокаций, наличие относительно крупных гранитоидных интрузий (Турочакский, Сарыкокшанский и другие массивы), прорывающих породы девона, присутствие в основании выполняющих прогиб отложений серо-зеленоцветной мощной флишоидной формации, асимметричность строения прогиба, длительность его развития, разнообразие и продолжительность формирования излившихся толщ и некоторые другие признаки показывают, что Уйменско-Лебедской прогиб еще в большей мере, чем Тувинский, развивался как структура геосинклинального типа до конца девонского времени. Не случайно поэтому, как нам кажется, И. И. Белостоцкий в ряде своих работ (1961₁ и 2) указывал „на повышенную мобильность“ прогибов такого рода и даже называл их (для девона) «континентальными геосинклиналями» (1961₁, стр. 64).

Ануйско-Чуйский прогиб как единая структурная зона впервые выделен и описан В. А. Кузнецовым (1952, 1954). Это наиболее крупный унаследованный геосинклиальный прогиб в пределах Горного Алтая. Геосинклиальное развитие этой структуры до конца девона, а может быть, и в начале карбона признают почти все исследователи. Ее строение освещено в упомянутых трудах В. А. Кузнецова и других авторов (Тихонов, 1956; Белостоцкий, 1956, 1960, 1961₁ и ₂; Белостоцкий и др., 1959; Волочкович, 1959, 1961; Гинцингер, 1958, 1959; Мелешенко, Янов, Казаков, 1960; Пожарисский, 1960, и др.). Поэтому в настоящей работе Ануйско-Чуйский прогиб рассматривается лишь в самых общих чертах.

Этот прогиб является типично выраженной унаследованной структурой, заложившейся в ордовике на разновозрастном складчатом основании. Вдоль восточной окраины прогиба, совпадающей с южной ветвью Алтае-Кузнецкого глубинного разлома (В. А. Кузнецов, 1954), почти на всем протяжении в основании лежат ниже- и среднекембрийские, а также верхнекембрийские (баратальская серия) породы. На западе вдоль Чарышко-Теректинской зоны разломов, на большей ее части выходят верхнекембрийские породы и только частично — неясного возраста метаморфические толщи Теректинского хребта (см. фиг. 1).

Выполняющие прогиб отложения подразделяются на ряд формаций, нижней из которых является так называемая ануйско-чуйская серо-зеленоцветная формация флишевого и флишоидного характера, сложенная в основном терригенно-карбонатно-глинистыми образованиями большой мощности. Стратиграфия ее в северо-западной (причарышской) и центральной частях прогиба (в бассейне р. Катунь и низовьях р. Чуи) в последнее время хорошо изучена В. И. Тихоновым (1956 г. и позднее), который указал, что она соответствует ордовику (начиная с аренига) и силуру. В целом формация представлена ритмично наслоенной серией морских пород, с преобладанием терригенных внизу и карбонатных вверху, общей мощностью 3,5—4,5 км. По данным В. И. Тихонова, это единый в литологическом и тектоническом отношении и по степени метаморфизма комплекс пород, отделенный от выше и ниже лежащих отделений регионально выдержанным перерывом и несогласием. Породы ануйско-чуйской формации, как правило, образуют крутые, линейно вытянутые складки, сильно нарушенные более поздними разломами.

Залегающие выше породы девона образуют следующий структурный комплекс. В прогибе они представлены отложениями всех трех отделов (Халфин, 1948; Ю. А. Кузнецов, 1939, 1950; В. А. Кузнецов, 1952, 1954; Грацианова, 1953, 1956; Белостоцкий, 1956, 1960, 1961₂; Гинцингер, 1958, 1959; Нехорошев, 1958, и др.), фациально и по мощности весьма резко изменяющимися в различных зонах прогиба.

Низы разреза, относящиеся к кобленцкому и к части эйфельского ярусов, сложены исключительно осадочными образованиями, в северных и центральных районах прогиба — морскими серыми, черными и зеленоцветными (карагашская свита на севере и каракудюрская — в центре), мощностью до 1,5 км, а в юго-восточной (чуйской) части прогиба — красноцветными континентальными (уландрькская свита) той же мощности. Повсеместно от ниже- и вышележащих отложений они отделены перерывами, причем внизу перерыв резко выражен и сопровождается угловым несогласием. Во второй половине эйфельского времени всюду формировались сложившиеся построенные вулканогенные толщи (кислые, средние и основные эффузивы, туфы), перемежающиеся с нормально-осадочными породами; в центре и на юго-востоке Ануйско-Чуйского прогиба вулканогенные толщи заходят и в живетский ярус. Однако в самых северных частях прогиба эйфель представлен нормально-мор-

скими, преимущественно известняковыми породами, мощностью до 600 м, с богатой фауной.

Вулканогенные породы в эйфеле и низах живета начинают преобладать с центральных районов прогиба, и далее к югу их роль все время возрастает. В центральных районах (Онгудай, Шебалино) среди них развиты преимущественно андезитовые, пироксеновые и диабазовые порфириты, их туфы и лавобрекчии с тем или иным количеством перемежающихся с ними терригенных пород (куратинская и онгудайская свиты). Окраска пород серо-зеленая, красная, реже фиолетовая. Мощность резко изменяется и местами достигает 1,5—3,5 км.

Юго-восточнее, в бассейне среднего и нижнего течения р. Чуи, к эйфельскому ярусу и низам живетского отнесены главным образом серо-зеленоцветные кислые (фельзиты, плагиопорфириты, кварцевые плагиопорфириты и др.) и средние, в основном красноцветные эффузивы (порфириты) и их туфы, с подчиненными осадочными породами, содержащими примесь пирокластического материала (ярбалыкская и айгулакская свиты), общей мощностью от 2 до 3 км. На крайнем юго-востоке — в Чуйской части прогиба — мощность эйфельских отложений (аксайская свита) достигает 2,3—2,8 км, причем большую часть их составляют кислые красно-фиолетовые лавы кварцевых альбитофиритов, кварцевых порфиритов, фельзитов и их туфов.

Живетские отложения на Алтае, по В. П. Нехорошеву, представлены «морскими, лагунными и континентальными толщами и содержат большой процент вулканогенного материала кислого, среднего и основного состава» (1958, стр. 71). В большинстве районов эйфельский ярус довольно четко отделяется от низов живетского. Как правило, на верхи эйфеля — низы живета приходится перерыв, более или менее длительный.

На северо-западе Ануйско-Чуйского прогиба к нижеживетским отложениям отнесены верхи куротинской вулканогенной свиты, мощностью до 800 м, в основном порфиритового состава, с туфобрекчиями и подчиненными прослоями терригенных пород. На нижеживетские отложения с размывом ложатся верхние, морские, с характерной фауной *Spirifer ex gr. cheehiel* К о п. Мощность их около 400 м. Предверхнеживетский перерыв прослеживается и во всех остальных районах Горного Алтая. В центральной зоне Ануйско-Чуйского прогиба живетские отложения тесно связаны с эйфельскими, причем среди тех и других имеются осадочные и вулканогенные породы. Мощность пород живетского яруса более 600 м.

В бассейне среднего и нижнего течения р. Чуи к живетским отложениям относится верхняя часть айгулакской свиты эффузивов среднего и основного состава и бельгебашская свита мощностью 1—1,5 км, охватывающая верхи живетского яруса и, может быть, частично франский ярус. Эта свита сложена внизу туфогенными песчаниками и сланцами, а выше — преимущественно карбонатными породами: черными и серыми известняками с богатой брахиоподово-коралловой фауной верхнего живета и черными, серыми и зелеными алевролитами.

Еще далее к юго-востоку, уже в бассейне верхнего течения р. Чуи и в собственно Чуйском прогибе, живетские отложения имеют пестрый состав: в нижней части они пестроцветно-терригенно-вулканогенные, с флорой (сопоставляются с верхами уйкараташской свиты Уйменско-Лебедского прогиба), а выше к ним отнесена ташанатинская свита верхнеживетского возраста, мощностью около 2150—2500 м, по строению разделяющаяся на три части: внизу — известковистые полимиктовые песчаники и алевролиты, преимущественно зеленоцветные (700—1000 м), в средней части — алевролиты и песчаники, но уже черные и темно-серые, с очень редкими прослоями известняков с богатой и разнообразной

фауной, мощностью 750—800 м. Именно эту часть разреза алтайские геологи (Е. В. Девяткин, Б. А. Яковлев, И. И. Белостоцкий и др.) именуют черно-сланцевой свитой. Она, как было показано выше, в таком же составе развита среди разновозрастных отложений юго-западной части Тувинского прогиба. Наконец, верхняя подсвита — известковистые алевролиты серой окраски с прослоями «чиелиевых» известняков, мощность около 700 м.

Для свиты в целом характерны тонкая слоистость, тонкий (алевролитовый) состав обломков пород, которые в верхних двух подсвитах окрашены в темно-серый и серый цвет. По всем этим признакам она и получила наименование черно-сланцевой, хотя в действительности является песчаниково-алевролитовой. И. И. Белостоцкий (1960, 1961₂) относит эти породы, вместе с лежащими выше верхнедевонскими, к породам «флишевого характера», а сам Чуйский, или юго-восточный, прогиб — к «флишевым геосинклиналям» девонского возраста.

По нашим данным, породы черно-сланцевой серии имеют только внешнее сходство с настоящими флишевыми образованиями, генетически же они, по-видимому, различны.

Верхнедевонские отложения распространены в прогибе сравнительно нешироко. В чуйской части Ануйско-Чуйского прогиба они связаны с верхнеживетскими слоями постепенными переходами и входят здесь в состав так называемой юстыдской серии. К ним отнесена барбургазинская свита франского яруса, сложенная внизу пестроцветными алевролитами и песчаниками, мощностью от 50 до 800 м, с остатками рыб, с филлоподами и флорой, и выше — темноокрашенными алевролитами с прослоями брахиоподовых известняков, мощностью 300—1500 м.

Лежащая выше богутинская свита с псилофитами и папортниками сложена сероцветными алевролитами и песчаниками; мощность ее до 2 км. Она относится главным образом к фаменскому ярусу.

На северо-западе прогиба отложения франского яруса состоят из известковистых глинистых сланцев и прослоев известняков с фауной брахиопод; мощность около 300 м (Нехорошев, 1958).

Фаменские породы, известные на севере прогиба, представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с брахиоподами и, в основании, — конгломератами; общая мощность до 300 м.

Из приведенного краткого описания девонских отложений Ануйско-Чуйского прогиба вырисовывается следующая картина. Прежде всего, как это подчеркивалось и ранее многими исследователями, в различных частях прогиба они разнофациальны, что уже само по себе свидетельствует о неоднородности строения прогиба; на это же указывают и сильно колеблющиеся мощности как отдельных частей разреза, так и всего девона. Особенно резко (до 8,5—11 км) его мощности увеличиваются на юго-востоке прогиба — в чуйской части (табл. 2), т. е. в том участке прогиба, который непосредственно смыкается с юго-западным (жемчикско-убсунурским) концом Тувинского прогиба, в котором также фиксируются максимальные мощности пород девона. На остальной территории Ануйско-Чуйского прогиба мощности девона варьируют в пределах 3,5—7,5 км, причем наибольшая мощность (насколько можно верить подсчетам) приходится на его центральную часть, где очень много вулканогенных пород.

В Тувинском и Уйменском прогибах общие мощности пород девона значительно больше, чем в северных и центральных частях Ануйско-Чуйского прогиба, и приближаются к мощностям юго-восточного отрезка последнего. В то же время в Ануйско-Чуйском прогибе в составе пород девона больше морских отложений; здесь даже весь верхний девон (там, где он достоверно известен), как правило, представлен породами нормально-морских фаций. Вулканогенные толщи в Ануйско-Чуй-

Мощности отложений, выполняющих Ануйско-Чуйский прогиб (в м)

Возраст пород	Северо-западная часть	Центральная часть	Нижнее и среднее течение р. Чуи	Юго-восточная часть
Ордовик и силур (O + S)	500—2500	2100—4200	3500—4500	
Нижний и низы среднего девона ($D_1 + D_2^1$)	1500	1500	—	1500
Средний девон	D_2^1 600	1500—3500	2000—3000	2300—2800
	D_2^2 (низы) 800 D_2^2 (верхи) 400			
Верхний девон	D_3^1 300 D_3^2 300	>2000	500 (?)	350—2300 2000
Общая мощность пород девона	~3900	~5600—7600	~3500—5000	8650—11 100

ском прогибе начинаются с эйфеля, встречаются обычно до нижнего живета включительно и только в центральных районах заходят в низы верхнего девона (Кононов, 1959). Верхнеживетскому времени (члеливые слои) и здесь отвечает максимум трансгрессии. Породы этого возраста повсеместно отделены от лежащих ниже резким перерывом, прослеживающимся во всех структурных зонах Горного Алтая. Этот перерыв обусловлен предверхнеживетскими дислокациями (тельбесская фаза) и поднятиями крупных областей не только на Алтае, но и далеко за его пределами, где они начались несколько ранее (Моссаковский, 1960).

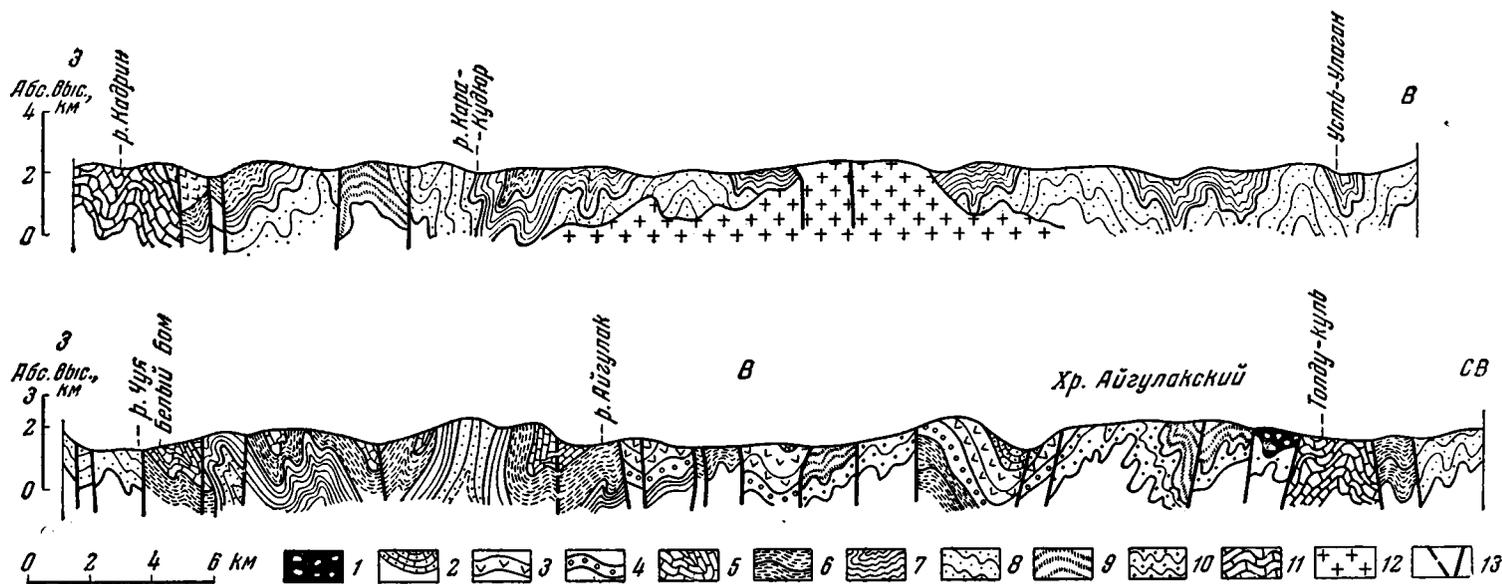
Девонские отложения в пределах Ануйско-Чуйского прогиба прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов.

Дислоцированы породы девона, как правило, проще, чем породы ордовика и силура. Они образуют самостоятельный структурный этаж, залегающий на подстилающих породах с несогласием, но в целом степень их дислоцированности, особенно в узких, сильно сжатых и нарушенных крупными разломами зонах прогиба, например в среднем и нижнем течении р. Чуи (Бельгебашская синклинали), достаточно велика.

Таким образом, в строении девонских отложений Ануйско-Чуйского прогиба имеется много общего с одновозрастными отложениями Уйменско-Лебедского и Тувинского прогибов, но в то же время отмечаются и существенные различия.

Породы карбона в прогибе сохранились в немногих местах. Морские отложения нижнего карбона известны на севере Ануйско-Чуйского прогиба, где, по материалам Р. Т. Грациановой (1959), они представлены 350-метровой толщей (верхи черемшанской свиты) известковистых песчаников и известняков с брахиоподами турнейского яруса. Континентальные угленосные породы среднего и верхнего карбона (по данным крупномасштабных съемок) выявлены на юго-востоке прогиба — в Курайском хребте.

Итак, Ануйско-Чуйский прогиб, как это установлено многими исследователями (В. А. Кузнецов, 1952, 1954; Нехорошев, 1958; Белостоцкий и др., 1959) является длительно развивавшейся геосинклинальной структурой; окончательное превращение его в складчатую структуру завершилось, очевидно, в начале карбона.



Фиг. 5. Геологические профили через южную часть Уйменско-Лебедского прогиба (верхний) и Ануйско-Чуйский прогиб вдоль долины р. Чуи (нижний). По В. И. Тихонову

1—продуктивная свита (C_4)—конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты; 2—бельгешская свита ($D_2^2 - D_3^1$)—темно-серые известняки, песчаники, алевролиты, сланцы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 3—айгулакская свита (D_2^{1+2})—зеленые и фиолетовые плагиоклазовые порфириты, туфы, туфоагломераты; 4—ярбалыкская свита (D_2^1)—плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфиры, светло-зеленые фельзиты, серо-зеленые туфы порфиров, туфопесчаники; 5—белобомская свита (S^4)—серые и белые мраморизованные известняки; 6—юнгорская свита (S_1^{1+2})—серые сланцы и известняки; 7—таарлаганская свита (O_2)—серо-зеленые глинистые и известково-глинистые сланцы, алевролиты и известковистые песчаники; 8—айлагушская свита (O_2)—зеленые песчаники, алевролиты, сланцы; 9—пестроцветная свита ($Сг_3^5$)—зеленовато-серые, фиолетово-серые и фиолетовые алевролиты, сланцы и песчаники; 10—чарышская свита ($Сг_3^m$)—зеленовато-серые песчаники, алевролиты и сланцы; 11—баратальская свита (P_{cm})—темно-серые известняки с редкими прослоями силицилитов; 12—нормальные граниты и адалемиты $\gamma(\nu)$; 13—разрывы

Однако не следует думать, что в вариссийское время это была вновь возрожденная геосинклиналь. Наоборот, в девоне и карбоне в нем, как и во многих других унаследованных прогибах, наблюдается постепенное отмирание геосинклинальных черт, столь характерное для остаточных геосинклиналей, и превращение прогиба в сложно построенную складчатую структуру.

Внутренняя тектоника прогиба (фиг. 5) также достаточно сложна и не вполне еще изучена. Имеющиеся геологические материалы показывают, что строение Ануйско-Чуйского прогиба существенно изменяется как вдоль, так и вкрест его простираия. По простираию он подразделяется на зоны: северную — Ануйскую; южную — Баратальско-Чуйскую, юго-восточную — Юстыдскую. Наиболее приподнятой зоной прогиба до девонского времени была Юстыдская, так как здесь, как это установлено геологическими съемками в масштабе 1 : 200 000, девонские отложения непосредственно налегают либо на метаморфические сланцы верхнего (?) кембрия, либо на еще более древние толщи. В остальных частях прогиба, как было показано выше, разрез полнее.

Особенно длительно осадконакопление происходило в самых северных частях Ануйской зоны, где в районе с. Черемшанки установлены морские породы турне (Грацианова, 1959).

Степень дислоцированности и метаморфизованности пород в прогибе закономерно убывает снизу вверх. Однако исключение из этого правила обычно составляют сильно сжатые и раздробленные участки прогиба, где его борта резко сближены. В таких зонах даже комплекс пород верхнего структурного яруса (девон) нередко оказывается дислоцированным весьма интенсивно, что наблюдается на Кызыл-Шинском участке (на юго-востоке прогиба), на Бельгебашском участке (нижнее течение р. Чуи) и в других местах. Степень метаморфизма пород здесь также обычно несколько выше, чем в других участках прогиба.

Кузнецкий прогиб

Хотя некоторые исследователи и считают Кузнецкий прогиб «чрезвычайно своеобразной, глубокой, по-видимому, разнородной тектонической депрессией» (Белостоцкий и др., 1959), он, по мнению автора, не составляет исключения из числа унаследованных прогибов каледонид Сибири. На унаследованный характер общего структурного плана Кузбасса по отношению к структурам обрамления указывал еще В. А. Кузнецов (1952).

Описанию строения Кузнецкого прогиба посвящено довольно много работ (Яворский и Бутов, 1927; Геология СССР, 1940; Яворский, 1937, 1957; Фомичев, 1940; Муромцев, 1956, 1960; Куликов, 1958; Белицкий и Пах, 1960, и др.).

Кузнецкий прогиб, расположенный между салаиридами на востоке и поздними или нормальными каледонидами на западе, является типичной унаследованной асимметричной структурой. Его асимметрия, как отметил Г. Ф. Крашенинников (1960, стр. 94), «отчетливо прослеживается как в широтном, так и долготном направлении». Она прекрасно видна на всех геологических картах. Как крупная зона седиментации он заложился еще в ордовике, существовал в силуре, особенно четко оформился в девоне и продолжал развиваться затем как единая структура до конца пермского периода. В начале мезозоя прогиб распался на самостоятельные более мелкие элементы.

Асимметрию строения прогиба можно проследить по ряду признаков: пространственному размещению формаций, различному их характеру в разных частях прогиба, смещению зон осадконакопления во времени с запада на восток, изменению мощностей выполняющих прогиб пород,

а также по резкому различию характера структурных форм и их положению в пространстве.

Ордовикские и силурийские отложения, выходящие на дневную поверхность в юго-западной части прогиба (по юго-восточной окраине Салаира, в верховьях рек Чумыш и Неня), представлены зелеными сланцами и песчаниками, известняками, глинисто-кремнистыми сланцами с примесью туфогенного материала, прослоями туфов, бело-розовыми известняками с богатой фауной уинлокского яруса и другими породами, общей мощностью 1—2 км (Фомичев и Алексеева, 1961).

К центральной части Кузнецкого прогиба и к северо-востоку ордовик и силур выклиниваются. Здесь, как это хорошо видно на Крапивинском куполе и в других местах, девон непосредственно налегает на нижний и средний кембрий.

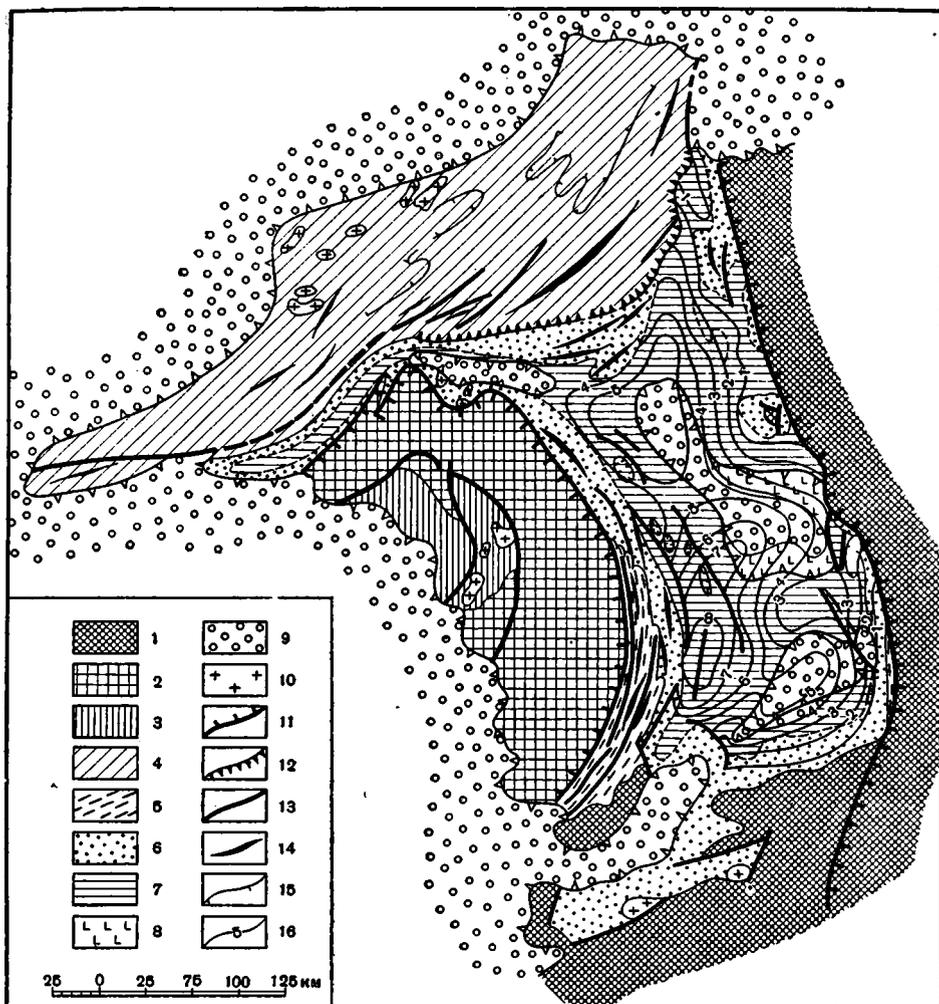
Отложения девона, окаймляющие с некоторыми перерывами (вследствие тектонических нарушений) прогиб со всех сторон, резко фациально различны на востоке и западе (Фомичев, 1940; Додин, Сперанский и Яворский, 1947; Муромцев, 1956; Крашенинников, 1960, и др.). «Восточный тип» разрезов девона представлен «красноцветными и эффузивно-туфогенными отложениями» (Муромцев, 1956, стр. 188), причем вулканогенные породы встречаются в нижнем и среднем девоне, а местами заходят во франский ярус верхнего девона. Общая мощность всех пород девона здесь составляет 2—3 км. «Западный тип» разрезов девона, общие мощности которого очень изменчивы (от 3,5 до 6—7 км), в части, примыкающей к Салаиру, представлен преимущественно морскими породами, главным образом карбонатными. Эффузивы распространены здесь (на юго-западе) в основном в живетском ярусе (Геология СССР, 1940). В этой части прогиба девонские отложения залегают на породах силура часто без следов заметного перерыва и углового несогласия. Мощности пород девона в зависимости от структурного положения резко меняются, но в общем убывают в восточном направлении.

Каменноугольные и пермские отложения в Кузнецком прогибе, в отличие от всех описанных выше прогибов, развиты очень широко и, что особенно важно, в низах (турне — визе) состоят из нормально-морских пород с богатой и разнообразной фауной, а выше (с конца нижнего карбона) — из мощных, преимущественно терригенно-угленосных пород. Следует подчеркнуть, что среди морских турнейских отложений северо-восточной части прогиба (Муромцев, 1956) присутствуют горизонты так называемых «фарфоровидных» пород — окремненных известняков и окремненных песчаников, по происхождению, вероятно, близких к туфогенным песчаникам звенящей свиты нижнего карбона Тувинского прогиба.

Мощность морских нижнекаменноугольных отложений в Кузнецком прогибе нигде не превышает 800 м (обычно много меньше), тогда как мощность остальной, лежащей выше части палеозоя составляет 5—8,5 км.

Таким образом, суммарные мощности всех пород прогиба за время девон — пермь близки к 10—15 км. Однако в отдельных районах (фиг. 6), глубина залегания подошвы девона нигде, по-видимому, не превышает 8 км.

Наиболее погруженным участком прогиба является его юго-западный район, примыкающий к Ново-Кузнецку и Прокопьевску. В остальной части прогиба имеется еще несколько относительно глубоко опущенных участков, хорошо выявляющихся по распределению мощностей девонских, каменноугольных и пермских отклонений. В целом мощности закономерно уменьшаются по направлению к востоку и северо-востоку, что также закономерно связано с общим тектоническим строением этой территории.



Фиг. 6. Тектоническая карта Кузнецкого прогиба.

Структуры обрамления: 1 — раннекаледонская Кузнецко-Алтайская складчатая зона, сложенная преимущественно ниже- и среднекембрийскими, частично более молодыми нижнепалеозойскими и позднекембрийскими породами, а также интрузиями различного состава и возраста; 2 — каледонская складчатая зона Салаира, сложенная преимущественно нижепалеозойскими отложениями; 3 — девонские наложенные впадины в каледонидах; 4 — Кольвань-Томская (герцинская) складчатая зона, сложенная преимущественно породами девона и нижнего карбона. *Строение прогиба.* Породы, выполняющие прогиб: 5 — ордовикские и силурийские; 6 — девонские и нижнекарбоновые; 7 — среднекарбоновые — пермские. Новообразованные структуры и породы, их выполняющие: 8 — триасовые; 9 — юрские и более молодые. Интрузии: 10 — граниты герцинские; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — надвиги; 13 — взбросы и сбросы; 14 — антиклинали; 15 — условные структурные линии; 16 — изопакиты до подошвы девона

Строение прогиба, как это выяснено исследованиями многих авторов (Геология СССР, 1940; Фомичев, 1940; Муромцев, 1956, 1960; Сендерзон и Костоманов, 1956; Куликов, 1958; Белицкий и Пах, 1960, и др.), отличается многообразием структурных форм и сложностью их рисунка в различных его частях. Однако в пространственном распределении этих форм, характере и интенсивности дислокаций наблюдается определенная зависимость, обусловленная, по-видимому, асимметричностью строения прогиба в целом. Установлено, что степень изменения напряженности

дислокаций и сложности структур в общем упрощается с запада на восток, т. е. от более молодых складчатых структур к структурам более древним. Так, по описаниям некоторых авторов (Муромцев, 1956; Фомичев, 1961, и др.), в Присалаирской зоне прогиба отчетливо выражена линейная складчатость, сопровождающаяся различными видами разрывных нарушений — крутыми взбросами, сбросами и т. п., густота которых местами настолько велика, что проследить здесь крупные складки целиком не всегда удается. В восточном направлении, к центру прогиба, линейные складки постепенно переходят в вытянутые, кулисообразно расположенные брахиантиклинали, ориентированные также субмеридионально. Наконец, еще восточнее они сменяются более крупными пологими мульдами и куполами. На восточном борту прогиба на фоне общего и сравнительно пологого погружения пород на запад-юго-запад выделяются крупные поднятия (Крапивинское и др.) и разделяющие их не менее крупные мульды. На юге в породах девона — складки простые, несколько удлиненные, иногда коробчатые. Перечисление всех этих структур дано на схеме тектонического строения Кузбасса, составленной В. С. Муромцевым (1960).

Примерно такое же изменение характера тектонических форм и ослабление напряженности дислокаций наблюдается в широтном направлении — от Кольвань-Томской складчатой зоны к югу, в сторону прогиба. Здесь, следуя с севера от зоны весьма интенсивных дислокаций в районе так называемого Томского надвига, мы переходим через полосу линейных складок в породах верхнего девона и карбона, расположенных южнее, к несложным, пологим структурам северных окраин собственно Кузбасса. На широте Крапивино — Борисово — Бачаты Кузнецкий прогиб разделяется на северную и южную части крупным поперечным унаследованным поднятием, названным В. С. Муромцевым (1960) Бачатско-Крапивинским валом. Унаследованность его развития в конце палеозоя можно проследить по характеру осадконакопления и распределению мощностей пород над поднятием и в смежных территориях, а позднее — по расположению мезозойских мульд. Подобные изгибы контуров последних вблизи вала ясно указывают на существование этой структуры и в мезозое.

К юго-востоку от Бачатско-Крапивинского поперечного вала развиты крупные, угловато-сглаженных очертаний пологие мульды и поднятия, отражающие, очевидно, в основном блоковый характер строения фундамента на юго-востоке Кузбасса. На юго-западе Кузнецкий прогиб через Чумышко-Ненинскую впадину, несомненно, в герцинское время соединялся с Ануйско-Чуйским прогибом, северные части которого погружены под Бийско-Барнаульскую мезозойскую впадину. Вероятно, он соединялся и с Уйменско-Лебедским прогибом.

В целом тектоническое строение Кузнецкого прогиба, как видно из приведенного описания и его структурного положения, весьма близко к тектоническому плану и строению Тувинского прогиба. В то же время Кузнецкий прогиб имеет существенные черты отличия от последнего и от всех остальных прогибов. Главные из них, с нашей точки зрения, следующие: во-первых, то, что на последних стадиях своего развития (средний карбон — пермь) он превратился в структуру типа краевых прогибов (В. А. Кузнецов, 1952) или поперечных краевых прогибов (Тектонические карты СССР, 1953, 1957), связанную с развитием и возвышением Кольвань-Томской складчатой зоны герцинского возраста; во-вторых, в Кузнецком прогибе слабо развиты интрузивные породы, за исключением очень немногих небольших гранитоидных интрузий по северо-западной и южной окраинам, а также пластовых платформенных интрузий палеобазальтов внутри Кузбасса, приуроченных к мальцевской свите триасового возраста. Это обстоятельство отображает, очевидно, общую картину

очень слабого проявления интрузивной деятельности в обрамляющих прогиб структурах Салаира и прилегающей на северо-западе Кольвань-Томской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные примеры строения унаследованных прогибов в каледонидах юго-запада Сибири показывают, что им свойственны многие общие черты геологического развития. Основными их признаками являются длительность существования, преемственность структурного плана, полнота стратиграфического разреза, асимметрия строения, сложность и разнообразие форм тектонических структур. Не меньшее значение имеет также наличие в большинстве прогибов различной величины интрузивных массивов, в том числе и гранитоидного состава, прорывающих, как правило, почти всю толщу пород, выполняющих прогибы. Ю. А. Кузнецов гранитоидным интрузиям в истории магматизма Алтае-Саянской области отводит особую роль, считая, что «по времени с массовым гранитным магматизмом совпадает более или менее полная стабилизация подвижных зон», тогда как «складкообразование играет в этом процессе весьма малую роль» (1960, стр. 34 и др.).

По всем указанным признакам унаследованные прогибы являются в целом структурами геосинклинальными, однако не начальных этапов развития геосинклиналей, а конечных, завершающих. В конце развития они перешли полностью в складчатые области, со всеми присущими такого рода областям типическими чертами строения.

Проследивая сверху вниз стратиграфический разрез толщ, выполняющих прогибы, мы постепенно переходим от истории развития структур самого прогиба к истории развития структур его ложа и таким образом восстанавливаем весь длительный процесс формирования крупных геосинклинальных складчатых структур. Для рассмотренной области он охватывает огромный промежуток времени — от конца палеозоя и до рифея включительно.

Следовательно, в Саяно-Алтайской области в целом складчатых структур длительного развития имеется значительно больше, чем считалось до сих пор. Так, В. А. Унксов (1958, 1960), а вслед за ним и некоторые другие исследователи, к структурам длительного формирования относили, например, только Салаир. Это происходило, очевидно, потому, что описанные прогибы, превратившиеся в герцинское время в складчатые зоны, считались структурами особого рода — не платформенными и не геосинклинальными. Выше мы постарались показать малую обоснованность такой концепции.

Таким образом, нам представляется более правильным относить площади, занятые в каледонидах Сибири сложными синклиналеподобными унаследованными прогибами, выполненными комплексами пород верхнего палеозоя, а также очень мощными толщами среднего и верхнего палеозоя и завершившими свое развитие в ранне- или позднегерцинское время, к категории складчатых геосинклинальных структур герцинского возраста. По-видимому, они принадлежат к той категории структур, для которой А. А. Богданов, рассматривая некоторые проблемы тектоники Европы, устанавливает «сквозное геосинклинальное развитие, охватывающее огромные отрезки геологического времени» (Богданов, 1961, стр. 61).

Разделяющие прогибы крупные поднятия, нередко в каледонидах Сибири превышающие по размерам сами прогибы, как правило, являются структурами более ранних этапов формирования. В течение среднего и верхнего палеозоя с них почти непрерывно сносились осадки, и только на некоторых из них, с большим временным интервалом, в наложенных девонских впадинах ненадолго возобновилось осадконакопле-

ние. Эти поднятия, очевидно, следует относить к складчатым структурам более ранней стадии консолидации — к ранним и поздним каледонидам.

К типичным наложенным структурам в описываемой области относятся так называемые минусинские впадины и ряд других, отмеченных выше. Сюда же должна быть причислена и Рыбинская впадина, расположенная восточнее, частью в пределах байкалид, частью же на древнем кристаллическом основании Сибирской платформы.

Минусинским впадинам посвящена огромная литература, перечислять которую в данном очерке не имеет смысла. Обобщающая работа по ним опубликована недавно И. В. Лучицким (1960₁); в ней приведена главная литература, вышедшая до 1960 г. Базируясь на данных И. В. Лучицкого (1960_{1, 2}) и некоторых других авторов, а также на собственных наблюдениях, мы считаем, что все минусинские впадины заложились на раннекаледонском и докембрийском складчатом основании в девоне и большинство из них продолжало существовать до конца палеозоя. Начало формирования впадин связано, как пишет И. В. Лучицкий, либо «с обрушением центральной части свода складчатого основания», либо «с заложением новых или оживлением древних разломов» (1960₂), т. е. во всех случаях — с раздроблением складчатого фундамента по разломам на глыбы или блоки. Это одна из характерных особенностей строения большинства наложенных структур, в отличие от которых формирование и развитие унаследованных прогибов не всегда было связано с разломами.

В толщах, выполняющих минусинские наложенные впадины, как мы уже отмечали ранее, выделяются те же формации, за исключением серозеленоцветной граувакковой флишоидной, что и в унаследованных прогибах. Однако здесь среди них меньше морских образований; преобладают лагунно-морские и континентальные, красноцветные и сероцветные, терригенные и угленосные. Очень характерно (и это наблюдается почти повсеместно и в унаследованных прогибах) появление в нижнем карбоне (быстрянская свита) среди терригенных пород пепловых туфов. Привнос вулканогенного материала в эти толщи, вероятнее всего, происходил не с юго-востока или юга, как полагают некоторые исследователи, а с запада и юго-запада (со стороны Алтая).

Тектоническое строение наложенных впадин резко отличается от тектонического строения унаследованных прогибов. Для первых особенно типично четкое деление на структуру фундамента и структуру чехла, завершающие этапы формирования которых разделены длительным промежуток времени. В связи с этим выполняющие наложенные структуры породы, образующие чехол (или верхний структурный ярус), всегда резко несогласно залегают на складчатом основании и дислоцированы относительно слабо. Угловые несогласия и перерывы внутри пород выполняющих наложенные впадины, прослеживаются реже, чем в унаследованных прогибах. Общий план внутренней тектоники чехла не всегда сочетается с планом тектоники структур фундамента, а среди типов структур, развитых в наложенных впадинах, преобладают различных размеров коробчатые антиклинали и синклинали, с плоскими сводами и днищами и с круглыми крыльями. Последние часто совпадают с флексуорообразными перегибами слоев или ограничивающими их разломами. Простираения такого типа структур, как это видно на крупномасштабных геологических картах, часто изменяются и в большинстве случаев зависят от направления простираций погребенных и открытых разломов, ограничивающих соответствующие блоки фундамента. В минусинских впадинах для них обычны северо-восточные и северо-западные, широтные и меридиональные простираения. Во многих районах наложенных впадин развиты, кроме того, некрутые моноклинали; линейно выдержанные складки полностью отсутствуют.

Таковы отличительные черты строения минусинских наложенных структур. Близкое строение имеют наложенные структуры в других районах Саяно-Алтайской области.

Унаследованные и наложенные структуры свойственны не только каледонидам юго-запада Сибири, но и многим другим складчатым областям. Для Центрального Казахстана их впервые отметил Н. С. Шатский (1938). Позднее, при детальном изучении такого рода структур (Сапожников, 1948; Немков, 1953; Михайлов, 1955; Мазарович, 1958, 1961; Богданов, 1954, 1958, 1959; Варенцов и Дитмар, 1960, и мн. др.), отчетливо выявились отличительные признаки тех и других, что дало возможность А. А. Богданову и Н. П. Четвериковой (1961) унаследованную структуру Карагандинского бассейна более обоснованно отнести к геосинклинальным структурам герцинского возраста. Тенизская, Джезказганская и Чуйско-Сарысуйская впадины, расположенные южнее и западнее, в герцинское время развивались как наложенные структуры, и потому основной складчатостью для этой территории правильнее считать каледонскую.

Такая же или близкая картина наблюдается в каледонидах Западной Европы—в Шотландии и Великобритании. Здесь на севере Шотландских нагорий расположена девонская Оркадская наложенная впадина (Зайцев, 1960). Существовавшая более длительное время впадина Средней долины, находящаяся южнее, хотя и имеет некоторые черты наложенности, но по своему развитию ближе стоит к Тувинскому унаследованному прогибу. Самая южная из впадин Англии — Южный Уэльс — является уже типичной унаследованной структурой. Очевидно, поэтому Г. Ф. Крашенинников (1960) сравнил Южный Уэльс с Кузбассом, а последний — с Карагандинским прогибом. Исходя из этого, вероятно, будет более справедливым отнести Южный Уэльс к области герцинской складчатости. А. Д. Архангельский, сравнивая строение Салаиро-Саянской области с другими палеозойскими складчатыми областями Евразии, пришел к заключению, что «созданный каледонскими движениями (в Саяно-Алтайской области — Н. З.) складчатый фундамент в герцинскую и позднейшие эпохи был переработан приблизительно так же, как каледониды Британских островов или Гренландии» (1941, стр. 194).

В каледонидах Сибири в герцинское время, как показано выше, сформировались два существенно различных типа крупных депрессионных структур — унаследованные прогибы и наложенные впадины. Первые завершают геосинклинальный этап развития палеозойской структуры области и, следовательно, принадлежат к складчатым структурам герцинского возраста. Наложенные впадины, будучи далеко во времени оторванными от своего складчатого геосинклинального фундамента, по всем признакам геосинклинальными структурами не являются. Основная складчатость в этих областях завершилась задолго до возникновения впадин. Имеют некоторые различия описанные структуры и по развитию в них магматическим — эффузивным и интрузивным — породам, с которыми связано размещение ряда полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Агентов В. Б., Агентова В. В., Семенова О. А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р. Дерзика в Восточной Туве.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1959, вып. 5.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М.—Л., ГОНТИ, 1941.
- Барцева М. Н., Перфильев Ю. С. Материалы к стратиграфии ордовика и силура Северо-Западного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1957, вып. 3.
- Белицкий А. А., Пах Э. М. Закономерности тектонического строения Кузнецкого бассейна. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Сб., посвящ. памяти академика М. А. Усова. Алма-Ата. Изд-во АН Казахской ССР, 1960.

- Белостоцкий И. И. Основные черты стратиграфии и условия образования девонских отложений Уйменской депрессии на Северо-Восточном Алтае.— Сов. геология, 1955, сб. 45.
- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Белостоцкий И. И. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время. В кн.: «Каледонская орогенія». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Белостоцкий И. И. 1. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Белостоцкий И. И. 2. Основные черты палеогеографии и геологической истории Горного Алтая в девоне.— Изв. высших учебн. завед., геол. и развед., 1961, № 5.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Благовраов В. А. Об аласурской и систигемской свитах бассейнов рек Систиг-Хема, Узы, Чаваша, Ала-Суга.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1959, вып. 5.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой области.— Научн. докл. высшей школы, отд. геол.-геогр. наук, 1958, № 1.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестник Моск. ун-та, 1961, № 5.
- Богданов А. А., Четверикова Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Богомолов В. Г. Некоторые вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских отложений северо-восточной части Тувы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 21.
- Варенцов И. М. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 3.
- Варенцов И. М. Об особенностях распределения кластогенных пород готландия и девона Тувинского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 2.
- Варенцов И. М. Стратиграфия и фации отложений среднего и верхнего девона Тувинского прогиба.— М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Варенцов М. И., Дитмар В. И. Тектоническое районирование Тенгизской впадины.— Докл. АН СССР, 1960, 134, № 4.
- Владимирская Е. В. 1. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 21.
- Владимирская Е. В. 2. Ордовикские отложения Центральной и Западной Тувы.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1960, 37, вып. 2.
- Волочкович К. Л. К вопросу о структурном значении Тигерцеко-Чуйской зоны смятия в Горном Алтае.— Труды Ин-та минер., геохим. и кристаллохим. редких элементов АН СССР, 1959, вып. 2.
- Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хребтов Цаган-Шибету, Хархира-Нуру и Сайлюг-Хем).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Геология СССР. Т. 16. Кузнецкий бассейн. М.— Л., Госгеолиздат, 1940.
- Гинцингер А. Б. Стратиграфическая схема отложений ордовика, силура и девона Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1958, вып. 61.
- Гинцингер А. Б. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая.— Материалы по региональной геологии.— Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1959, вып. 5.
- Грацианова Р. Т. Новые данные о фауне и стратиграфии девона Горного Алтая.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1950, вып. 10.
- Грацианова Р. Т. О фациальных комплексах брахиопод живетских и франкских отложений Саяно-Алтайской области.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1953, вып. 13.
- Грацианова Р. Т. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения девона Горного Алтая. В кн.: «Межведомственное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Тезисы докладов». Л., 1956.
- Грацианова Р. Т. Морские отложения турнейского яруса в Горном Алтае.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 4.
- Додин А. Л., Сперанский Б. Ф., Яворский В. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист № 45. Объяснительная записка. М.— Л., Госгеолиздат, 1947.

- Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. В кн.: «Каледонская орогенія». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Иванова Т. Н. Тувинская автономная область и Западный Саян. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геология, 1959, сб. 11.
- Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 36.
- Кононов А. Н. Стратиграфия девонских образований центральной части Ануйско-Чуйского синклиория.— Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, № 13.
- Коровин М. К. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов исследования.— Сов. геология, 1955, сб. 42.
- Крашенинников Г. Ф. Осадочный верхний палеозой в каледонидах юга Сибири и северо-запада Европы. К кн.: «Каледонская орогенія». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, 1949, 64, № 4.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1939, № 41.
- Кузнецов Ю. А. Материалы к стратиграфии и тектонике Северо-Западного Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1950, 65, вып. 2.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Куликов П. К. Тектоническое строение западной части Прокопьевского района Кузбасса.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1958, 90.
- Лебедева З. А. К тектонике Бий-Хемского комплекса (Урянхайский край).— Докл. АН, серия А, 1922, январь.
- Лебедева З. А. I. Геологические исследования восточной окраины Харкиринского массива Северо-Западной Монголии. В кн.: «Северная Монголия», т. I. Л., Изд-во АН СССР, 1926.
- Лебедева З. А. 2. Детальные геологические работы в Северо-Западной Монголии. В кн.: «Отчет о деятельности АН СССР за 1925 г.» М.-Л., 1926.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Труды Монгольской комис. АН СССР, 1938, вып. 26.
- Левенко А. И. Девон Центральной и Южной Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области.— Сов. геология, 1955, сб. 46.
- Луцицкий И. В. 1. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Луцицкий И. В. 2. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. В кн. «Каледонская орогенія». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Мазарович О. А. К тектонике Тенизской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Мазарович О. А. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1961, 36, вып. 2.
- Маймин Ю. С. О возрасте сумурлинской свиты на Горном Алтае.— Докл. АН СССР, 1958, 122, № 3.

- Маймин Ю. С. Стратиграфия девона Уйменской впадины.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 3.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Маслов В. П. Происхождение и возраст хребта Танну-Ола и Убсунурской котловины (Южная Тува).— Землеведение, 1948, 2 (42).
- Матвеевская А. Л. О положении Рудного Алтая в структурном плане Саяно-Алтайской области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Матросов П. С. О находке эйфельской фауны на северных склонах хребта Западный Танну-Ола.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 4.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1960, вып. 32.
- Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины (Центральный Казахстан), 1955, сб. 48.
- Моссаковский А. А. О предживетском перерыве и углевом несогласии в девоне минусинских впадин.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 6.
- Муромцев В. С. Кузнецкая впадина.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96. Очерки по геологии СССР, 1.
- Муромцев В. С. Перспективы нефтегазоносности Кузнецкой впадины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1960, вып. 163, геол. сб. 5.
- Нейбург М. Ф. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хаирхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 году.— Материалы Комис. по научн. исслед. Монголии и Танну-Тувинской Народной Республики, 1929, вып. 7.
- Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Туву.— Докл. АН СССР, 1950, 74, № 3.
- Немков Г. И. К вопросу о пересечении каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане на примере строения Аргентинского антиклинория.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, вып. 2.
- Нехорошев В. П. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Нехорошев В. П. Геологическая карта масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.
- Новожилов Н. И., Варенцов И. М. Новые *Conchostraca* из живетского яруса Тувы.— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 4.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. М., Гос. изд-во, 1927.
- Пейве А. В. Глубинные разломы геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Перфильев Ю. С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1959, № 11.
- Пожарисский И. Ф. Основные структурные элементы Горного Алтая.— Геол. и геофиз., 1960, № 8.
- Предтеченский Н. Н. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины.— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 6.
- Ротараш И. А., Чумаков А. А. Габбро-гранофировая ассоциация из южной части центральной Тувинской впадины.— Ученые записки Кишинев. ун-та, 1955, 19.
- Салун С. А. Порфиновая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Сендерзон Э. М., Костоманов Т. М. Элементы тектоники и возрастные взаимоотношения дизъюнктивных нарушений в Кузнецком бассейне.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
- Сенников В. М. Материалы к стратиграфии Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая.— Материалы по геол. Зап. Сибири, 1958, вып. 61.
- Сенников В. М. Стратиграфия девонских отложений и верхнедевонский вулканизм Уйменско-Лебедского синклинория (Горный Алтай).— Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1960, вып. 13.
- Сенников В. М., Винкманн М. К., Кононов А. Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая.— Материалы по региональной геологии. Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1959, вып. 5.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во Главн. упр. геодез. и картогр., 1953.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Главн. ред. академик Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Теодорович В. И. Центральнo-Тувинская антиклиналь.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 3.
- Тимофеев П. П. Циклическое строение нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1954, 96, № 1.
- Тихонов В. И. К стратиграфии «Ануйско-Чуйской» и «зелено-фиолетовой» формаций Причарышского Алтая.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР» т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Унксов В. А. Особенности развития каледонид юга Средней Сибири. В кн. «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. (Очерки по геологии Сибири, вып. 11).
- Фомичев В. Д. Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 4.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1961, 63.
- Халфин Л. Л. Фауна и стратиграфия девонских отложений Горного Алтая.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1948, 65, вып. 1.
- Чочиа Н. Г., Краснов В. И., Ипатова З. Н. Минусинские котловины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 96. (Очерки по геологии СССР, 1).
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол. 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. Масштаб 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты каледонид Евразии. В кн.: «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилежащих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геологии Сибири. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Яворский В. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. В кн.: «Сибирская экскурсия. Западная Сибирь». ОНТИ, 1937. Международ. геол. конгресс. XVII сессия.
- Яворский В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1957, вып. 19.
- Яворский В. И., Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн.— Труды Геол. ком., 1927, вып. 177.

М. В. МУРАТОВ

**ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ В АЛЬПИЙСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ,
ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И РАЗВИТИЕ****ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБАХ**

Важнейшим элементом строения складчатых подвижных областей земной коры являются геосинклинальные прогибы, нередко именуемые просто геосинклиналями или интрагеосинклиналями. Среди них в последнее время, следуя подразделению, введенному в науку Г. Штилле (Stille, 1940), часто выделяют два типа — эвгеосинклинали и миогеосинклинали.

Представление о геосинклинальных прогибах изменялось в зависимости от развития теории геосинклиналей, которая, как известно, может быть признана одним из важнейших обобщений в геологии и насчитывает сейчас уже около ста лет. В ее эволюции можно наметить три периода.

Первый период начинается с введения в науку Дж. Холлом (Hall, 1859) понятия о «синклинальных осях», т. е. участках земной коры, в которых накопились огромные по мощности толщи осадочных отложений. Эти представления в то время привлекли внимание геологов, вызвали дискуссию и затем были развиты Дж. Дэна (Dana, 1873), который впервые применил термины «геосинклиналь» и «геоантиклиналь» для изгибов земной коры, опусканий и поднятий, образованных, по его мнению, действием бокового давления. Он же ввел в науку и термины «синклинориум» и «антиклинориум», понимая под ними горные сооружения, возникшие после складкообразования и поднятий на месте геосинклиналей и геоантиклиналей. Многие исследователи конца прошлого века уже после Д. Дэна описывали конкретные геосинклинали.

Второй период эволюции учения о геосинклиналях начинается с работы Э. Ога (Og, 1900), который положил его в основу исторической геологии. Учение о геосинклиналях стало перерастать в теорию геосинклиналей. Последние стали рассматриваться, по образному выражению Е. В. Милановского (1929), как «колыбели могучих горных хребтов». Он противопоставил геосинклинали континентальным массивам (*masses continentales*), подчеркивая, что первые являются подвижными зонами земной коры, а континентальные массивы — зонами устойчивыми. Типичной геосинклиналью он считал области Средиземноморья (Тетиса) и полагал, что она зажата между континентальными массивами Европы и Африки. Эти представления были тем стержнем, на основе которого Огу удалось впервые создать закономерную и достаточно стройную концепцию истории развития земной поверхности — континентальных массивов и геосинклиналей различного возраста.

В какой-то мере логическим завершением этой концепции явились известные воззрения Л. Кобера (Kober, 1923), который, приняв теорию контракции земной поверхности, дал механическое объяснение процессу развития геосинклиналей. Он ввел понятие об орогенах и кратогенах вместо геосинклиналей и континентальных массивов и, обобщив имевшийся фактический материал об альпийской складчатой области Европы, создал очень стройную теорию двустороннего строения альпийского орогена и изложил историю его формирования.

А. А. Борисяк (1924), развивший в своем курсе исторической геологии представления Ога, впервые внес в теорию геосинклиналей вполне четко сформулированный принцип развития земной коры. А. А. Борисяк считал, что земная кора в докембрии находилась в догеосинклинальной стадии, когда не было разделения ее на геосинклинали и шиты. Затем наступила геосинклинальная стадия, когда обособились пластические геосинклинали и противостоявшие им устойчивые области — шиты (древние платформы, в нашем современном понимании). Площади геосинклиналей постепенно сокращались в течение каледонской и герцинской эпох складчатости. В альпийскую эпоху последние геосинклинали отвердели и исчезли с земной поверхности. Таким образом, А. А. Борисяку развитие земной коры рисовалось во многом близким к такому, как мы представляем его сейчас (за исключением последнего вывода об отсутствии современных подвижных областей). Однако гипотеза А. А. Борисяка тогда не нашла широкого признания.

Третий, последний, период развития теории геосинклиналей наступает позднее, в конце 90-х — начале 30-х годов. В то время широкое распространение получила идея о последовательном обрастании платформ складчатыми поясами различного возраста. Хотя Марсель Бертран (Bertran, 1887) и Э. Зюсс (Suess, 1875) выделили каледонские, герцинские и альпийские цепи в Европе еще в 80-х годах, однако они не связывали их возникновения с развитием геосинклиналей.

Значительное влияние на развитие новых идей оказала работа Г. Штилле (1924), в которой на основе новых представлений, был дан синтез истории развития Европейского материка. Известную роль сыграли также представления С. Бубнова (1934) о геосинклиналях как об участках земной коры с высокой подвижностью, на которых развиты противоположно направленные движения, следствием чего является быстрая изменчивость в них фаций осадочных образований.

Наиболее важное значение в этот период имел переход от рассмотрения обособленных геосинклиналей или их групп к представлению о развивающихся геосинклинальных областях. Наиболее отчетливо эти воззрения были сформулированы А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933). Они обобщили огромный накопившийся к этому времени фактический материал о геологическом строении Советского Союза и пришли к выводу, что геосинклинальные области — это подвижные зоны земной коры, состоящие из чередующихся геосинклиналей и геоантиклиналей и обладающие сложным рельефом и весьма своеобразным характером осадконакопления. Ими убедительно доказано направленное развитие геосинклинальных областей, с переходом их в платформенные, и впервые по-настоящему обосновано представление о зонах альпийской складчатости как о современных геосинклинальных областях. Позднее Г. Штилле (1936) выделил ортогеосинклинали, которые соответствуют в общем «геосинклинальным областям» А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского¹.

Начиная с этого времени развитие теории геосинклиналей шло по линии углубления этого рода представлений. Геосинклинальные области

¹ Г. Штилле выделил также парагеосинклинали, представляющие собой, по существу, платформенные прогибы, являющиеся местом образования германотипной складчатости.

стали рассматривать как подвижные области земной коры, отвечающие определенной стадии ее развития на пути к формированию типичной земной коры платформ, отличающиеся значительной толщиной и слабой подвижностью. Много внимания стали уделять ходу осадконакопления в геосинклинальных областях, особенностям мощностей и фаций осадочных толщ.

Н. С. Шатский впервые стал развивать учение о геологических формациях в 1939—1940 гг. в лекциях в Московском геологоразведочном институте, в которых он разъяснял различия формаций геосинклинальных областей и платформ.

Большое значение придавали развитию отдельных структурных элементов геосинклинальных областей. С этого же времени многие исследователи сосредоточивали внимание на типах геосинклинальных прогибов и их классификациях как ведущих элементов подвижных поясов.

Уже в достаточно раннюю эпоху развития теории геосинклиналей были сделаны первые попытки выделить различные типы геосинклиналей. Так, Ч. Шухерт (Schuchert, 1923) выделил: 1) моногеосинклинали, т. е. одиночные простые прогибы; 2) полигеосинклинали — сложные сочетания геосинклиналей и геоантиклиналей; 3) мезогеосинклинали — межконтинентальные сложные прогибы; 4) парагеосинклинали — лежащие на грани континентов и океанов (Японское море).

Позднее, разбирая вопрос об эволюции магматизма в геосинклиналях, Г. Штилле (1940) выделил эвгеосинклинали, отличающиеся внутренним положением в ортогеосинклиналях и широким развитием вулканических явлений (офиолитов), и миогеосинклинали, лишенные вулканических проявлений и расположенные в периферических зонах ортогеосинклиналей. Это разделение получило, как известно, широкое признание и, в частности, было принято в виде опыта для выделения двух типов геосинклинальных зон на международной тектонической карте Европы, составленной под редакцией Н. С. Шатского.

В своей известной работе М. Кей (1957) следует классификации Г. Штилле, несколько усложняя ее. Он выделяет два вида ортогеосинклиналей — длинных и узких прогибов, разделяющих платформенные массивы-кратоны: а) эвгеосинклинали (с вулканизмом) и б) миогеосинклинали (без проявлений вулканизма). Кроме того, он выделяет в ортогеосинклинальных поясах еще три типа геосинклинальных прогибов, образовавшихся после потери этими поясами подвижности в результате орогении и интрузий: в) эпизэвгеосинклинали — прогибы, перекрывающие эвгеосинклинали и характеризующиеся ограниченным вулканизмом; г) тафрогеосинклинали, ограниченные одним сбросом или системой сбросов и образовавшиеся после складчатости; д) паралиагеосинклинали, расположенные у современного края материка, поверх древних подвижных поясов.

Эпизэвгеосинклинали и тафрогеосинклинали соответствуют, видимо, нашим представлениям о межгорных впадинах. Последний тип — паралиагеосинклинали, вероятно, следует отнести к платформенным образованиям, так же как выделяемые М. Кеем несколько типов геосинклиналей внутри кратона (платформы). Их мы не будем рассматривать.

На основе анализа истории развития альпийской геосинклинальной области юга Советского Союза и сопредельных стран мною также была сделана попытка выделить несколько генетических типов и категорий геосинклинальных прогибов (Муратов, 1949) и сопровождающих их геоантиклиналей: 1) геосинклинали, разделяющиеся на отдельные прогибы в процессе своего развития; 2) геосинклинали, вновь образующиеся, как бы накладывающиеся на более древние структурные элементы.

Среди первых, собственно первичных геосинклиналей альпийского пояса были выделены узловые, флишевые и известняковые.

Узловой названа геосинклиналь, расположенная в какой-то части Черного моря, — именно тот прогиб, который сейчас именуется Крымско-Кавказской геосинклиналью; с ним сливались многочисленные дочерние его отростки, и он в процессе развития распался на ряд частных прогибов.

Флишевые и известняковые геосинклинали были выделены по признаку преобладания осадочных толщ, которые их заполняют и среди которых в альпийском поясе флиш и карбонатные породы действительно являются ведущими.

Второй тип вновь образующихся геосинклиналей разделялся на «зеленокаменные», т. е. такие, в которых важнейшую роль играют вулканические основные породы, и на известняковые второго рода.

Несомненно, принятый в этой классификации генетический принцип выделения двух типов геосинклинальных прогибов является правильным, однако дальнейшее разделение их не было выдержано в отношении соподчиненности категорий (узловая в одном ряду с флишевой) и проведено весьма неполно. Поэтому данная классификация не смогла быть широко использована и не получила особого распространения.

По совершенно другому принципу выделения типов геосинклинальных прогибов пошли А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950). Они исходили из развития геосинклинальных областей на сформировавшейся до начала рифейской эры сплошной сиалической оболочке — «панплатформе», покрывавшей всю поверхность земли. Начиная с рифейской эры на ней вдоль систем глубинных разломов стали возникать геосинклинальные области. В развитии их А. В. Пейве и В. М. Сеницын видят три стадии. В первую стадию образовались первичные геосинклинальные системы (борозды), разделенные промежуточными выступами; во вторую — вторичные геосинклинальные системы в виде мульд (брахигеосинклиналей), разделенных геоантиклиналями; в третью — остаточные геосинклинальные системы.

Первичные геосинклинали — это ограниченные разломами, узкие прогибы, заполняющиеся вулканическими подводными излияниями, туфокремнистыми породами (спилитово-кератофировая и яшмовая формации) и терригенными отложениями (глинистыми и граувакковыми), а также известняками. Это, собственно, система настоящих геосинклиналей — эвгеосинклинали Штилле.

Вторичные геосинклинальные системы, по А. В. Пейве и В. М. Сеницыну, представляют изометрические прогибы, иногда чашеобразные. Характерными формациями заполняющих их отложений являются молассы, красноцветные терригенно-лагунные осадки, соленосные, угленосные отложения порфириковых подземных излияний. Этот тип прогибов соответствует тому, который теперь именуют межгорными впадинами: разновидность их, как указывают А. В. Пейве и В. М. Сеницын, представляют крайние прогибы. Остальные геосинклинальные системы это уже плоские бассейны типа синеклиз, относящиеся к платформенной стадии развития.

Следовательно, собственно геосинклинальными прогибами среди выделенных А. В. Пейве и В. М. Сеницыным являются только первичные геосинклинали, но это лишь один, хотя и достаточно характерный тип, который здесь можно выделить.

Развитию геосинклинальных складчатых областей и разработке его динамики большое внимание уделил в ряде своих работ В. В. Белоусов (1948, 1954). Им были также выделены различные типы геосинклинальных прогибов, образующихся и сменяющихся в ходе этого процесса и нашедших определенное место в схеме развития геосинклиналей.

В. В. Белоусов считает, что в каждом цикле развития геосинклинали образуются волновые прогибы и поднятия — интрагеосинклинали и ин-

трагеоантиклинали. В первую стадию их существования интрагеосинклинали расширяются за счет разделяющих их интрагеоантиклиналей, иногда захватывая края платформ. Во вторую стадию происходит инверсия и начинают преобладать процессы поднятия. Внутри интрагеосинклиналей вырастают центральные поднятия, разделяющие каждую из них на два краевых прогиба. С ростом поднятия прогибы расходятся в стороны, смещаются, как бы «накатываются» на соседние интрагеоантиклинали или на платформу. В результате к концу цикла происходит полное обращение в расположении зон поднятия и опускания. Таким образом, В. В. Белоусов рисует картину волнового развития колебательных движений земной коры в геосинклиналях и типы прогибов ставит в зависимость от этого развития. При этом его интересует в основном место прогиба в общей схеме развития геосинклинали и он не касается более подробной характеристики различий этих прогибов на разных стадиях развития.

Как видно из приведенного обзора, в литературе известно довольно много попыток выделения типов геосинклинальных прогибов, с совершенно различным подходом к принципу этого выделения. Наиболее обоснованной является классификация М. Кея, который принял типы прогибов, введенные Г. Штилле. Однако выделенные им новые типы прогибов, как уже упомянуто, представляют не геосинклинали (хотя и названы геосинклиналями), а прогибы, образовавшиеся в заключительный этап геосинклинального развития и горообразования (для которого характерно формирование межгорных впадин и краевых прогибов), и платформенные прогибы.

Для выделения типов геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области ни одна из приведенных классификаций не может быть полностью применима, и только некоторые их элементы могут быть приняты для этих построений.

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ В АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Имеющийся обширный материал о геологическом строении и истории развития альпийской складчатой области Европы и Западной Азии позволяет выделить в ее пределах несколько типов геосинклинальных прогибов. В основу этого выделения может быть положен генетический принцип и принцип последовательной смены одних типов прогибов другими, базирующийся на истории их развития, на взаимоотношении их с другими структурными элементами и на данных о формировании главных типов заполняющих прогибы геологических формаций.

Если рассматривать альпийскую геосинклинальную область только в рамках структурных элементов, возникших начиная с мезозоя, не касаясь палеозойских структур, которые нам пока плохо известны, то в ее пределах можно выделить две исторические группы геосинклинальных прогибов: 1) группу начальных прогибов, возникших в начале альпийского этапа, и 2) группу поздних, или вторичных, прогибов, возникших в более позднюю стадию альпийского этапа развития.

Начальные прогибы возникли на герцинском складчатом основании Альпийского пояса, накладываясь на его структурные элементы и иногда наследуя прогибы, существовавшие в палеозое. Примером такого случая может служить Крымско-Кавказская геосинклиналь, которая в своей кавказской части (в Грузии, по крайней мере) наследует положение верхнепалеозойской геосинклинали и развилась на месте палеозойского геосинклинального прогиба. Однако для большинства структур такое наследование не доказано или, наоборот, ясно выявляется наложение мезозойских прогибов на совершенно различные элементы структуры па-

леозойского складчатого основания. Это основание не только вполне сформировалось, но и было выровнено перед образованием мезозойских геосинклинальных прогибов. Именно поэтому их следует именовать начальными, или инициальными по отношению к новому этапу развития геосинклинальной области. Начальные прогибы, очевидно, могут быть выделены для каждого этапа развития — байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского (мезозойского) и альпийского.

Среди начальных геосинклинальных прогибов известны три разновидности, наиболее резко различающиеся по характеру заполняющих прогибы формаций и, следовательно, по ходу развития. С точки зрения географического размещения — это альпийский, крымско-кавказский и динарский типы. Однако подобные прогибы имеют широкое распространение, поэтому правильнее при выборе их наименований основываться на различиях распространенных в их пределах формаций. Это тем более целесообразно, что каждому из этих прогибов соответствуют определенные типы формаций, играющие в них ведущую роль.

Таким образом, мы можем назвать их вулканогенными, аргиллитогенными и карбонатогенными геосинклинальными прогибами.

Для первых характерно широкое развитие основных вулканических лав и туфов и наряду с этим — глинистых и туфогенных, более или менее метаморфизованных сланцев. Представитель этого типа — Пеннинский геосинклинальный прогиб Внутренних Альп, существовавший с нижней юры до нижнего мела.

В аргиллитогенных прогибах преобладают глинистые сланцы, глинистые сланцы с прослоями песчаников или с подчиненными прослоями и линзами известняков и более или менее широко, но спорадически развиты вулканические образования. Типичным аргиллитогенным прогибом является Крымско-Кавказский геосинклинальный прогиб, развивавшийся с конца триаса и нижней юры до конца средней юры.

Характерная особенность карбонатогенных прогибов — преобладание карбонатных пород, слоистых и массивных известняков с подчиненными прослоями других пород. Для них типичны геосинклинальные прогибы Динарских гор (зоны карста). Это более плоские структуры, прогибание которых было более слабым и медленным, а осадконакопление — более спокойным по сравнению с двумя первыми.

Наконец, можно выделить промежуточные разновидности прогибов, заполнявшихся вулканогенными и сопровождавшими их кремнистыми породами и глинистыми сланцами, которые образовали мощные пачки, чередующиеся с такими же пачками известняков; в разных частях прогиба роль этих пачек различна, и карбонатные породы то достигают большой мощности, то уступают вулканогенно-кремнистым породам и глинистым сланцам. Такие соотношения мы видим во Внутреннединарской зоне Динарид, где, по представлениям югославских геологов Б. Миловановича, Б. Чирича (Čirić, 1960). Б. Чирича и С. Караматы (Čirić, Karata, 1960), М. Роксандича и других, развиты две вулканогенные пачки — нижняя, порфириново-кремнистая, относящаяся к среднему триасу, и верхняя — диабазово-кремнистая, относящаяся к нижней и средней юре. Они разделены толщей карбонатных пород верхнего триаса и низов юры, причем вулканогенно-кремнистые породы то образуют пачки среди карбонатных толщ, то становятся преобладающими, а на юго-западе, в прогибе Мирдита, по-видимому, сливаются, образуя мощную вулканогенно-кремнистую и глинистую толщу, т. е. сплошную вулканогенно-кремнистую или диабазово-кремнистую формацию. Эту промежуточную разновидность можно назвать карбонатно-вулканогенным прогибом. Вероятно, в дальнейшем могут быть выявлены и другие, подобные им прогибы.

Все известные нам сейчас разновидности начальных прогибов можно объединить в два основных типа:

1) прогибы с мощным накоплением преимущественно вулканогенных, вулканогенно-кремнистых толщ или толщ терригенных пород, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников, с подчиненными эффузивными и кремнистыми породами и известняками;

2) прогибы с менее интенсивным накоплением осадков, преимущественно карбонатных толщ с подчиненными терригенными и туфокремнистыми породами.

Прогибы первого типа по общему для них признаку — наличию вулканических пород (хотя и развитых в различной степени) — можно объединить под наименованием вулканогенных. Для прогибов второго типа можно сохранить название карбонатогенных. В таком понимании прогибы вулканогенного типа вполне соответствуют определению «первичных геосинклиналей» А. В. Пейве и В. М. Сеницына (1950) и близки к представлению об эвгеосинклиналях Г. Штилле (1940) и М. Кея (1957). Они выделили эти прогибы, исходя из двух основных признаков — наличия начального вулканизма и внутреннего положения в геосинклинальной области. С этой точки зрения к эвгеосинклиналям относятся не все прогибы, выделяемые нами как вулканогенные. Только вулканогенные и карбонатно-вулканогенные прогибы, вследствие широкого развития в них вулканических пород, точно соответствуют представлению об эвгеосинклиналях Г. Штилле и М. Кея. В пределах аргиллитогенного Крымско-Кавказского прогиба вулканические образования есть, но их мало. Поэтому при решении вопроса о том, отнести ли этот прогиб к эвгеосинклиналям или к миогеосинклиналям, приходилось учитывать другой признак — внешнее или внутреннее положение прогиба в пределах геосинклинальной области. Кавказ все относят к внешней зоне, поэтому можно было бы считать Крымско-Кавказский прогиб миогеосинклиналью, несмотря на то, что, как известно, в южной части прогиба наблюдается довольно значительный вулканизм.

При составлении тектонической карты Европы под редакцией Н. С. Шатского на заседании редакционной коллегии возникли большие споры по вопросу о принадлежности Большого Кавказа к мио- или эвгеосинклиналям. В конечном счете победила изложенная выше точка зрения, и его стали считать миогеосинклиналью, хотя были достаточно обоснованные предложения отнести его к эвгеосинклиналям или разделить Кавказ на две части — северную отнести к миогеосинклиналям, а южную — к эвгеосинклиналям.

В действительности история развития Крымско-Кавказского и Пеннинского (в Альпах) прогибов имеет много общих черт. Различия между ними заключаются лишь в том, что в Пеннинском прогибе больше эффузивов и породы в большей степени метаморфизованы. Степень метаморфизма — признак вторичный, и его можно не принимать во внимание. Альпийский прогиб занимает, по существу, такое же внешнее положение в складчатой области, как и Крымско-Кавказский, поэтому относить их к разным типам нет оснований.

Карбонатогенные прогибы вполне отвечают понятию миогеосинклиналей Г. Штилле и М. Кея. Вместе с тем нельзя признать вполне удачным отнесение Динарского прогиба (зона Высокого Карста) к миогеосинклиналям. Он не занимает внешнего положения, как другие миогеосинклинали альпийской складчатой области, если только не считать платформой область герцинского срединного массива, занятую Адриатическим морем и Апулией. Если же его отнести к платформе, то зона Мирдита с широко развитым вулканизмом окажется по отношению к этой платформе более внешней, чем зона Высокого Карста. Таким образом, определения эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей и здесь не увязы-

ваются с расположением соответствующих прогибов во внешней и внутренней зонах.

На примере начальных прогибов достаточно хорошо выявляется, что по многим причинам термины «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» неудачны. Объединение начальных прогибов в группы и выделение среди них различных типов по основным формациям позволяет более объективно и четко определить их особенности и дать более широкую и более ясную их генетическую классификацию. Особые свойства формаций и характер вулканизма указывают на интенсивность прогибания конкретной геосинклинали и на роль окаймляющих ее разломов в интенсивном проникновении магматического вещества.

Основные типы начальных прогибов и их главнейшие разновидности, которые можно сейчас выделить, приведены в таблице.

Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области

Историко-геологические группы прогибов			
Начальные (инициальные) прогибы		Поздние прогибы	
Типы	Разновидности	Типы	Разновидности
<p>Вулканогенные Синонимы Первичные геосинклинали (по А. В. Пейве и В. М. Синицыну) Эвгеосинклинали (по Г. Штилле и М. Кею — не полностью) Карбонатогенные Синонимы Мيوгеосинклинали (по Г. Штилле и М. Кею)</p>	<p>Вулканогенные Кремнисто-вулканогенные, аргиллитовулканогенные, аргиллитогенные, карбонатно-вулканогенные Карбонатогенные, карбонатогенные с вулканическими проявлениями</p>	<p>Флишегенные Вулканогенные (поздней стадии) Карбонатогенные (поздней стадии)</p>	<p>Флишегенные (собственно) флишево-вулканогенные Вулканогенные с флишем Карбонатогенные, карбонатогенные с флишем, карбонатогенные с вулканическими проявлениями</p>

Поздние, или вторичные геосинклинальные прогибы отличаются от начальных прежде всего тем, что они возникли в более позднюю стадию альпийского этапа. Так, в альпийской складчатой области Европы и Западной Азии (Турция, Иран) прогибы поздней стадии начали формироваться:

- а) в конце юры (флишевые прогибы Кавказа и Горного Крыма, Восточных Карпат и т. д.);
- б) в раннем мелу (Западные Карпаты);
- в) в позднем мелу (Альпы, Динарские горы, прогибы Понтический, Аджаро-Триалетский, Севанский и др.);
- г) в конце позднего мела (Эпирский прогиб);
- д) в среднем эоцене (Липтовский и Подгалльский прогибы в Западных Карпатах, прогибы южного склона Эльбурса в Иране);
- е) в конце эоцена (Ионический прогиб).

При более детальном изучении стратиграфии, вероятно, можно выявить больше разнообразных типов прогибов. Общим для поздних прогибов является характер заполняющих их формаций, среди которых преобладающую роль играет флишевая. Поэтому в большинстве случаев эти прогибы — ф л и ш е г е н н ы е. Среди них выделяются две главные разновидности: без вулканических проявлений и с вулканическими проявлениями. Первые преобладают во внешних зонах альпийской складчатой области, вторые — во внутренних ее частях. Однако и в первых, например в Карпатском флишевом прогибе, спорадически отмечаются вулка-

нические проявления (тешениты, свита Азуга в Румынии и др.). Флишегенные прогибы являются настолько характерным элементом определенной стадии развития альпийской складчатой области, что уже давно флиш считается одной из наиболее типичных для нее формаций.

Применить к флишегенным прогибам названия «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» — значит лишить их совершенно ясной и определенной характеристики, в которую входит представление не только о заполняющей прогиб флишевой формации, но и о поздней стадии их формирования и развития. Совершенно ясно, что флишегенные прогибы — это вполне отчетливо выраженный особый тип геосинклинальных прогибов.

Наряду с собственно флишегенными, среди прогибов поздней стадии развития выделяются еще два типа, правда, значительно менее распространенные. Это вулканогенные прогибы поздней стадии развития. В чистом виде, т. е. как прогибы, выполненные только формациями эффузивно-туфовых или туфокремнистых пород, они встречаются, видимо, редко. Мы можем привести только один пример такого рода прогиба: части сложного эоценового прогиба Южного Эльбурса в Иране, тянущегося вдоль южного склона хребта, причем местами имеются пачки типичного флиша. Значительно чаще распространены разновидности прогибов, выполненных вулканогенными формациями с более или менее мощными пачками флиша и различающихся только по относительной роли в них последних. Примеров такого рода флишево-вулканогенных и вулканогенно-флишевых прогибов можно привести много. При этом в одних преобладают основные и среднего состава лавы, туфы, туфобрекчии и сопровождающие их кремнистые породы с отдельными пачками флиша, в других, наоборот, преобладает флишевая формация с подчиненными пачками эффузивов и туфов (см. таблицу). Примером первых служит Севанский прогиб Малого Кавказа, в котором, при преобладании вулканических пород мела и эоцена, сопровождаемых песчаниками, аргиллитами, конгломератами и известняками, развит карбонатный флиш кампана — маастрихта мощностью до 1000 м. Примером вторых является упомянутый уже прогиб Южного Эльбурса, со спорадическим развитием в нем флишевых толщ среди эффузивов. К прогибам с преобладанием флиша и подчиненной ролью эффузивов относится Аджаро-Триалетский прогиб. Несколько более сложно строение Еревано-Ордубадского прогиба на Кавказе, — с карбонатным верхним мелом (с пачкой эффузивов) и с вулканогенным мощным палеогеном, включающим местами флиш и нуммулитовые известняки.

К прогибам поздней стадии развития принадлежат карбонатогенные прогибы, соответствующие выделявшимся мною (Муратов, 1949) известняковым геосинклиналям второго рода. Это структуры, отличавшиеся слабым прогибанием, с преобладающим накоплением карбонатных, а также глинисто-песчаных пород. Примером их являются верхнеюрские прогибы известняковых Крымских нагорий, часть верхне-мелового Еревано-Ордубадского прогиба и др.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ НАЧАЛЬНЫХ И ПОЗДНИХ ПРОГИБОВ

Ни один из начальных прогибов в альпийской складчатой области не развивался без изменений до конца геосинклинального этапа. Наиболее «консервативными» из них были слабо прогибавшиеся карбонатогенные прогибы. Так, в Динарском прогибе накопление карбонатных осадков протекало с некоторыми перерывами (в нижнем мелу) с триаса до эоцена; при этом в процессе эволюции прогиба не только изменялись его контуры, но часть его в эоцене была захвачена интенсивным прогибанием, с образованием флишевой формации, т. е. с превращением во флишегенный прогиб.

Что касается типичных геосинклинальных прогибов — вулканогенных и аргиллитогенных, — то они, по существу, прекратили свое существование, замкнулись в середине альпийского геосинклинального этапа, точнее — к концу средней юры (Крымско-Кавказский прогиб) или в конце нижнего мела (Пеннинский, Внутренне-Динарский, Мало-Кавказский и др.). Если в отдельных случаях в их пределах после перерыва и продолжалось дальнейшее развитие, то формировались уже типичные для поздней стадии флишевые формации.

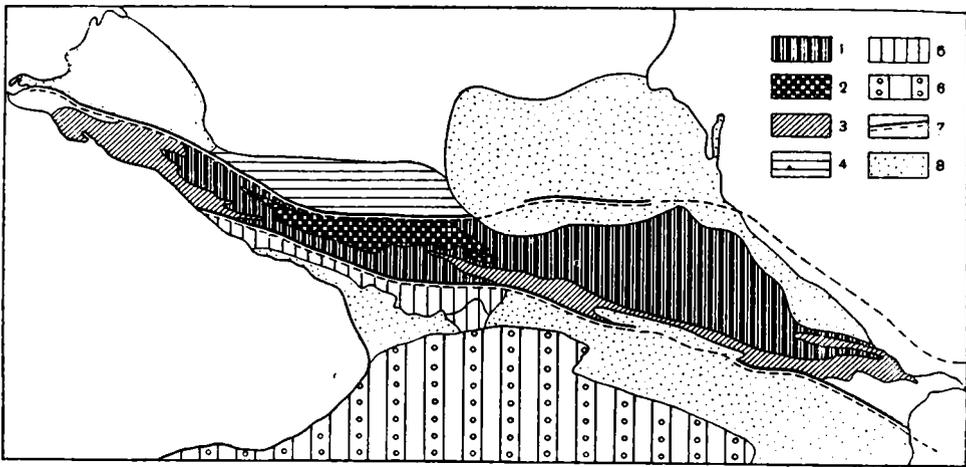
Таким образом, по характеру развивающихся прогибов обе стадии геосинклинального альпийского этапа существенно различаются, что мною уже было отмечено (Муратов, 1962). Развитие начальных прогибов в значительной степени завершилось, и они были захвачены поднятиями к началу поздней стадии. Осадки, заполняющие начальные и поздние прогибы, залегают с отчетливо выраженным несогласием и разрывом. Примером этого является несогласие в основании келловеев на Кавказе, в основании оксфорда в Крыму, перед поздним мелом в Альпах и во многих других районах. Не случайно поэтому существуют достаточно обоснованные представления о киммерийском возрасте внутренних частей Кавказа, Горного Крыма и многих других альпийских складчатых структур Европы.

Флишегенные прогибы поздней стадии, которые начали образовываться в альпийской складчатой области с конца юры — начала мела, в большинстве были новообразованиями. Расположение их обусловлено направлением глубинных разломов, и они наложились или прямо на складчатое палеозойское основание древних массивов, или на участки, покрытые маломощным чехлом карбонатных и других осадков поверх этого основания. Только в немногих случаях флишегенные прогибы унаследовали положение и простирались начальных и между ними намечается известная преемственность. При отсутствии такой связи между прогибами разных стадий развития поздние прогибы, по существу, являются наложенными на элементы более древней структуры и следуют простирацию глубинных разломов.

К флишегенным прогибам такого рода относятся: Карпатский, вытянутый вдоль дуги глубинного разлома зоны утесов; Восточный Понт и Аджаро-Триалетский, следующие вдоль Келькитского разлома; Севанский и прогиб Южного Эльбурса, наложенные на сложную структуру герцинского основания; Анкарский, наложенный на срединный массив Анатолии.

Примером прямого унаследования является Вардарский флишегенный прогиб верхнемелового возраста, точно следующий начальному прогибу. Более сложный случай унаследования представляет Большой Кавказ (фиг. 1). В результате роста внутренней геоантиклинали в центре Крымско-Кавказского прогиба он распался к началу верхней юры на систему дочерних прогибов. В дальнейшем из них наиболее сильно прогибались геосинклинали, расположенные к югу от внутренней геоантиклинали, а именно два флишевых прогиба — западный, или Новороссийский, и восточный — Чиауро-Дибрарский. К северу от внутренней геоантиклинали образовался неглубокий и слабо прогибавшийся карбонатогенный прогиб северного склона Кавказа. Таким образом, флишегенные прогибы, хотя и оказались несколько смещенными в сторону от оси начального Крымско-Кавказского прогиба и уменьшенными в размерах, но стали его прямыми «наследниками», которые можно считать его остатками. Эти прогибы прекратили свое существование и замкнулись лишь в конце олигоцена.

Следовательно, Крымско-Кавказский аргиллитогенный прогиб в начальную стадию развития представлял собой обширную геосинклиналь, которая в позднюю стадию значительно усложнилась и распалась на си-



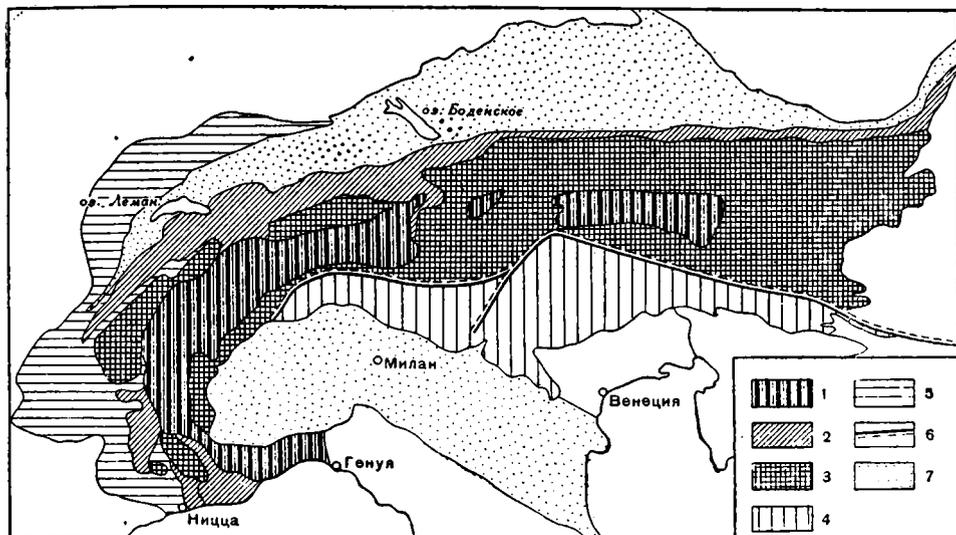
Фиг. 1. Схема строения Большого Кавказа.

1 — аргиллитогенный прогиб Большого Кавказа (часть Крымско-Кавказского); 2 — участок прогиба, в котором его основание, сложенное палеозойскими породами, высоко поднято в пределах Главного хребта; 3 — флишегенные прогибы; 4 — центральная часть северного склона Кавказа; 5 — Абхазская зона и Дзирульский массив (часть Грузинской глыбы); 6 — структуры Малого Кавказа; 7 — главные глубинные разломы, ограничивающие прогиб Большого Кавказа; 8 — неогеновые межгорные и краевые прогибы

стему прогибов и поднятий. Только два из этих унаследованных прогибов в дальнейшем испытали глубокое прогибание и явились настоящими «наследниками» древней геосинклинали, причем сохранились до самого конца альпийского этапа геосинклинального развития.

Иную картину преемственности прогибами поздней стадии геосинклинального развития расположения прогибов начальной стадии мы видим на примере Альп. Здесь прогиб начальной стадии представлен Пеннинской геосинклиналью Внутренних Альп, выполненной формацией блестящих сланцев с офиолитами. На западе она образует дугу, соответствующую общему изгибу Альп; восточное продолжение ее представляют окна верхнего Энгадина и Тауэрна (фиг. 2). Прогиб поздней стадии — типичный флишегенный и выполнен флишевой формацией мелового и палеогенового возраста. Этот прогиб также образует огромную дугу, простираясь сначала в широтном направлении, вдоль северного склона Восточных Альп, затем за долиной Рейна меняя простирание на запад-юго-западное и далее на юго-западное и южное в Западных и Приморских Альпах. Изгиб его строго следует дуге Альпийской горной системы. Таким образом, флишегенный прогиб вытянут параллельно Пеннинскому, но расположен на некотором расстоянии к северу и западу от него. В таком параллелизме этих прогибов, без сомнения, сказываются черты унаследованности позднего прогиба по отношению к начальному, однако здесь нет прямого наследования, так как поздний прогиб смещен по отношению к более раннему.

Начальная стадия в Альпах была связана с развитием Пеннинского прогиба. Он образовался в юре или в конце триаса и заполнялся осадками до середины мела. Верхнемеловые осадки в его пределах отсутствуют, за исключением явно наложенного участка зоны флиша Претигав. В целом Пеннинский прогиб прекратил свое существование непосредственно перед верхним мелом, замкнулся и, вероятно, не только заполняющие его осадки были смяты в складки, но и весь прогиб был захвачен поднятиями. В результате флишегенный прогиб поздней стадии, начавший развиваться здесь с позднего мела, оказался смещенным к северу



Фиг. 2. Схема строения Альп.

1 — Пеннинский прогиб, частично перекрытый покровами; 2 — флишегенные прогибы, частично перекрытые покровами; 3 — внутренние части Центральных и Восточных Альп; 4 — Южные Альпы; 5 — Западные Альпы и Юрские горы; 6 — линия Главного Альпийского глубинного разлома; 7 — неогеновые прогибы, заполненные молассовыми формациями

по сравнению с Пеннинским прогибом, хотя и сохранил такое же направление изгиба.

Взаимоотношения начальных и поздних прогибов можно проследить и на других примерах, однако, видимо, и приведенных достаточно для иллюстрации неодинакового характера преемственности у этих прогибов.

Итак, среди поздних прогибов, по их взаимоотношению с начальными, можно выделить следующие разновидности.

1. Наложённые на структуру палеозойского основания:
 - а) по древним разломам;
 - б) по новым разломам.
2. Унаследованные:
 - а) прямое наследование начальных прогибов;
 - б) наследование со смещением остаточных прогибов (Кавказ);
 - в) наследование с оттеснением (Альпы).

Причины этого, вероятно, можно найти в истории развития отдельных участков альпийской складчатой области.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ И МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

Все рассмотренные типы геосинклинальных прогибов представляют собой образования, характерные для геосинклинального этапа развития альпийской складчатой области. Этот этап или, как его иногда называют, «цикл» продолжался с триаса до неогена. В неогене он сменился этапом заключительного геосинклинального развития и горообразования (Муратов, 1962). В это время геосинклинальные прогибы поздней стадии прекратили свое развитие, замкнулись, и началось образование межгорных впадин, краевых прогибов и разделяющих их систем горных сооружений.

Межгорные впадины резко отличаются от геосинклинальных прогибов изометрической формой, характером складчатых нарушений, часто связанных с разломами основания, вулканизмом (наземная туфо-анде-

зитовая формация) и типом формаций. Именно здесь распространены типичные молассовые формации, которые некоторые исследователи иногда включают в ряд формаций геосинклинальных прогибов (Хаин, Шейнманн, 1960), что, конечно, едва ли можно считать правильным. Причиной этого, возможно, является то, что в отдельных случаях (довольно редких) молассовые формации действительно без следов перерыва сменяют флишевую. Так, солёная формация, правда очень слабо развитая, известна выше флиша в Центральной синклинальной зоне Карпат. Однако такие случаи скорее составляют исключение, и основная закономерность, которая выражается в наложении молассовой формации на все более древние образования и в ином, по сравнению с геосинклинальными прогибами, структурном плане межгорных и краевых впадин, выполненных молассовой формацией, — не нарушается.

Такое соотношение геосинклинальных прогибов и впадин заключительного этапа наблюдается и в более древних складчатых областях — каледонских, герцинских и мезозойских. Для геосинклинального этапа развития этих областей характерно образование систем прогибов, среди которых можно, видимо, выделить группы начальных и поздних, а может быть, в некоторых случаях — и промежуточных. Типы этих прогибов очень разнообразны, и разделение их должно быть темой специальных исследований. Однако важнейшие типы прогибов палеозойских складчатых областей очень сходны с прогибами альпийской складчатой области. Среди начальных прогибов большую роль играют вулканогенные и аргиллитовулканогенные; это уже было отмечено А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950), которые именно такого рода палеозойские прогибы выделили под названием первичных. Примеров их можно привести очень много (Тагильский и Магнитогорский прогибы Урала, ряд прогибов Центрального Казахстана, Туркестано-Алайский прогиб Тянь-Шаня и др.).

Несколько отличаются геосинклинальные прогибы мезозойской складчатой области Северо-Восточной Сибири, в которых преобладало формирование терригенных осадочных формаций типа верхоянского комплекса, выделенного Н. П. Херасковым, и которые можно было бы назвать терригенным типом прогибов.

Среди прогибов поздней стадии, развивавшихся со второй половины девона и карбона в пределах палеозойской складчатой области Казахстана и Алтая, наряду с типичными вулканогенными (например, Змеиногогорский на Рудном Алтае), широкое распространение получили аргиллитовулканогенные, аргиллитогенные и карбонатогенные прогибы, а также прогибы, выполнявшиеся формацией кульма (Шатский, 1955).

Очень важным отличием поздней стадии развития прогибов палеозойских и мезозойских складчатых областей от прогибов альпийской области является отсутствие в древних областях флишегенных прогибов, как и самой флишевой формации в типичном ее выражении. Последняя характерна в основном для альпийской складчатой области. Настоящая флишевая формация в палеозое в пределах Советского Союза известна только в Зилаирской синклинории Урала (Келлер, 1952; Хворова, 1961). Этот интересный факт, конечно, требует специального разбора. Очевидно, флишевая формация связана с определенной степенью развития земной коры и не могла образоваться в палеозое в большом объеме. Следует, кстати, отметить, что в отдельных случаях флишевая формация встречается и в начальных прогибах (таврическая серия Крыма), что тоже не получило пока настоящего объяснения.

Своеобразие типов геосинклинальных прогибов каледонской, герцинской и мезозойской складчатых областей указывает на отсутствие цикличности в их развитии и может быть понято только в свете разработавшегося в последние годы Н. С. Шатским (1960) представления об еди-

ном направленном процессе развития геосинклинальных областей от докембрия до наших дней. Только с этой точки зрения достаточно хорошо объяснимо отсутствие флишевой формации в палеозое и широкое ее распространение и очень важное значение в истории альпийского пояса.

Каледонский, герцинский и альпийский этапы, по этим представлениям, — лишь определенные стадии единого процесса, не похожие одна на другую. Каледонида является предварительной стадией, закончившейся созданием платформенных условий только в некоторых местах. Герциниды, занимающие огромные площади с невероятным количеством кислых интрузий, представляют собой кульминационный пункт развития складчатости земной коры. Альпийская эпоха для зоны Тетиса Евразии, с точки зрения Н. С. Шатского (1960, стр. 15), была стадией затухания геосинклинального режима.

Как и для альпийского пояса в неогене, для каждой из областей более древней складчатости характерен закономерный переход собственно геосинклинального этапа в заключительный этап развития и горообразования, называемый иногда орогенным. Для него характерно формирование горных систем, межгорных и краевых впадин, с развитием в них молассовых формаций.

В мезозойской складчатой области северо-востока Сибири смена геосинклинальных прогибов межгорными и краевыми произошла в начале мела. В областях герцинской складчатости Урала и Казахстана эта же смена происходила в заключительный этап (после нижнего карбона) и сопровождалась замещением типичных геосинклинальных формаций молассовыми, угленосными и соленосными. В областях каледонской складчатости заключительный этап был крайне сильно растянут и длился в общем с начала девона до конца перми (каледонида Англии, Казахстана, минусинских впадин). Это составляет своеобразную особенность каледонид, и поэтому формации заключительного этапа в межгорных впадинах более разнообразны и особенно мощны.

Межгорные впадины и краевые прогибы являются особой категорией структурных элементов геосинклинальных складчатых областей. Они образовались в заключительный этап развития, резко отличаются от геосинклинальных прогибов целым комплексом признаков и не должны именоваться геосинклиналями. Заполняющие их формации составляют совершенно иной ряд по сравнению с геосинклинальными. Поэтому и не могут быть приняты названия, предлагаемые для впадин такого рода М. Кеем (1957).

В заключение необходимо указать, что предлагаемое разделение геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области на различные типы не может претендовать на универсальность и полную применимость ко всем складчатым областям. При изучении типов геосинклинальных прогибов необходимо основываться на гораздо более полных данных не только по альпийской, но и по палеозойским и мезозойским складчатым областям. Однако нам представляется, что предлагаемый принцип разделения по ведущим геологическим формациям, характерным для определенного типа прогибов, применим не только к альпийской складчатой области. Этот принцип, конечно, является несколько более сложным, чем деление прогибов на эв- и миогеосинклинальные. Но его применение исключает большую условность в отнесении прогибов к эвгеосинклиналям и миогеосинклиналям.

Формационный принцип, введенный в науку Н. С. Шатским, позволяет дать более конкретную характеристику не только типов и разновидностей прогибов, но и многих особенностей истории их развития, связи с вулканизмом и металлогеней.

Идеи о связи металлогенических особенностей с определенными типами геосинклинальных прогибов появились в нашей литературе в работах

Д. И. Горжевского (1961). В недавно вышедшей из печати интересной работе Г. А. Твалчрелидзе (1962), опубликованной уже после написания настоящей статьи, подчеркивается тесная связь особенностей металлогении складчатых областей с типами геосинклинальных прогибов. Автор выделяет два типа прогибов — вулканогенные и терригенные, во многих чертах близкие к выделенной нами группе начальных прогибов, и показывает особенности и различия их металлогенического развития.

Таким образом, проблема сравнительного изучения генезиса, истории развития, магматизма и металлогении геосинклинальных прогибов различных типов является сейчас актуальным и весьма важным направлением в изучении геосинклинальных складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1933, 11, вып. 3.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.-Л., Госгеоллиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Борисяк А. А. Теория геосинклиналей.— Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 1.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Перевод под ред. Е. В. Милановского. М.-Л.— Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Горжевский Д. И. О геотектонической позиции полиметаллического пояса Рудного Алтая.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Перевод под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 104, геол. серия (№ 34).
- Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1929, 7, вып. 4.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. В кн. «Тектоника СССР», т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Хайн В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед., 1960, № 11.
- Bertran M. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen.— Bull. Soc. géol. France, 1887, 15, № 3.
- Cirić B. Sur le magmatisme jeune dans les Dinarides externes de Yougoslaiva.— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, 1960, 2.
- Cirić B., Karamata S. L'évolution du magmatisme dans les géosynclinales Dénariques, mésozoïques et cénozoïques.— Bull. Soc. géol. France, ser. 7, 1960, 2.
- Dana J. D. On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior.— Amer. J. Sci., 3 ser., 1873, 5.
- Hall J. Natural history of New York. New York, 1859.
- Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales.— Bull. Soc. géol. France, ser. 3, 1900, 28, № 3.
- Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
- Schuchert Ch. Sites and natures of the north-american geosynclines.— Bull. Geol. Soc. America, 1923, 34.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Stille H. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonische Forschung.— 25 Jahr. Kaiser Wilhelm Geseb., 1936, Bd. 2.
- Stille H. Einführung in den Bau Nordamerikas. Berlin, 1940.
- Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. 1—3. Wien—Prag—Leipzig, 1883—1909.

А. И. МУШЕНКО

**О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Одну из своих последних работ Н. С. Шатский посвятил выяснению природы и происхождения Пачелмского прогиба. Большая полнота стратиграфического разреза — от рифейских до мезо-кайнозойских отложений — позволила достаточно подробно восстановить историю формирования центрального участка Русской платформы. Н. С. Шатский писал, что «изучение строения Пачелмского прогиба имеет не только региональный смысл: история его развития еще раз показывает, какую большую роль играют явления унаследования в происхождении основных структурных элементов древних платформ и каков механизм их образования в связи с общей глыбовой структурой земной коры» (1955, стр. 5).

На основании данных о распределении осадков в пределах Пачелмского прогиба Н. С. Шатский определил его форму и простираение на разных этапах развития (в рифейское, живетское, нижне- и верхнефранское время). В рифее этот прогиб был узким и длинным, а в девоне над ним образовалась широкая и плоская синеклиза. Далее, было выяснено, что форма прогиба в процессе его развития изменялась, но при этом все время сохранялись существенные ее черты. Такое развитие Н. С. Шатский назвал унаследованным, поясняя, что, несмотря на различные формы Пачелмского прогиба в рифейское и девонское время, неизменным был процесс оседания земной коры. Это устанавливается по наличию осадочных отложений, выполняющих различные платформенные прогибы. Сохранение во времени механизма формирования структуры определяет первое условие ее унаследованного развития.

Причину оседания земной коры Н. С. Шатский связывал «с определенными очагами уплотнения в мантии, изменяющимися в течение времени как по интенсивности и глубине процесса, так и по объему вовлеченного в них вещества» (1955, стр. 24).

Согласно этой идее, продолжающееся уплотнение подкорового вещества последовательно ведет к преобразованию прогибов, подобных Пачелмскому. Развитие Пачелмского прогиба в конце девона и в карбоне характеризуется тем, что области наибольшего погружения оказываются расположенными к востоку и западу от той полосы, где в рифее было наибольшее прогибание. В результате такого неравномерного погружения в районе Пачелмы наблюдается довольно сложное распределение осадков. Имея в виду верхнепалеозойский этап формирования Пачелмского прогиба, Н. С. Шатский писал, что в это время он превратился в крупную антеклизу северо-восточного простираения, ограничен-

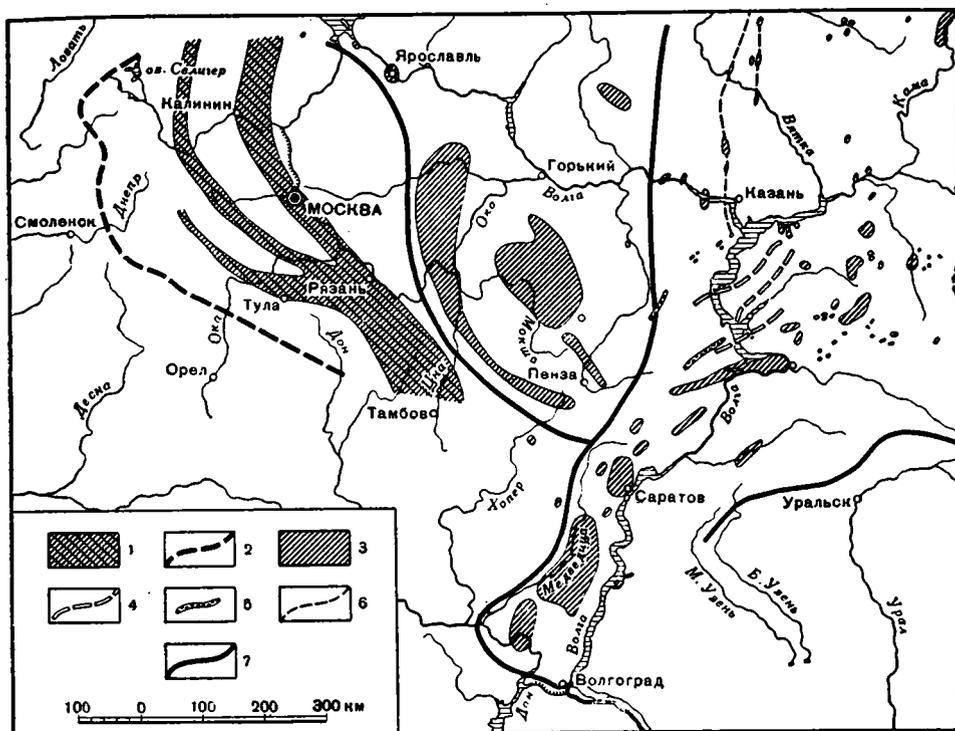
ную с северо-запада и юго-востока Московской и Прикаспийской синеклизами. Итак, существенные структурные изменения в процессе развития Пачелмского прогиба произошли вследствие того, что области наибольших погружений и, соответственно, осадконакопления в верхнем палеозое переместились в районы Московской и Прикаспийской синеклиз. В связи с этими преобразованиями описываемая структура как бы утратила черты унаследованного развития, обусловленного все продолжающимся неравномерным оседанием земной коры. Дело в том, что преобразование Пачелмского прогиба в относительно положительную форму — антеклизу произошло тоже в результате опускания. Правда это опускание в верхнем палеозое в районе Пачелмы имело меньшую амплитуду, чем в прилежащих Московской и Прикаспийской синеклизах.

Следовательно, условия формирования Пачелмской структуры, расположенной в центральной части Русской платформы, на протяжении рифея и палеозоя определялись неравномерными во времени и пространстве погружениями.

Н. С. Шатский подчеркивал, что указанный «процесс может объяснить только оседание как таковое, а не форму и не взаимное расположение в различной степени осевших глыб» (Шатский, 1955, стр. 33). Далее он указывал, что формы синеклиз и прогибов при их оседаниях определяются глыбовой структурой земной коры. Отдельные глыбы ограничиваются разломами и тектоническими швами планетарного характера: «Планетарное распределение таких тектонических швов определяется вращением Земли и возможными его изменениями» (Шатский, 1955, стр. 23).

На примере развития Пачелмского прогиба Н. С. Шатский показал и второе направление структурного унаследования, которое выражается в наследовании простирающихся различных линейных систем. Этот тип наследования отличается большой консервативностью, что определяется наличием планетарных разломов, являющихся как бы «каркасом, которому подчиняются все последующие деформации в земной коре» (там же, стр. 24). К этой категории унаследованных структур относятся мезо-кайнозойские валы и прогибы, развитые в пределах Пачелмского прогиба. В очертаниях Керенско-Чембарского, Сурско-Мокшинского и Окско-Цнинского валов видны унаследованные простирающиеся, параллельные тем ограничениям, которые Пачелмский прогиб имел в рифейское время. Несмотря на общее сходство современной структуры Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций, имеются и резкие различия: первая наложена на осевую часть Пачелмского прогиба, а вторая расположена над краем Токмовского массива. Под унаследованными структурами данного направления Н. С. Шатский понимал лишь общность их простирающихся, а не совпадение на разных этапах развития морфологических форм — поднятий или прогибов. Унаследованное развитие — это сложное понятие, которое нельзя сводить к морфологическому сходству структур, расположенных на разных стратиграфических уровнях.

Итак, по мнению Н. С. Шатского, структуры Русской платформы образуются в результате опускания земной коры, а их форма и простирающиеся обусловлены расположением трещин планетарного происхождения. Унаследованное развитие этих структур определяется, с одной стороны, оседанием земной коры, а с другой — наличием планетарных трещин. Если предполагавшаяся Н. С. Шатским причина оседания может вызывать какие-либо сомнения вследствие того, что уплотнение подкорового вещества устанавливается в основном предположительно, то само оседание — его место, время и форма — определяется прямыми геологическими данными.



Фиг. 1. Схема тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и прилежащих районов.
По А. Д. Архангельскому.

1 — полосы более крутого падения каменноугольных пород в Подмосковной котловине; — западная и южная границы Подмосковной котловины; 3 — валы, пологие антиклинали и купола; 4 — предполагаемые антиклинальные полосы, скрытые под покровом молодых отложений; 5 — Борлинская и Корсунская «флексуры»; 6 — простираание некоторых антиклинальных полос (Глазовский вал, Вятский вал и др.); 7 — южная и западная границы Волго-Уральской нефтеносной области и восточная граница Подмосковной котловины

В настоящее время еще неизвестны причины возникновения планетарных трещин и отсутствуют материалы, указывающие, что именно эти трещины предопределили форму Пачелмского прогиба, а затем вновь проявились в очертаниях Окско-Цнинского и других валов.

Повторяемость закономерностей, установленных Н. С. Шатским при рассмотрении Пачелмской структуры, можно видеть при анализе строения восточного склона Московской синеклизы, Воронежской антеклизы, Токмовского свода, Доно-Медведицкого вала и других структур Русской платформы.

А. Д. Архангельский описывал Московскую синеклизу (фиг. 1) как заливообразный участок Восточно-Русской впадины, от которой все же «Подмосковная котловина отделяется Окско-Цнинским валом и продолжающимися его к северу поднятиями слоев» (Архангельский, 1934, стр. 236).

Н. С. Шатский (1945) доказывал, что область, которую А. Д. Архангельский определял как Восточно-Русскую впадину, состоит из двух вполне самостоятельных синеклиз — Московской, ось которой имеет северо-восточное простираание, и Восточно-Русской — меридиональной, ограничивающей с запада Урал и являющейся, по существу, предгорным хребтом.

Н. С. Шатский писал, что южный склон Московской синеклизы на геологической карте отчетливо прослеживается только до Окско-Цнинского

вала. Далее к востоку палеозойские породы перекрыты мезозойскими образованиями, которые скрывают строение восточного и юго-восточного склонов синеклизы. Однако восточнее, в бассейне р. Алатырь, вновь наблюдаются широтные простирания верхнепалеозойских отложений, которые указывают, что южный склон Московской синеклизы прослеживается к востоку от Окско-Цнинского вала «по крайней мере на протяжении 150—200 км от него» (Шатский, 1945, стр. 8).

Возражая Н. С. Шатскому, А. Д. Архангельский указывал, что выходы палеозоя по Алатырю ни по форме, ни по происхождению «с южным крылом Подмосковной котловины ничего общего не имеют» (1941, стр. 102).

Окско-Цнинский вал Н. С. Шатский рассматривал как поперечное осложнение южного склона Московской синеклизы, а не как ее восточную границу. Позднейшими работами в бассейне р. Алатырь эти построения для верхнепалеозойского времени подтвердились (фиг. 2). Кроме того, было выяснено, что восточнее Окско-Цнинского вала строение нижнепалеозойских отложений и, соответственно, форма поверхности докембрия отличаются от строения отложений верхнего палеозоя.

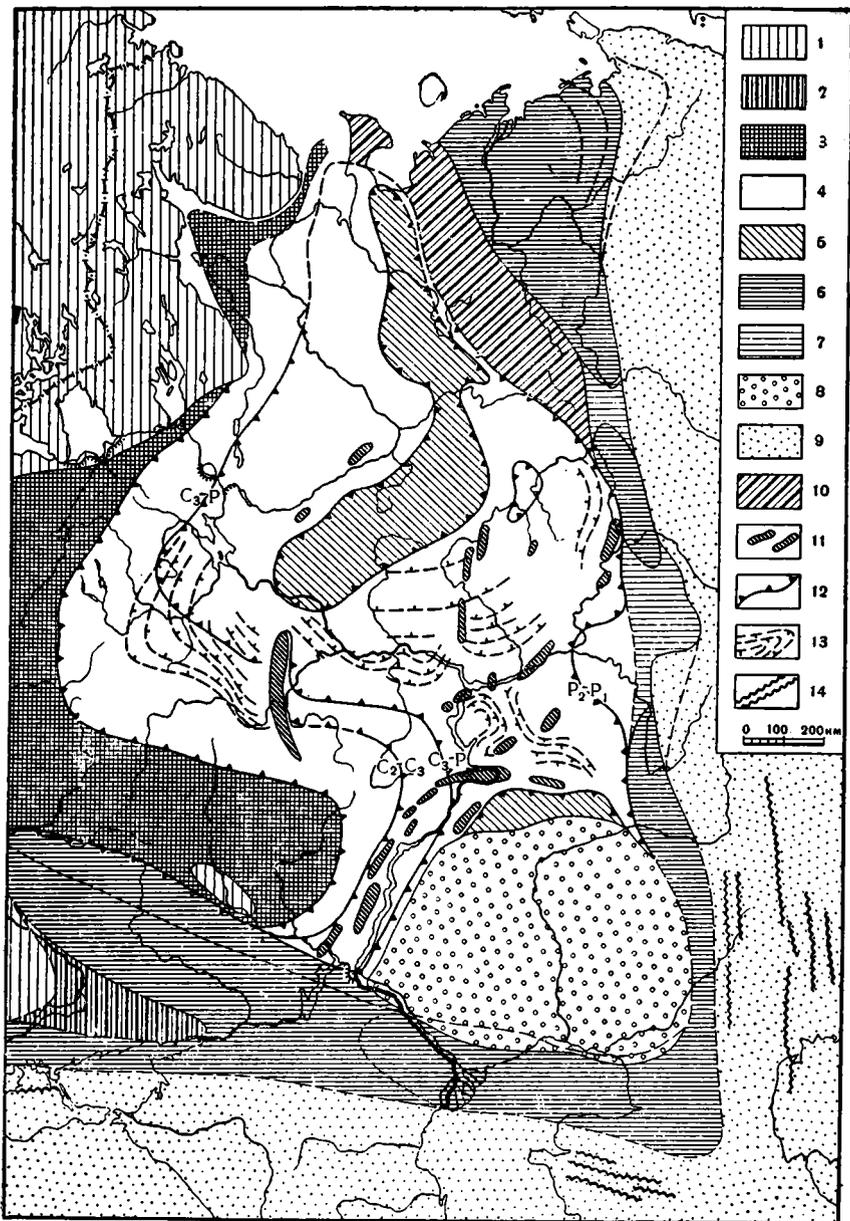
Бурение опорных скважин в пределах восточного склона Московской синеклизы дало основание А. А. Бакирову выделить Токмовский и Котельнический выступы фундамента, «не отражающиеся на структурном плане вышележащих верхнепалеозойских и мезозойских отложений» (Бакиров, 1954, стр. 14). Эти выступы ограничивают с востока нижнепалеозойский прогиб Московской синеклизы. Ее очертания на востоке в нижнепалеозойское время были сходны с границами Подмосковной котловины, изображенной на схеме А. Д. Архангельского.

А. Д. Архангельский считал, что такие структуры, как Окско-Цнинский вал, возникли в результате дислокаций фундамента, которые он представлял в виде очень крупных складок. Иначе говоря, в валах он видел «самые начальные стадии процесса складчатости, недоразвившейся до нормальных размеров геосинклинальных областей» (1941, стр. 103).

При таких построениях естественно было думать, что в пределах валов существует в основном согласное залегание слоев осадочного комплекса и что им соответствуют поднятия поверхности фундамента. Отсюда делалось предположение, что Окско-Цнинский вал является восточным ограничением «Московской котловины». А. Д. Архангельский предполагал залегание осадочного комплекса, в общем согласное с поверхностью фундамента и в пределах Вятского, Доно-Медведицкого и других валов Русской платформы.

Существенно иначе подходил к этому вопросу Н. С. Шатский. Он доказывал, что тектоника чехла восточной части Русской платформы различна на разных стратиграфических уровнях. Он подчеркивал, что «в результате резкого увеличения мощности осадочных образований к Уралу, связанного с образованием краевого прогиба, с одной стороны, и общего сводового поднятия Урала, с другой стороны, в одном и том же районе на глубине продолжает образовываться склон в сторону краевого прогиба, а в поверхностной части — склон в противоположную сторону, к внутренним синеклизам платформы. Процесс этот был настолько интенсивен, что отразился на вторичных структурах, вызывая несоответствия сводовых частей плакантиклиналей на поверхности и в глубине» (1945, стр. 57). С этим интересным явлением мы сталкиваемся также в районе восточного склона Московской синеклизы.

К настоящему времени, в связи с проведением большого объема геологических исследований, выяснилось, что нельзя, как это делалось ранее, рассматривать платформенные структуры в качестве неизменных форм. Они все время преобразовывались, вследствие чего и различны



Фиг. 2. Схема верхнепалеозойской структуры восточной части Русской платформы. По Н. С. Шатскому, 1937.

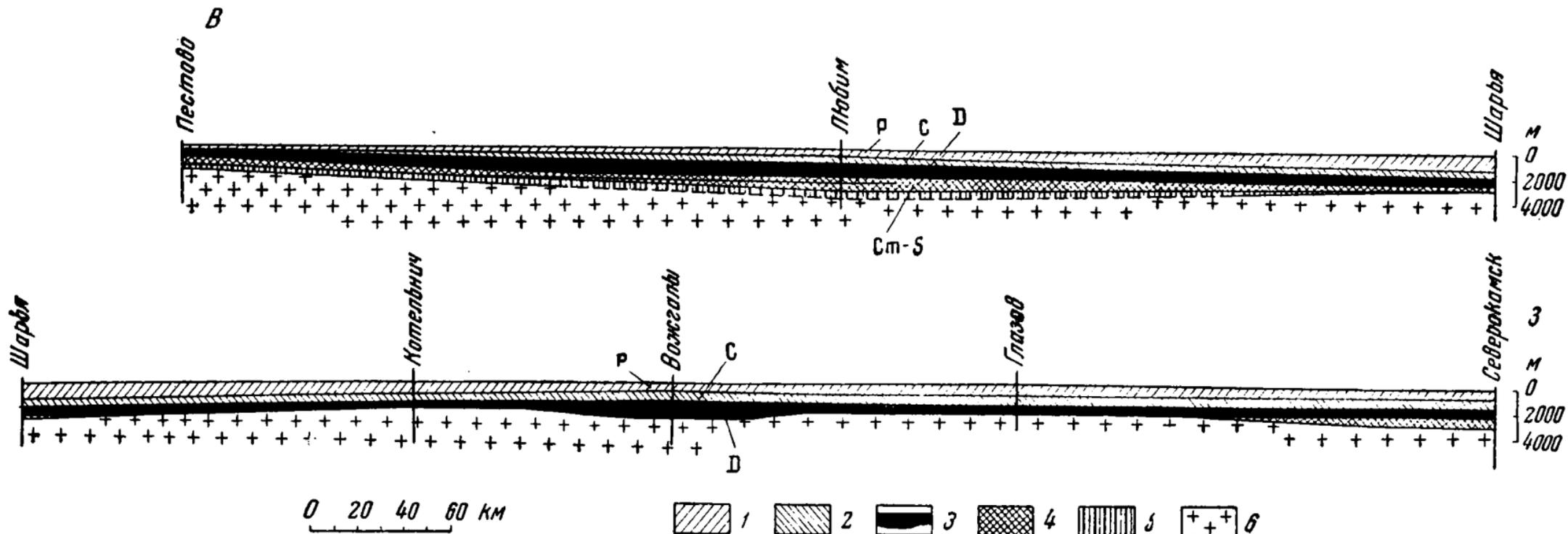
1 — додевонские образования; 2 — докембрий Украинского массива, переработанный герцинским вулканизмом; 3 — средний и верхний девон; 4 — антраколитовые отложения; 5 — континентальный триас; 6 — Уральский и Донецкий передовые прогибы герцинид; 7 — поперечные поднятия в передовых прогибах; 8 — область соляных куполов Западно-Казахстанской синеклизы; 9 — герциниды; 10 — тиманиды; 11 — «валы» платформ; 12 — стратиграфические границы антраколита и направление погружения этих отложений; 13 — структурные изогипсы; 14 — мезо-кайнозойские унаследованные складки герцинид

на разных стратиграфических уровнях. Детальное изучение структур Русской платформы позволило установить направление и время преобразований, которые они претерпевали в процессе развития. На широтном профиле (фиг. 3), построенном через Московскую синеклизу, отчетливо видно, что в рифейское и нижнепалеозойское время центральная часть прогиба была расположена в районе г. Любим. К востоку от этого прогиба, между городами Шарья и Глазов, прослеживался большой выступ фундамента, к западу от которого находился прогиб. Позднее, в среднем и в начале верхнего девона, на указанном выступе фундамента, в районе современного Вятского вала, развился желобообразный прогиб, разделивший ранее единое поднятие. В пределах одного из них находится Котельнич, в пределах второго — Глазов. В верхнедевонское время происходило опускание всей рассматриваемой области. При этом осадки увеличенной мощности накапливались в центральной части Московской синеклизы, а также в районе Вятского вала. Позднее, в каменноугольное и пермское время, ось Московской синеклизы постепенно смещалась в восточном направлении — к району г. Шарья. Вследствие перемещения места наибольшего прогибания в сторону ограничивающего его поднятия, в осевой части современной Московской синеклизы (восточнее г. Шарья) фундамент залегает выше, чем в более западных районах (фиг. 4). Процесс перемещения мест прогибания характеризует условия образования тектонических форм Русской платформы и объясняет, почему поверхность фундамента и нижние комплексы осадочной толщи наклонены к западу, а лежащие выше толщи — к востоку.

Итак, восточным ограничением Московской синеклизы в рифейское и нижнепалеозойское время служил западный склон Токмовско-Котельничского выступа фундамента. Наряду с этим в верхнем палеозое восточное ограничение Московской синеклизы наметилось значительно восточнее, а именно в районе Вятского вала, как это установил Н. С. Шатский.

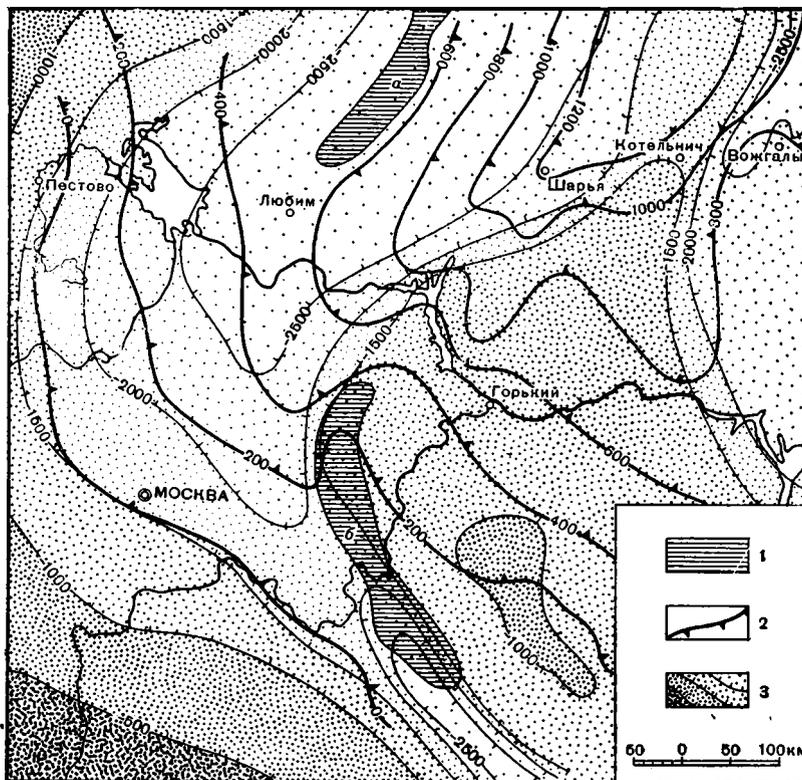
Вопрос о том, является ли Окско-Цнинский вал восточным ограничением Московской синеклизы, решается теперь достаточно определенно. Известно, что Окско-Цнинский вал начал проявляться только в верхнем палеозое и окончательно оформился в мезозойское время. В современном структурном плане северная часть Окско-Цнинского вала расположена на западном склоне Токмовского массива, а его южное окончание продолжается в пределы глубокого Пачелмского прогиба. Следовательно, Окско-Цнинский вал не мог ограничивать с востока Московскую синеклизу, так как они формировались в разное время. Окско-Цнинский вал сформировался значительно позднее и является осложнением южного склона верхнепалеозойской Московской синеклизы. Строение южного склона Московской синеклизы и ее структурные соотношения с Окско-Цнинским валом отчетливо видны на профиле (фиг. 5), составленном С. К. Нечитайло и П. С. Хохловым (Геологическое строение центральных областей..., 1957). Вал представляет собой только частное осложнение южного склона Московской синеклизы. На этом же профиле показано выклинивание рифейских и нижнепалеозойских отложений к центральной части современной Московской синеклизы. Сокращенные мощности указанных отложений свидетельствуют о том, что наиболее прогнутая часть современной Московской синеклизы расположена на том месте, где в рифейское и нижнепалеозойское время была антеклиза.

Следовательно, основой преобразования синеклиз и антеклиз Русской платформы является неравномерность и не одновременность прогибания отдельных ее участков. Эта особенность тектонического процесса отчетливо выступает при рассмотрении крупных поднятий. Так, например, описывая Алатырское поднятие, Н. С. Шатский подчеркивал, что



Фиг. 3. Схематический разрез через Московскую синеклизу.

1 — пермские отложения; 2 — каменноугольные отложения; 3 — девонские отложения; 4 — нижнепалеозойские отложения; 5 — рифейские отложения; 6 — дорифейские отложения



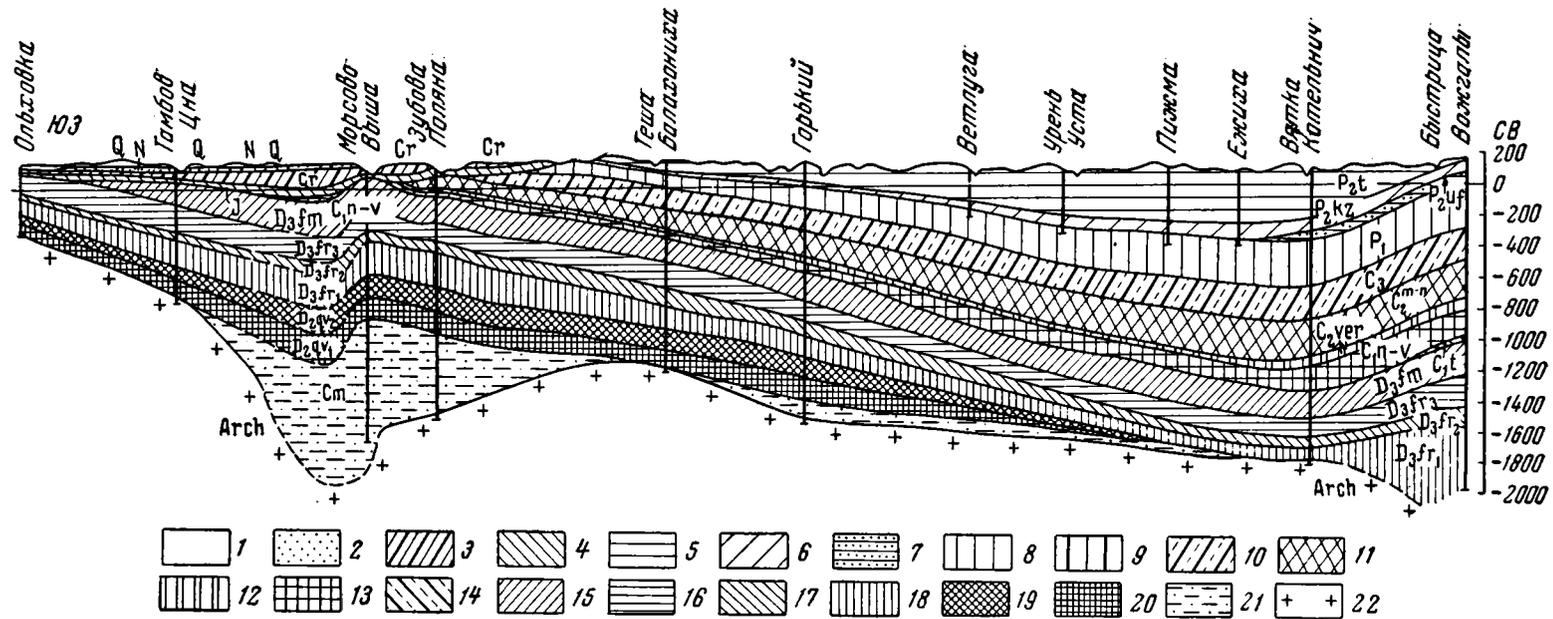
Фиг. 4. Схема структуры Московской синеклизы по кровле верейского горизонта и по поверхности дорифейского фундамента.

1 — валы: а — Солигаличский; б — Окско-Цининский; 2 — стратонизогипсы кровли верейского горизонта; 3 — изолинии поверхности дорифейского фундамента

образовалось оно одновременно и в связи с этим «ограничено различными по возрасту и по положению тектоническими структурами» (1948, стр. 43). Северное его крыло, сложенное палеозойскими отложениями, сформировалось в результате опускания Московской синеклизы и является частью ее южного склона. Восточное крыло, сложенное мезозойскими породами, образующими западный склон Волжской (Ульяновско-Саратовской) наложенной синеклизы, сформировалось в результате ее развития в мезозойское время.

Таким образом, выясняется, что Алатырское поднятие, единое в современном плане, сформировалось в результате одновременных опусканий Московской и Волжской синеклиз.

Образование платформенных поднятий вследствие одновременных опусканий отчетливо выявляется на примере Воронежской антеклизы и Токмовского свода. Известно, что на северном склоне Воронежской антеклизы докембрийские образования перекрыты отложениями девонского возраста, мощность которых по мере движения к северу увеличивается, и они вместе с покрывающими их осадками карбона участвуют в строении Московской синеклизы. На южном склоне антеклизы на докембрийские образования непосредственно налегают каменноугольные отложения, которые, погружаясь к югу, слагают Днепровско-Донецкую впадину. В центральной части Воронежской антеклизы докембрий перекрыт мезозоем. Так устанавливается, что Воронежская антеклиза сформировалась в результате одновременных опусканий ее северного и южного



Фиг. 5. Геологический профиль по линии Ольховка — Тамбов — Морсово — Зубова Поляна — Баллахониха — Горький — Котельнич — Вожгалы.
По С. К. Нечитайло и П. С. Хохлову, 1954 г.

1 — четвертичные отложения; 2 — неоген; 3 — мел; 4 — юра; 5 — татарский ярус; 6 — казанский ярус; 7 — уфимская свита; 8 — нижняя пермь; 9 — пермские нерасчлененные отложения; 10 — верхний карбон; 11 — мячковский, подольский и каширский горизонты; 12 — верейский горизонт и башкирский ярус; 13 — намюрский и вичейский ярусы; 14 — турнейский ярус; 15 — фаменский ярус; 16 — верхнефранский подъярус; 17 — среднефранский подъярус; 18 — нижнефранский подъярус; 19 — верхнеживетский подъярус; 20 — нижнеживетский подъярус; 21 — кембрий; 22 — архей

склонов на протяжении палеозойского времени. Позднее, в мезозое, Днепровско-Донецкая впадина продолжала расширяться к северу. В связи с этим погружение распространилось не только на южный склон Воронежской антеклизы, но также на ее центральную часть и северный склон. В пределах последнего полого наклоненные к северу девонские отложения перекрыты мезозойскими породами, весьма полого наклоненными к югу. Подобные соотношения в залегании слоев, встречные падения в разных сериях осадков возникли вследствие неодновременного прогибания (как во времени, так и в пространстве). Так в палеозойское время погружалась центральная часть Московской синеклизы, что и обусловило наклон палеозойских пород к северу.

В мезозойское время прогибание Днепровско-Донецкой впадины было более значительным по сравнению с прогибанием Московской синеклизы. Это вызвало наклон мезозойских слоев к югу на пространстве, расположенном далеко за пределами Днепровско-Донецкой впадины. Погружение мезозойских слоев к югу вызвало перегиб в этом же направлении и в подстилающих их девонских и каменноугольных слоях. Однако наклон мезозойских слоев ($3'—4'$) оказался недостаточным для того, чтобы изменить падение пород девонского возраста к северу под углом $2'—3'$. Эта моноклиналь в результате указанных преобразований стала только несколько более пологой. Правда, по южному краю области распространения девонских отложений произошло изменение направления наклона слоев с северного на южное.

Рассмотрим это явление несколько подробнее.

В районе Курска щигровские слои верхнего девона представлены грубыми песчаниками, которые залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. В районе же г. Щигры синхронные слои, также лежащие на кристаллическом фундаменте, образованы глинами. В данном случае существенно то обстоятельство, что более тонкие породы в районе Щигров залегают на 50 м выше, чем грубые породы в районе Курска. На основании этих и других данных устанавливается, что в районе Курска был расположен приподнятый край морского бассейна. Во всяком случае, в этом месте породы отлагались на более высоком гипсометрическом уровне, чем в районе Щигров. Очевидно, прибрежные осадки, разлитые в районе Курска, в девонское время были наклонены к северу. Опустились они позднее, в каменноугольное и мезозойское время, в связи с развитием Днепровско-Донецкой впадины. В результате этого перегиба к югу оказалось, что мощность девонских слоев вниз по падению постепенно уменьшается и они выклиниваются, а лежащие выше юрские отложения ложатся непосредственно на докембрийский фундамент. Последний прослеживается здесь на более высоком гипсометрическом уровне по сравнению с тем, что можно было бы предполагать, учитывая мощность пород девона в сводовой части щигровского поднятия и углы наклона слоев на его южном крыле.

Таким образом, установлено, что в мезозое формирование северного и южного склонов Воронежской антеклизы происходило не одинаково. На северном склоне угол наклона девонских слоев уменьшился. Наряду с этим в южной части моноклинали на двух участках произошел перегиб слоев к югу. На южном склоне антеклизы угол наклона каменноугольных слоев стал более крутым, чем был раньше. Следовательно, в процессе формирования южного склона опускания в карбоне и мезозое происходили в одном и том же направлении (Мушенко, 1960).

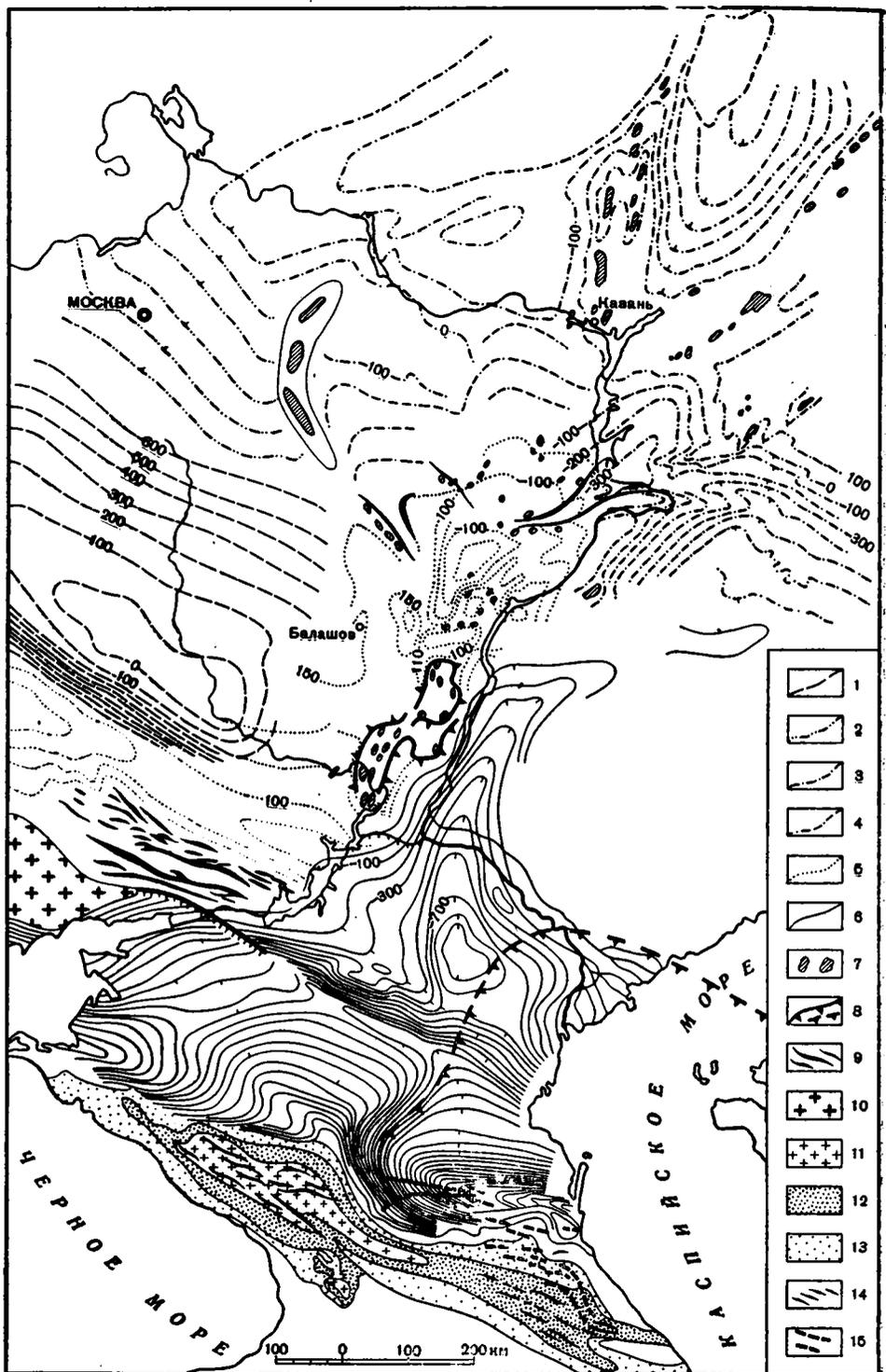
Область Воронежской антеклизы в дорифейское время входила в состав огромного Сарматского щита (Шатский, 1946). В рифее, в связи с образованием на Сарматском щите Пачелмского прогиба, сформировались Воронежская и Токмовская антеклизы. Южный склон Воронежской антеклизы обособился в процессе прогибания Днепровско-Донец-

кой впадины. Последующее развитие описываемых структур в нижнем и верхнем палеозое определялось расширением прогибов за счет соответствующего сокращения антеклиз. Приведенные данные о развитии Воронежской антеклизы показывают, как влияло расширение к северу Днепровско-Донецкой впадины на сокращение сводовой части антеклизы. Кроме того, выясняется, как в девонское, каменноугольное и мезозойское время изменялось место расположения свода антеклизы. Расширение прогибов за счет прилежащих антеклиз часто называют миграцией прогибов.

По имеющимся данным, Токмовская антеклиза формировалась по тому же тектоническому плану, что и Воронежская. Действительно, в том месте, где теперь расположен восточный склон Токмовского поднятия, до начала верхнедевонского времени на поверхности выступали кристаллические архейские породы, слагавшие центральную часть древнего поднятия. На склонах этого древнего поднятия мощности средне- и, частично, верхнедевонских пород увеличиваются вниз по падению. Это отчетливо устанавливается благодаря тому, что в районе Токмовского свода пробурено большое количество скважин, позволивших выяснить достаточно детально сложную историю преобразований интересующей нас структуры (Суворов, 1955; Мушенко, 1961).

На основании данных о распределении осадков разного возраста и формах их современного залегания выясняется, что западная часть древнего поднятия, сохранившегося до начала верхнего девона, вследствие более позднего опускания в восточном направлении постепенно преобразовывалась в моноклинал. Характерно, что на склоне этой моноклинали, вниз по ее падению в сторону ст. Охотничьей, выклиниваются среднедевонские слои. Моноклинал эта является восточным склоном современной Токмовской антеклизы. Однако на этом тектонические преобразования не закончились. В мезозое на описываемой моноклинали развивалась наложенная синеклиза, называемая Ульяновско-Саратовской или Волжской. Описывая последнюю, Н. С. Шатский указывал: «наложенная форма Волжской синеклизы не менее ярко проявляется в геометрическом несоответствии ее строения с строением ее погруженного палеозойского основания: Волжская синеклиза располагается почти поперек на периклинальном окончании Воронежской антеклизы; долготное западное крыло первой пересекает пласты Воронежской антеклизы на северном ее крыле почти под прямым углом и на юго-восточном — под острым» (1948, стр. 50). Мезозойские слои, слагающие Волжскую синеклизу, ложатся на различные горизонты палеозойских образований и по-разному с ними соотносятся (фиг. 6). Так, на западном борту синеклизы породы палеозойского и мезозойского возраста наклонены в восточном направлении. Такие согласные падения слоев палеозоя и мезозоя обусловлены тем, что совпадало и направление их погружения. На восточном борту синеклизы погружения в палеозое и мезозое соответственно были направлены к востоку и западу, поэтому породы этого возраста наклонены навстречу друг другу. Движения мезозойского времени были невелики и только несколько уменьшили наклон палеозойских отложений.

Итак, в пределах современного восточного склона Токмовского свода изменения в залегании различных горизонтов осадочной толщи или, другими словами, преобразования этого склона происходили в результате смещения прогибов палеозойского возраста в восточном направлении. Кроме того, этот процесс осложнялся неравномерностью их погружения. И, наконец, он осложнился в мезозое образованием на моноклинали наложенной Волжской синеклизы. Следовательно, возникновение Токмовского свода и его последующее преобразование определялось развитием сопряженных с ним прогибов. Отсюда выясняется причина



Фиг. 6. Тектоническая схема юго-восточной части Русской платформы и Северного Кавказа. По Н. С. Шатскому, 1948

Стратоизогипсы: 1 — по кровле докембрийского основания; 2 — по верейскому ярусу карбона; 3 — по кровле спириферового яруса верхней перми; 4 — по подошве верхнеюрских слоев; 5 — по основанию сантонского яруса; 6 — по основанию палеогена; 7 — отдельные плакантиклинали; 8 — флексуобразные изгибы; 9 — складки открытой части Донецкого бассейна; 10 — докембрийские породы открытой части Украинского массива; 11 — область распространения палеозоя и докембрия Большого Кавказа; 12 — ниже- и среднеюрские отложения Большого Кавказа; 13 — верхнеюрские и меловые породы Большого Кавказа; 14 — простираение палеозойских структур Большого Кавказа; 15 — постумные палеозойские дислокации

погружения северной части Токмовского свода в районе Котельнича, куда постепенно переместилось к пермскому времени наиболее значительное прогибание Московской синеклизы.

В районе Татарского свода на докембрийском фундаменте залегают осадочные образования различного возраста. Это указывает, что погружение разных участков фундамента происходило не одновременно. Позднее из этих разнородных участков образовался современный Татарский свод.

Все изложенные данные о платформенных структурах служат подтверждением предположений Н. С. Шатского о том, что «ведущими, активными тектоническими формами являются синеклизы, длительно прогибавшиеся, начиная с древнего палеозоя до карбона, а антеклизы — структуры остаточные; они погружались вместе со всей плитой и покрывались осадками, но не испытывали, по-видимому, крупных самостоятельных поднятий и обособливались как структуры лишь в результате интенсивного прогибания соседних синеклиз» (1947, стр. 44).

Перейдем к рассмотрению вопроса о валах Русской платформы.

Валы представляют собой осложнения синеклиз и антеклиз, они возникают на более поздних стадиях их развития. Существенным обстоятельством в структурных взаимоотношениях валов, синеклиз и антеклиз является то, что они формируются по одному и тому же плану.

В качестве примера кратко остановимся на истории развития Доно-Медведицкого вала. Выяснение строения этого вала и особенно западного склона его северной части имеет большое значение для понимания механизма образования валов Русской платформы, а также дислокаций, осложняющих эти валы.

Процесс образования Доно-Медведицкого вала устанавливается достаточно определенно. Восточный склон Воронежской антеклизы сложен отложениями девонского и каменноугольного возраста. Он представляет собой пологую моноклиналь, наклоненную к востоку, которая в ряде мест осложнена флексурами различной амплитуды. Весьма вероятно, что эти флексуры расположены над уступами в фундаменте и на глубине переходят в разломы. Одна из таких флексур находится на западном борту северной части Доно-Медведицкого вала. Она сложена отложениями среднего и верхнего девона. К западу от нее прослеживается Терсинская впадина, которая является южным окончанием Волжской синеклизы.

Терсинская впадина заложилась на восточном склоне Воронежской антеклизы. Местоположение ее западного борта совпало с указанной девонской флексурой. Впадина сложена мезо-кайнозойскими отложениями, которые перекрывают различные горизонты карбона в ее основании. Опускание Терсинской впадины привело к существенной перестройке девонской флексуры и прилежащих участков восточного склона Воронежской антеклизы, в результате чего оформился современный западный склон Доно-Медведицкого вала. В разрезе этого склона отложения среднего и низов верхнего девона наклонены к востоку, а лежащие выше толщи девона и карбона — к западу, согласно с перекрывающими их мезозойскими слоями. Столь сложное соотношение между разными горизонтами в одном и том же разрезе привлекло внимание многих геологов, которые по-разному объясняли это явление (Граблин, Масленников, 1957; Розанов, 1957; Бражников, 1959). Мы уже указывали на подобные соотношения в залегании слоев в пределах Воронежской антеклизы и Токмовского свода. В данном случае очевидно, что в домезозойское время девонские слои восточного склона Воронежской антеклизы были наклонены к Прикаспийской синеклизе более круто, чем лежащие выше отложения палеозойского возраста. Соответственно проседание Терсинской впадины только частично выполаживало более

круто наклоненные девонские слои, при этом залегающие выше отложения не только стали более пологими, но и перегнулись в обратном направлении — к западу, в сторону Терсинской впадины.

Интересно отметить, что в связи с неодинаковой глубиной погружения Терсинской впадины перегиб палеозойских слоев вдоль ее восточного борта имеет различный характер. В северной, наиболее погруженной части впадины перегиб слоев к центру наблюдается в породах карбона и верхнего девона. Несколько южнее, там, где Терсинская впадина меньше прогнута, верейские отложения среднего карбона полого погружаются к востоку, не испытывая наклона к центру впадины.

Таким образом, заложение в мезозое Терсинской впадины обусловило в пределах восточного склона Воронежской антеклизы перегиб слоев в сторону их регионального подъема. Здесь наблюдается такое же явление, какое было установлено на южном склоне Щигровского поднятия.

Следовательно, различное строение осадочных толщ на западном склоне Доно-Медведицкого вала и в подчиненных ему куполах вызвано изменениями первоначальных наклонов слоев в мезо-кайнозойское время.

Приуроченность восточного борта Терсинской впадины к древней флекуре, возможно, связанной с уступами или разломами в фундаменте, заслуживает особого внимания. На подобные соотношения флексур с погребенными структурами неоднократно обращал внимание Н. С. Шатский (1955), в частности, при рассмотрении Сурско-Мокшинского, Керенско-Чембарского, Окско-Цнинского и других валов Русской платформы. Связи между относительно молодыми и более древними дислокациями Н. С. Шатский объяснял явлениями унаследования. По его мнению, унаследование широко распространено и постепенно развивается «в том отношении, что в разные стадии тектонического морфогенеза возрождаются различные, особые наследственные черты, всегда свойственные древним, родоначальным тектоническим формам. Причиной этого является то, что в управлении механизмом структурного унаследования всегда проявляется, кроме других факторов, глыбовая структура земной коры» (Шатский, 1955, стр. 17). Мысль о консервативности древних тектонических направлений также неоднократно подчеркивалась Н. С. Шатским.

В заключение отметим следующее: 1) валы Русской платформы подчинены антеклизам и синеклизам и не сопряжены с ними; 2) местоположения валов обычно контролируются древними флексурами (или уступами), возникшими в процессе прогибания синеклиз; 3) валы возникают на более поздних стадиях развития синеклиз.

Н. С. Шатский многие годы изучал тектонику Русской платформы. Он отмечал, что «непрерывное сравнительное исследование платформенных структур вскрывает все новые и новые их свойства и признаки, имеющие существенное значение для выяснения их тектонической природы» (1947, стр. 37).

Действительно, расширение и углубление знаний постепенно привело Н. С. Шатского к тем выводам, которые он сформулировал в последних своих работах. Один из этих выводов об образовании и развитии тектонических форм Русской платформы мы и попытались рассмотреть в данной статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть. ОНТИ, 1934.
Архангельский А. Д. О строении Русской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 28, вып. 3—4.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостоптехиздат, 1941.

- Бакиров А. А. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
- Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы.—Труды Академии нефт. промышл., 1954, вып. 1.
- Бражников Г. А. Структуры без корней.—Геология нефти и газа, 1959, № 10. Геологическое строение центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Граблин Е. А., Масленников Е. А. Перспективы нефтегазоносности девонских отложений зоны Доно-Медведицких дислокаций.—Геология нефти, 1957, № 1.
- Котельников В. М. Перспективы нефтегазоносности девонских отложений в Терсинской впадине и условия формирования нефтяных залежей на Кленовском поднятии.—Геология нефти и газа, 1959, № 4.
- Клещев А. И. Некоторые черты геологического строения девонских нефтяных месторождений Татарии.—Сов. геология, 1957, сб. 57.
- Мушенко А. И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 38.
- Мушенко А. И. О строении и образовании куполов Русской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Новикова А. С. 1. К вопросу о тектоническом положении вулканогенных пород на Русской платформе.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Новикова А. С. 2. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Оффман П. Е. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане.—Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.
- Суворов П. Г. Основные черты строения и развития Мелекесской впадины.—Новости нефт. техн., 1955, № 4.
- Халтурин Д. С. Тектонические структуры Волго-Уральской области. В кн.: «Тектоника нефтеносных областей», т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины.—Докл. АН СССР, 1941, 31, № 5.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, новая серия, 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.—Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- 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 и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.

В. С. ЖУРАВЛЕВ
ТИПЫ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

ВВЕДЕНИЕ

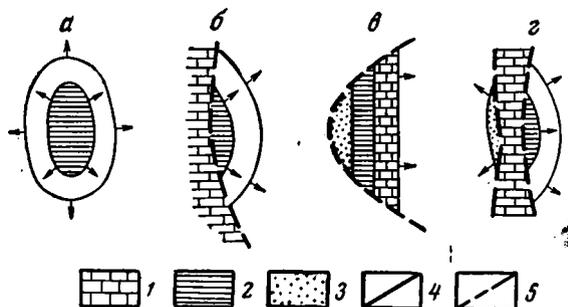
Геологической съемкой и гравитационной разведкой в Прикаспийской впадине к настоящему времени обнаружено свыше тысячи соляных куполов. Большинство из них пока не охвачено бурением и сейсмо-разведкой, поэтому о характере их тектоники можно судить только по геологическим картам, на которых показано строение соляных куполов либо при современном эрозионном срезе (в восточной части впадины), либо при дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезе (в западной, большей по площади, части впадины, перекрытой верхнеплиоценовыми и четвертичными морскими отложениями). Однако даже достаточно детальные геологические карты отражают особенности лишь поверхностной морфологии соляных куполов. Условия залегания надсолевых слоев на глубине, перспективы их нефтегазоносности и вероятные очертания соляных массивов куполов остаются при этом невыявленными. Между тем они могут быть определены при сравнении еще не охваченных разведочными работами соляных куполов с близкими к ним по поверхностной структуре детально изученными соляными куполами промысловых площадей впадины. Учитывая это, исследователи солянокупольной территории Западного Казахстана уже давно стремились путем сравнительно-тектонического анализа наметить основные типы ее соляных куполов, предлагая различные их классификации.

ОБЗОР РАНЕЕ ПРЕДЛОЖЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИЙ
СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Первая классификация соляных куполов Прикаспийской впадины была предложена в 1920 г. С. И. Мироновым. Учитывая некоторые общие морфологические черты, он подразделил известные к тому времени немногочисленные соляные купола на три типа: макатский, доссорский и иманкаринский. К куполам макатского типа он относил изредка встречающиеся спокойные куполовидные складки, слабо нарушенные сбросами или совершенно ими не нарушенные. Куполами доссорского типа С. И. Миронов называл купола, разбитые большими дизъюнктивными нарушениями. Приподнятые части куполов этого типа сохраняют куполообразное строение, а опущенные — почти не имеют следов первоначальной складки. Наконец, для куполов иманкаринского типа, по мнению С. И. Миронова, характерно наличие грабенообразно опустившейся части свода между двумя поднятыми крыльями.

Эта первая классификация, в которой учитывается исключительно

характер строения соляных куполов на поверхности при современном эрозионном срезе (на геологической карте), по мере расширения фронта геологосъемочных работ потребовала внесения серьезных уточнений и дополнений. Уже в 1933 г. С. В. Шумилин (1933; Авров, Буялов и др., 1935) указывал, что поднятия, состоящие из одного крыла (купола доссорского типа), встречаются редко, и даже сам купол Доссор является двукрылым. Поэтому он считал необходимым выдерживать классификацию по форме поднятого крыла и рекомендовал каждый сложный купол рассматривать как комбинацию простейших. Купола доссорского



Фиг. 1. Типы соляных куполов Эмбенского района.

По С. В. Шумилину, 1937.

а — макатский; б — доссорский (первый подтип); в — доссорский (второй подтип); з — иманкаринский. 1 — верхний мел; 2 — нижний мел; 3 — юра;

4 — геологические границы; 5 — дизъюнктивные нарушения.

Стрелками показано направление падения слоев

типа он предлагал разделить на два подтипа (фиг. 1). Для первого подтипа, по его мнению, характерен отчетливый куполообразный изгиб пластов поднятого крыла (установленный на куполе Доссор). Второй подтип отличается дугообразным изгибом главного нарушения и совершенно линейным простираем пород поднятого крыла (установленным на куполе Джиланкабак). Иманкаринский тип куполов классификации С. И. Миронова С. В. Шумилин расценивал как производный от доссорского типа. Купола иманкаринского типа (двукрылые), по его мнению, не следует выделять особо, так как соляные купола обычно имеют от двух до пяти крыльев, разделенных пониженными полосами, которые морфологически являются сложно ветвящимися грабнями.

В период опубликования статьи С. В. Шумилина соотношения подсолевых структур куполов с их соляными массивами не были даже намечены. Характер строения поверхности соляных массивов был выявлен тогда лишь частично — только на куполах Шубар-Кудук и Доссор. Однако уже в 1937 г. С. В. Шумилин предлагал выделять прорванные и непрованные купола, различая среди последних макатский и доссорский подтипы.

В том же 1937 г. И. Г. Пермяков подчеркивал, что соляной массив является наиболее характерной частью из всего комплекса элементов соляного купола. Учитывая это, в основу предложенной классификации соляных куполов он положил форму их соляных массивов. Он подразделял соляные купола по величине, степени зрелости и очертанию в плане. По величине И. Г. Пермяков выделял массивные и штокообразные купола, по степени зрелости — глубокие купола, относящиеся к начальной стадии развития (Каратон), неглубокие развивающиеся купола (Доссор, Косчагыл), а также открытые или зрелые купола (Искине, Черная Речка, Карачунгул). По очертанию в плане им выделены узловый, линейный и сложный типы куполов. К узловому типу отнесены купола с

соляными массивами звездной (Доссор) и треугольной (Искине, Черная Речка) формы, к линейному типу — купола с соляными массивами овальной (Тюлегень) и сундучной (Асанкеткен) формы. При этом И. Г. Пермяков считал, что развивающиеся купола узлового типа имеют звездную форму, а зрелые — треугольную. Соответственно, развивающиеся соляные купола линейного типа имеют овальную форму, а зрелые — сундучную. К куполам сложного (по очертанию в плане) типа И. Г. Пермяков относил купола с соляными массивами, образовавшиеся при слиянии, в процессе роста, нескольких соляных поднятий (Байчунас, Косчагыл, Макат, Шубар-Кудук и др.).

В 1946 г. Ю. А. Косыгин (1950) в основу классификации соляных куполов платформенных областей предлагал положить наиболее важные рубежи, обуславливающие появление четких морфологических различий между структурами. Эти рубежи, по его мнению, связаны с периодами размыва соляных массивов и позволяют выделить несколько морфологических разновидностей соляных куполов. Ю. А. Косыгин подразделил соляные купола на два основных типа — с неразмытыми (1-й тип) и размытыми (2-й тип) соляными ядрами. При этом он оговаривался, что было бы неправильно называть купола с неразмытыми соляными ядрами «закрытыми», так как этот термин отражает лишь современную глубину эрозионного среза, между тем как соляные массивы куполов этого типа никогда не размывались или же подвергались только подземной эрозии.

Купола с размытыми ядрами (2-го типа) делятся на два подтипа — открытые купола (подтип А) и закрытые купола с размытым соляным ядром (подтип Б). В свою очередь, в обоих этих подтипах в зависимости от характера размыва выделяются купола с современным (для подтипа А) или однократным (для подтипа Б) размывом соляного ядра, а также купола с постепенным или многократно размывавшимся соляным ядром (для подтипов А и Б).

Ю. А. Косыгин указывал, что на куполах 1-го типа согласное залегание на соли вышележащих пород не может быть затушевано дизъюнктивными нарушениями, в то время как на куполах 2-го типа наличие этих нарушений вдоль боковых поверхностей соляного массива не позволяет установить, к какой разновидности того или иного подтипа относится данная структура. Деление же куполов на мелкие и глубокие (с соляными массивами, не достижимыми бурением) может быть проведено для куполов 1-го типа, а также для куполов подтипа Б 2-го типа.

А. В. Ульянов (1946; Пермяков, Ульянов, Хельквист, 1951; Ульянов и Хельквист, 1955) соляные купола Прикаспийской впадины подразделял на прорванные, частично прорванные и непрорванные. К прорванным он относил купола, соляные ядра которых прорывают весь комплекс нефтегазоносных пород (от пермо-триаса до палеогена). При этом он различал прорванные купола открытые и закрытые (перекрытые древнекаспийскими и современными отложениями, мощность которых обычно не превышает 100 м). К частично прорванным он отнес купола, соляные ядра которых неполностью прорывают комплекс нефтегазоносных пород. Эти купола А. В. Ульянов разделял на неглубокие (с глубиной залегания кровли соли от 100 до 450 м) и глубокие (с глубиной залегания кровли соли более 450 м). Наконец, непрорванными он называл купола, соляные ядра которых либо не прорывают отложений пермо-триаса, либо прорывают их частично. По глубине залегания соляного ядра он подразделял их на неглубокие (до 100 м), средней глубины (от 100 до 450 м) и глубокие (свыше 450 м)¹.

¹ Глубины, определяющие разновидности куполов, были приняты А. В. Ульяновым условно, в соответствии с мощностями станков, применяемых при картировочном, структурном и поисковом бурении.

Учитывая, что для частично прорванных и непрорванных соляных куполов характерно наличие одного или нескольких грабен, А. В. Ульянов различал купола двухкрылые (типа Сагиза), трехкрылые (типа Доссора) и четырехкрылые (типа Макада). В зависимости от относительного положения крыльев он выделял опущенные, приподнятые и промежуточные крылья, а в пределах крыльев, осложненных сбросами, — опущенные, приподнятые и промежуточные блоки или поля. Условно, по количеству полей, он подразделял крылья на простые (с числом полей не более двух) и сложные (с числом полей более двух, иногда до десяти).

В 1947 г. Н. А. Швембергер (1954), рассматривая форму соляных массивов, пришел к выводу, что среди положительных структур Прикаспийской впадины, порожденных соляной тектоникой, следует различать соляные купола и соляные антиклинали. Соляные купола он подразделял на прорванные и скрыто-прорванные, а соляные антиклинали — на симметричные и несимметричные, различая среди симметричных соляных антиклиналей глубокие и мелкие. К группе соляных куполов Н. А. Швембергер относил соляные структуры круглой и треугольной формы, с крутыми, близкими к вертикальным склонами соляных массивов. Соляные массивы куполов прорывают либо весь комплекс вышележащих пород и выходят на поверхность (на прорванных куполах), либо значительную его часть и залегают на небольшой глубине (на скрыто-прорванных куполах). При этом вершины соляных массивов скрыто-прорванных куполов или горизонтальны, или слабо наклонены в одну сторону. К западу от р. Урал, по Н. А. Швембергеру, наряду с типичными соляными куполами развиты пологие антиклинальные слабо дислоцированные поднятия, расположенные непосредственно над столообразными вершинами соляных куполов и сложенные породами верхнего палеогена и отложениями древнего Каспия.

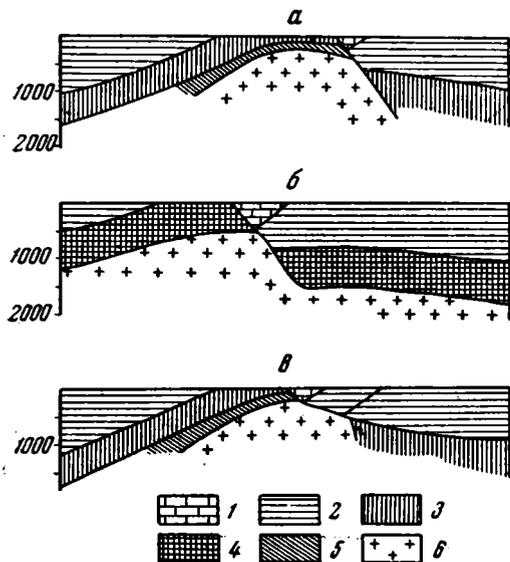
К востоку от р. Урал, кроме соляных куполов, Н. А. Швембергер выделял соляные антиклинали, отличающиеся удлиненной формой и осложненные соляной тектоникой. Эта тектоника, по его мнению, обусловила появление поперечных и продольных сбросов на крыльях антиклиналей, а на их сводах — продольных грабен.

Несколько иную классификацию соляных куполов Прикаспийской впадины предложил Н. В. Неволин (1951). Он рекомендовал выделять диапировые, прорванные, непрорванные и «однокрылые» купола. К диапировым он отнес купола, соляные массивы которых на протяжении всего периметра или его части ограничены дизъюнктивными нарушениями. Учитывая исключительно современную глубину эрозионного среза, он разделял купола диапирового типа на два подтипа — открыто-диапировый (Ащебулак) и скрыто-диапировый (Искине, Новобогатинск, Черная Речка)¹, отмечая, что на открыто-диапировых куполах явления диапиризма наблюдаются вдоль всего периметра их соляных массивов, а на скрыто-диапировых — лишь на отдельных участках.

Наиболее широко распространены в Прикаспийской впадине, по мнению Н. В. Неволина, купола прорванного типа. Они четко очерчены и часто имеют в плане вид брахиантиклиналей. Их соляные массивы являются асимметричными брахиантиклиналями, с углами наклона пологих склонов до 15—25°, а крутых склонов — до 60°. Вдоль крутых склонов «надсолевые слои, вследствие прободения их солью, тектонически контактируют с соляным ядром, а не облекают его» (Неволин, 1951,

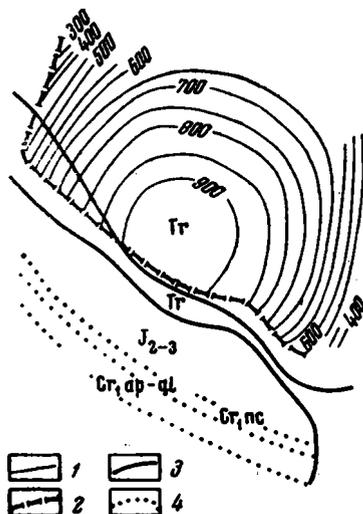
¹ Позднее эти подтипы Н. В. Неволин (1961) выделил в качестве самостоятельных типов, различая среди соляных куполов Прикаспийской впадины открытые, прорванные, скрыто-прорванные (криптодиапировые), непрорванные (глубокие) и однокрылые. Открыто-диапировые купола прежней классификации были им названы открытыми, а скрыто-диапировые — скрыто-прорванными (криптодиапировыми).

стр. 62). В качестве разновидностей соляных куполов этого типа Н. В. Неволин выделял: купола с моноклиналим залеганием слоев на опущенных крыльях; купола, осложненные вторичными поднятиями на опущенных крыльях; купола, осложненные приграбеновыми ступенями в присводовых частях опущенных крыльев (фиг. 2). В качестве подтипа куполов непрорванного типа им выделены скрыто-прорванные купола, на которых солью прорваны только отложения перми и триаса, а лежащие выше породы юры и мела залегают непосредственно на соли. При этом



Фиг. 2. Разновидности прорванных соляных куполов. По Н. В. Неволину, 1951.

а — купола с моноклиналим залеганием слоев на опущенных крыльях; б — купола, осложненные вторичными поднятиями на опущенных крыльях; в — купола, осложненные приграбеновыми ступенями в присводовых частях опущенных крыльев. 1 — сеноман — турон; 2 — сеноман и нижний мел; 3 — юра; 4 — юра и пермо-триас; 5 — пермо-триас; 6 — соль



Фиг. 3. Очертания одного из однокрыльых соляных куполов в плане. По Н. В. Неволину, 1951.

1 — сейсмоизогины по I отражающему горизонту (по крыше мела); 2 — проекция пересечения сброса с I отражающим горизонтом; 3 — сбросы на поверхности; 4 — геологические границы

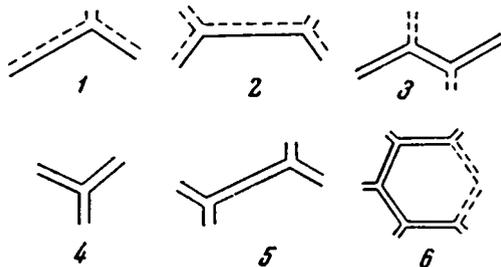
крутые склоны соляных массивов куполов расположены на их периферии (Кошак-Танатар).

Купола непрорванного типа, по Н. В. Неволину, имеют в плане линейную форму, дислоцированы слабо, причем наклон их надсолевых отложений (15—20°) почти соответствует крутизне склонов их соляных массивов. Выделяя эти купола в качестве самостоятельного типа, Н. В. Неволин оговаривался, что на них «все же имеет место некоторое внедрение соляного ядра в надсолевые отложения, но это явление здесь выражено весьма слабо и поэтому не принимается нами во внимание» (Неволин, 1951, стр. 66). Таким образом, предложенные им критерии для выделения куполов непрорванного типа не были достаточно четкими. Среди куполов непрорванного типа Н. В. Неволин различал купола с наклонными слоями в грабене и купола, осложненные вторичными поднятиями.

Наконец, он выделял «однокрыльые» купола, соляные массивы которых асимметричны, причем надсолевые отложения, примыкающие к их крутым склонам, в одних случаях представляют периферийную часть когда-то существовавшего крыла этого же купола, а в других — центр

древней мульды (Кандаурово, Корсак) или периферию соседнего купола (Карабатан, Кузбак). Именно поэтому участки, примыкающие к крутым склонам «однокрылых» куполов, по мнению Н. В. Неволлина, не следует приравнивать по строению к опущенным крыльям куполов провального типа (фиг. 3).

В 1951 г. А. Н. Гейслер (1951, 1956) предпринял попытку возродить чисто морфологическую классификацию соляных куполов Прикаспийской впадины. В отличие от большинства исследователей он не придавал ведущего значения пластическому перераспределению соли при формировании соляных куполов и считал, что при колебательных движениях Прикаспийской впадины в период прогибаний надсолевые отложения



Фиг. 4. Типы сочетания основных сбросов на соляных куполах. По А. Н. Гейслеру, 1951.

1 — угол; 2 — грань; 3 — двойник; 4 — тройник; 5 — четверник или рогатка; 6 — полигон (двойной чертой на схеме показано положение грабеннов)

подвергались растяжению и расчленились на отдельные полигоны, а в периоды поднятий на стыках этих полигонов в ослабленные зоны под давлением снизу внедрялась соль, образуя соляные купола. Учитывая сочетания основных сбросов на соляных куполах, он предлагал выделять следующие их типы (фиг. 4):

Первый тип — «угол»: сбросы образуют тупой угол в 120° , оконтуривающий часть одного поднятого крыла купола (Байчунас, Джама-нагач и др.).

Второй тип — «грань»: сбросы очерчивают как бы грань с двумя прилежащими к ней углами по 120° , представляющую собой также одно поднятое крыло купола (Асанкеткен, Кошак-Танатар и др.).

Третий тип — «двойник»: сбросы образуют сочетание двух углов по 120° , лежащих на разных концах общей для них грани, но обращенных в противоположные стороны (Аралтюбе-Бокачи, Кульджан и др.).

Четвертый тип — «тройник»: сбросы образуют сочетание трех углов по 120° у одной вершины (Искине, Кулсары и др.).

Пятый тип — «четверник», или «рогатка»: сбросы образуют сочетание двух смежных «граней» и двух «углов», примыкающих к ним на концах (Косчагыл, Сагиз, Тюлюс и др.).

Шестой тип — «полигон»: сбросы образуют замкнутую фигуру, нередко имеющую вид правильного шестиугольника (Индер). Этот тип сочетания сбросов обычно наблюдается в группах, образованных смежными куполами.

В том же 1951 г. Н. А. Калинин, уточняя предложенное им еще в 1940 г. деление соляных куполов на первичные и вторичные, рекомендовал выделять первичные, предъюрские, и вторичные — преднеокомские, предапские и предакчагыльские соляные купола.

Рекомендации Н. А. Калинина были поддержаны Г. Е.-А. Айзенштадтом (1956), который выделил первичные (пермо-триасовые) и вторичные (мезо-кайнозойские) соляные купола. Оговариваясь, что в про-

мысловом районе Южной Эмбы¹ пока известны только вторичные соляные купола, он предложил разделить их на девять типов. Учитывая глубину залегания кровли соляных массивов, их форму и площадь, степень прорыва солью окружающих пород, особенности поверхностной морфологии куполов (характер их отражения на геологической карте), строение крыльев, их наклон и степень нарушенности сбросами, а также глубины разрывов и несогласий, Г. Е.-А. Айзенштадт выделил купола типа Суешбека, Каратона, Нармунданака, Кулсары, Доссора, Байчунаса, Искине (с подтипами Черной Речки и Новобогатинска), Туктубая и Индера (табл. 1). Однако предложенная им классификация довольно сложна вследствие большого количества определяющих признаков, которые не всегда укладывались в ее жесткие рамки. Это понимал и сам автор, отмечая, что при отнесении того или иного купола к установленному типу могут возникнуть трудности в связи с существованием переходных форм. Эти трудности усугубляются также тем, что в пределах разных частей одного и того же купола, в зависимости от глубины залегания и рельефа поверхности соляного массива, можно усмотреть отдельные черты и элементы, свойственные куполам разных типов. Поэтому Г. Е.-А. Айзенштадт предлагал выявлять главные, преобладающие, наиболее характерные особенности, присущие всему куполу или большей его части и, основываясь на этом, определять его принадлежность к тому или иному типу разработанной им классификации.

Позднее Н. А. Калинин (1958) в основном принял классификацию соляных куполов, предложенную Г. Е.-А. Айзенштадтом. Учитывая глубину залегания кровли соляных массивов, их форму, занимаемую ими площадь, степень современной эрозии (сохранность мезо-кайнозойских и пермских отложений, а также возраст пород, слагающих приподнятые и опущенные крылья) и степень стратиграфических несогласий в надсолевых отложениях, он выделил купола суешбекского, испулайского, доссорского, кулсаринского, джаксымайского, байчунаского, искининского, новобогатинского, ащебулакского, карачунгульского и каратонского типов, в основном тождественных типам куполов классификации Г. Е.-А. Айзенштадта. Из сопоставления схем классификаций Н. А. Калинина и Г. Е.-А. Айзенштадта видно, что купола испулайского типа соответствуют куполам типа Нармунданака, купола кулсаринского и джаксымайского типов — куполам типа Кулсары, купола новобогатинского типа — куполам типа Искине (подтипа Новобогатинска), купола ащебулакского и карачунгульского типов — также куполам типа Искине (подтипа Черной Речки).

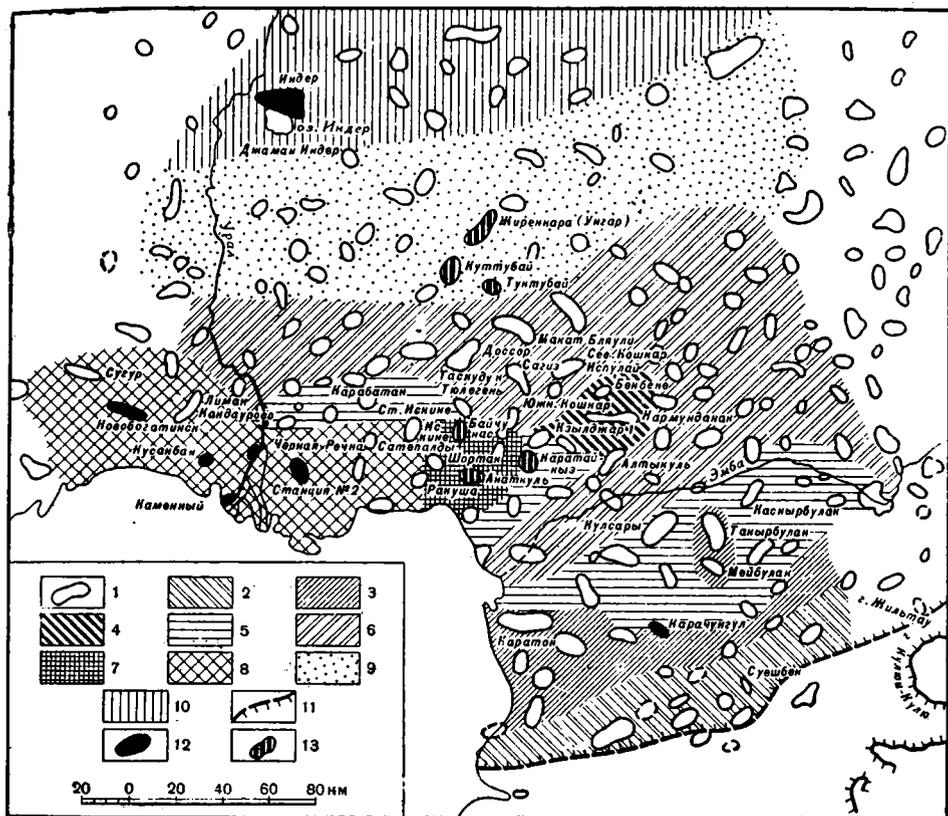
Г. Е.-А. Айзенштадт подметил, что от юго-восточной окраины Прикаспийской впадины в меридиональном направлении наблюдается последовательная смена зон распространения куполов типа Суешбек, Каратон, Кулсары, Доссор, Куттубай и Индер (фиг. 5), образующих «вполне закономерно построенную серию генетически и морфологически переходных форм от типа Суешбек на юге до типа Индер на севере» (Айзенштадт, 1959, стр. 14). Он также подчеркнул, что восток-северо-восточное простираение этих зон совпадает с простираем сейсмоизогипс по подсолевому ложу, а их последовательная смена происходит на фоне выявленного сейсморазведкой (Баренбойм, 1955) погружения подсолевого ложа на север, к району купола Индер.

По Г. Е.-А. Айзенштадту, на фоне упомянутой смены зон в их пределах обособляются небольшие поля распространения «чуждых» куполов: в зоне распространения куполов типа Кулсары отмечены смежные купола Мейбулак и Такырбулак, близкие к куполам типа Каратона, а в зоне

¹ Под этим районом в дальнейшем подразумевается территория, простирающаяся от низовий рек Эмба и Сагиз до северо-восточного побережья Каспийского моря и от промыслов Мунайли и Каратон на северо-запад, к промыслам Макат и Доссор.

Схема классификации мезо-кайнозойских соляных куполов Южной Эмбы
Составил Г. Е.-А. Айзенштадт, 1952 г.

Типы куполов	Характерные особенности								
	Глубина залегания кровли соляного ядра, м	Форма соляного ядра	Степень прорыва соляным ядром окружающих пород	Особенности геологической карты купола	Строение крыльев купола	Углы падения на крыльях купола в надсолевых породах	Степень нарушенности сбросами	Глубина размывов и несогласия в надсолевых породах (исключая пермо-триас)	Приуроченность к тектонической зоне
Суешбек	Около 3000	Очень пологое куполообразное вздутие	Явления прорыва, возможно, отсутствуют	У поверхности развиты преимущественно третичные отложения	Разрезы отдельных крыльев мало отличаются	До 5°	Сбросов сравнительно мало; грабен — шириной до 5—6 км, иногда отсутствует	Несогласия проявляются в очень слабой форме	Зона затухания соляной тектоники и перехода к структурам платформенного типа
Каратон	Около 2000	Namечается асимметрия склонов ядра	Прорыв захватывает только породы пермо-триаса	У поверхности развиты третичные и сенон-туронские отложения	Явные различия в полноте разрезов разных крыльев и грабена	До 8°	Кроме сбросов грабена и радиальных, на крыльях развито много сбросов амплитудой от 3—7 до 10—15 м; грабен достигает ширины 2—3 км	Глубина размывов достигает нескольких десятков метров (до 60—70 м в своде по сеноману)	В южной, каратонской части Приморского прогиба
Нармунданак	900—1200	Выделяются приподнятый и опущенный склоны ядра	Прорваны породы пермо-триаса, частично юры	Характерно широкое развитие полей верхнего альба и верхнего мела	Выделяются относительно приподнятые и опущенные крылья с разной полнотой разреза	До 10°	Сбросов установлено сравнительно мало, грабен имеет ширину от 1,5 до 2,5 км	На приподнятых крыльях размывы достигают 50—60 м в присводовой части	
Кулсары	Узкий гребень соляного ядра расположен до 250—300 м ниже дневной поверхности	Резкая асимметрия склонов ядра; крутой и пологий склоны	Прорваны породы нижнего мела, примерно до уровня апта	На приподнятых крыльях вскрываются неок, юра; на опущенных — верхний альб и верхний мел, в грабене — верхний мел	На опущенных крыльях относительно полный разрез; на приподнятых — выпадение ряда горизонтов, свит, ярусов	На приподнятом крыле 10—15°, иногда 25°; на опущенном крыле 5—8°	Сбросы развиты в основном на приподнятых крыльях, на опущенных крыльях их сравнительно мало. Грабен имеет ширину 300—500 м	На приподнятых крыльях периодические размывы до 100—150 м, на опущенных крыльях — до 40—80 м в присводовых частях	
Доссор	300—500	Имеет сложную (звездчатую, «лапчатую») форму и сложный рельеф поверхности	Прорыв отмечается примерно до уровня неокома относительно опущенного крыла	Почти на всех крыльях вскрывается нижний мел или юра; в грабене — верхний мел	Почти на всех крыльях отмечаются несогласия и размывы	До 10°	Характерна система взаимно перекрещивающихся узких грабенов, отделяющих 5—6 крыльев. Последние делятся сбросами на поля и блоки	Периодические размывы до 100—150 м на своде купола	
Байчунас	300—500	Обычно овальной формы поднятие с пологими склонами. Иногда по его длинной оси формируется крутой обрывистый склон	Породы прорваны примерно до уровня апта	Вскрывается главным образом верхний мел; реже, на небольших участках, — нижний мел	На всех крыльях купола проявляются глубокие размывы и несогласия вплоть до выпадения целых систем	До 15°	Сбросов зафиксировано сравнительно немного	Отдельные древние размывы достигают 500—800 м в пределах всего купола или его значительной части	В основном приурочены к Байчунас-Тентяксорскому прогибу
Искине	100—200	Для ядра характерна обширная плоская вершина — «стол» и отдельные склоны крутизной до 45—70°	Породы прорваны до уровня верхнего мела и третичных отложений	В пределах вершины купола вскрываются пермо-триас, юра; на опущенных участках — мел, третичные. Купола подтипа Новобогатинска полностью перекрыты неогеном	На вершине купола из разреза выпадают целые системы; на крыльях разрезы более полные	До 70° на крутых склонах и до 20° на пологих склонах	К вершине купола приурочены многочисленные сбросы — поперечные и продольные	Общие глубины размывов могут превышать 1000 м в своде купола	Приурочены к северной Приморской зоне. Сопровождаются мульдами, выполненными третичными отложениями мощностью до 2,5 км
Подтип Черной Речки	Гипсовая шляпа (кепрок) обнажается на дневной поверхности	Ядро небольших размеров с крутыми склонами (45—70°) и плоской вершиной в 15—30 км ²	Прорваны все отложения, за исключением, может быть, неогена и четвертичных	На приподнятых крыльях последовательно вскрываются породы от пермо-триаса до третичных, на опущенных — развиты третичные отложения	К определенным стратиграфическим границам, обычным для района, приурочены размывы и несогласия, более резкие на приподнятых крыльях и менее глубокие на опущенных	От 5 до 50°	Характерны радиальные сбросы	Глубина размывов на крыльях в пределах 100—150 м в мезозое и свыше 1000 м в третичное время	Приурочены к северной Приморской зоне, но могут встретиться и в других частях района
Куттубай	Около 200	Ядро средних и крупных размеров со сравнительно пологими склонами (30—35, иногда 45°), с плоским сводом — до 150 км ²	Прорыв примерно до уровня неокома	В своде развит преимущественно нижний мел	На своде выпадают из разреза целые системы (пермо-триас, юра); на крыльях размывы менее глубокие	10—25°; к периферии быстро выполаживаются	Отмечаются радиальные грабены	Глубина размывов в своде 800—1000 м, на крыльях — 100—150 м	
Индер	Гипсовая шляпа и частично соль обнажаются на большой площади на дневной поверхности	Громадных размеров соляное ядро с плоской вершиной, площадью до 500 км ² , местами с вертикальными склонами	На отдельных склонах прорваны все вышележащие отложения, за исключением, может быть, неогена и четвертичных	В своде вскрываются породы мезозоя и перми, на периферии — палеоген	Несогласия отмечаются в разрезах всех крыльев, но на опущенных (прорванных) — в ослабленной форме	От 5 до 50°; у самого ядра возможно и более крутое падение	В пределах свода много радиальных сбросов. Крылья слабо изучены	На крыльях глубина размывов по несколько сотен метров, в своде — суммарно свыше 1000 м	



Фиг. 5. Расположение основных типов соляных куполов в промышленном районе Южной Эмбы. По Г. Е. -А. Айзенштадту, 1959.

1 — контуры соляных куполов по геофизическим данным; зоны расположения куполов типа: 2 — Суешбек; 3 — Каратон; 4 — Нармунданак; 5 — преимущественно Кулсары; 6 — Доссор; 7 — Байчунас; 8 — Искине-Новобогатинск; 9 — Куттубай; 10 — Индер; 11 — северная граница Южно-Эмбского поднятия; 12 — купола с выходом кепрока на дневную поверхность; 13 — купола с глубоким размывом нижнемелового времени

распространения куполов типа Доссора — поле сосредоточения куполов типа Нармунданака. Появление этих «чуждых» куполов Г. Е.-А. Айзенштадт объясняет вероятным менее глубоким залеганием подсолевого ложа в их районе и соответственно меньшей мощностью исходных соляных пластов. Однако, по данным сейсморазведки, изменение глубины залегания подсолевого ложа в районе «чуждых» куполов либо не отмечено (в поле сосредоточения куполов типа Нармунданака), либо оно незначительно и не влияет существенно на структуру других куполов, расположенных в зоне тех же глубин подсолевого ложа (в районе поднятия подсолевого ложа, протягивающегося от района купола Тюлюс до излучины р. Эмбы в уроч. Кандарал, кроме куполов Мейбулак и Такырбулак, прослеживаются и купола, относящиеся к типу Кулсары данной классификации). При этом размеры полей «чуждых» куполов по сравнению с протяженностью основных зон ничтожны и, вероятно, их наличие может быть объяснено чисто местными условиями, возникшими при пластическом перераспределении хемогенных отложений кунгура.

Более спорным представляется утверждение Г. Е.-А. Айзенштадта о приуроченности куполов типа Байчунаса к Байчунасскому прогибу, а куполов типа Искине и подтипа Новобогатинск — к Новобогатинскому (Приморскому) прогибу. Байчунасский прогиб, намеченный Ю. П. Ники-

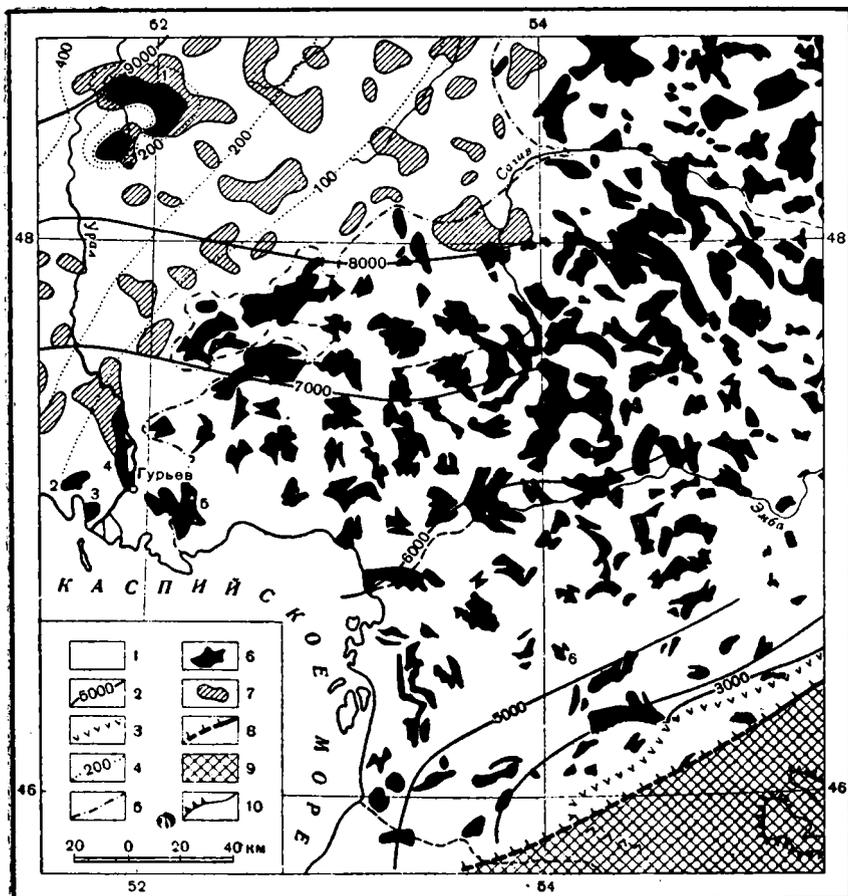
тиной (Никитина, 1948; Косыгин, Швембергер и Никитина, 1948) по поведению изопахит нижнего мела, не нашел впоследствии отражения на карте изопахит по подсолевому ложу (Баренбойм, 1955). Причины такого несоответствия характера залегания подсолевых отложений и крупных надсолевых структур до сих пор еще не объяснены. Поэтому приходится либо не доверять объективным данным сейморазведки, либо допускать, что эти крупные структуры (если они действительно существуют) не определяются структурой поверхности подсолевого ложа, а возникли в результате весьма крупных перемещений соляных масс, непосредственно не связанных с образованием куполов.

Новобогатинский (Приморский) прогиб был намечен по огромным (до 2—2,5 км) мощностям отложений палеогена или верхнего плиоцена (Айзенштадт, 1959), без учета того, что в действительности погружения таких амплитуд относятся к локальным компенсационным мульдам, сопряженным с активно развивавшимися куполами (Абжель, Искине, Ракуша, Новобогатинск), и поэтому не являются региональными. В свою очередь, активно развивавшиеся купола известны не только в Приморской зоне — они протягиваются выдержанной цепочкой от низовий р. Урал, через междуречье Урала и Волги, до оз. Баскунчак, вероятно, фиксируя на местности положение Азгирского разлома фундамента Прикаспийской впадины (Журавлев и Кузьмин, 1960).

Выводы Г. Е.-А. Айзенштадта о последовательной смене морфологических типов соляных куполов в зависимости от погружения подсолевого ложа поддерживал и Н. А. Калинин. Однако он считал, что на этот общий структурный фон «накладывается в значительно более резкой форме зональное распределение различных морфологических типов куполов в пределах флексуобразных структур северо-западного простирания, осевым частям которых соответствуют наиболее дислоцированные купола» (Калинин, 1958, стр. 32). Н. А. Калинин указывал, что купола суешбекского типа сосредоточены в прибортовой зоне кунгурского соленосного бассейна, а остальные купола — в его внутренних частях, причем купола испулайского типа расположены на далеких крыльях флексур, купола кулсаринского, джаксымайского, доссорского, байчунасского и искининского типов — на пологих склонах, непосредственно прилегающих к перегибам флексур, купола новобогатинского, ащебулакского и карачунгульского типов — на перегибах флексур, а купола каратонского типа — на их крутых крыльях. Между тем наличие в осадочном чехле Прикаспийской впадины флексур северо-северо-западного простирания и отвечающих им разломов ее фундамента (Калинин, 1954, 1958; Харитонов, 1954, 1955) не подтверждается данными геологии и геофизики и поэтому может быть оспариваемо (Журавлев, 1960). В то же время на всех геологических картах промыслового района Южной Эмбы заметно усиление интенсивности соляной тектоники к северо-западу, в направлении погружения подсолевого ложа (фиг. 6). Полоса ее интенсивного проявления (своеобразный «млечный путь» соляных куполов) протягивается на восток-северо-восток от промыслового района Южной Эмбы через междуречья Эмбы и Сагиза, Сагиза и Уила, Уила и Темира, не претерпевая заметных изменений при пересечении упомянутых выше гипотетических флексур.

Классификация соляных куполов, предложенная Г. Е.-А. Айзенштадтом и принятая Н. А. Калинин, оказалась достаточно сложной и вследствие этого субъективной — в ее основу положено большое количество определяющих признаков, но не было и не могло быть дано рекомендаций, какие из них следует считать главными при отнесении соляных куполов к тому или иному типу данной классификации.

Подчеркивая, что классификации соляных куполов, разработанные с учетом любого из определяющих признаков (например, по форме со-



Фиг. 6. Тектоническая схема промышленного района Южной Эмбы.

1 — Прикаспийская впадина Русской платформы; 2 — сейсмоизогины по подсолончачьему ложу, проведенные через 1000 м (по М. И. Баренбойму, 1955); 3 — линия подземного выклинивания кунгура; 4 — стратонизогины по подошве ачкагыла, проведенные через 100 м; 5 — восточная граница площадного распространения отложений ачкагыла; 6 — соляные купола, выявленные геологической съемкой и сейсморазведкой; 7 — соляные купола, по данным гравиразведки; 8 — Южно-Эмбенский краевой шов Русской платформы; 9 — южные субширотные герциниды под мезо-кайнозойским покровом; 10 — чинки Устьурта

Цифрами на схеме обозначены открытые соляные купола: 1 — Индер, 2 — Кусанбай, 3 — Каменный, 4 — Черная Речка, 5 — Станция № 2, 6 — Карачунгул

ляного массива в плане, по форме в разрезе, наличию сбросов, наличию размывов соляных ядер и т. д.), являются односторонними. Ю. А. Косыгин (1960₂) в качестве двух основных классов структур предлагал выделять соляные криптоструктуры и соляные эвдиоструктуры. К первому классу, по его мнению, следует относить структуры, соляные ядра которых сравнительно слабо развиты и не вышли за пределы соленосной толщи или связанных с ней и непосредственно перекрывающих ее слоев. Однако он оговаривался, что соляные ядра криптоструктур могут быть размывы и затем несогласно перекрыты лежащими выше отложениями и только таким образом приведены с ними в контакт. Ко второму классу принадлежат «настоящие», длительно развивавшиеся купола, к соляным массивам которых либо прислонены, либо тектонически с ними контактируют надсолончатые слои.

Ю. А. Косыгин указывал, что соляные эвдиоструктуры характерны для глубоких и длительно прогибавшихся впадин (в частности, для Прикаспийской), а соляные криптоструктуры, хотя и встречаются в их пределах, но в основном свойственны мелким впадинам, где подсолевые слои достижимы при современной технике разведочного бурения.

Основным типом соляных куполов Прикаспийской впадины Ю. А. Косыгин считал округлые, овальные, звездообразные, ветвящиеся, в общем изометричные соляные купола с хорошо развитой сетью сбросов, ограничивающих крылья купола и центральный грабен (или, при сложной форме соляного массива, систему грабен). Этим куполам сопутствуют небольшие вторичные соляные поднятия на опущенных крыльях, соляные перешейки в межкупольных пространствах, а также прижатые к крутым склонам соляных массивов обычно овальные, асимметричные компенсационные мульды.

Особо Ю. А. Косыгин выделял крупные (до 600 км² и более) открытые купола индер-баскунчакского типа с прилежащими к ним мульдами-озерами, по окраинам которых могут встречаться соляные купола меньших размеров. Наконец, по периферии Прикаспийской впадины он выделял параллельные ее бортам соляные брахиантиклинали и краевые соляные валы, округлые открытые соляные купола, распространенные вдоль зоны предполагаемого выклинивания соли, а также мульды и грабены выщелачивания.

Заканчивая краткий обзор предложенных классификаций соляных куполов Прикаспийской впадины, необходимо отметить, что во многих из них были учтены лишь те морфологические особенности структур, которые наблюдаются при современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезе и в основном определяются его глубиной. Между тем, несомненно, что только при анализе тектонических соотношений соляных массивов и надсолевых слоев могут быть выделены сходные по морфологии и истории развития структуры, а следовательно, и разработана их объективная классификация.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В последние годы в печати все чаще и чаще высказываются соображения о том, что в пределах Прикаспийской впадины в распределении соляных куполов наблюдается зональность крупного плана (Калинин, 1958; Айзенштадт, 1959; Журавлев, 1957, 1960; Косыгин, 1950, 1960^{1,2}, Журавлев и Шлезингер, 1962). Для выяснения причин возникновения этой зональности обратимся к наиболее детально изученному промышленному району Южной Эмбы. Прежде всего отметим, что в соответствии с общим погружением подсолевого ложа от Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы на северо-запад, к промышленному району Южной Эмбы, и далее — к центральной части Прикаспийской впадины постепенно увеличивается глубина залегания подошвы соли. При этом изменяется фациальный состав хемогенных отложений кунгура (их окраинная, сульфатно-соляная фация замещается почти чисто соляной) и возрастает их мощность в соляных массивах куполов (высота последних). Соответственно, но более резко уменьшается мощность надсолевых отложений над сводами их соляных массивов (табл. 2).

Закономерное увеличение мощности соли в соляных массивах куполов по мере погружения подсолевого ложа, несомненно, находится в прямой зависимости от первоначальной мощности хемогенных осадков кунгура. Поэтому можно думать, что в кунгуре к северу от купола Индер были расположены наиболее погруженные участки впадины. В том

Таблица 2

Соотношения между глубиной залегания подошвы соли, мощностью соли в соляных массивах куполов и мощностью надсолевых отложений над сводами соляных массивов

Соляные купола	Глубина залегания подошвы соли в м	Мощность соли в соляных массивах куполов в м	Мощность надсолевых отложений над сводами соляных массивов в м
Азнагул	3900	1175	2725
Кумшете	4200	2390	1810
Конуспай	4800	2800	2000
Тюлюс	5200	5000	200
Кулсары	5400	5200	200
Акаткуль	6200	6100	100
Искине	6500	6350	150
Сагиз	6900	6600	300
Доссор	7200	7000	400
Макат	7350	7130	220
Туктубай	7600	7430	170
Унгар II	8200	8000	200
Индер	8900	8900	0
Санкебай	9940	9600	340

же северо-западном направлении увеличивается мощность надсолевых отложений в межкупольных депрессиях, хотя мощность мезо-кайнозойской части их разреза возрастает к югу, к северным чинкам Устюрта, и далее, к осевой части Североустюртского прогиба. Поэтому общее увеличение мощности надсолевых отложений в северо-западном направлении может происходить только за счет нижней части отложений надсолевого комплекса — пород верхней перми и триаса.

Несложный расчет показывает, что мощность их в межкупольных депрессиях центральной части Прикаспийской впадины весьма значительна. Так, если принять, что в межкупольных депрессиях, окружающих соляной купол Индер, мощность отложений юры, мела и палеогена достигает 3 км, а мощность соли 2 км, то при глубине залегания подсолевого ложа около 9 км на доюрские отложения надсолевого комплекса должно приходиться не менее 4 км. Вывод о их значительной мощности, в частности о большой мощности красноцветных отложений верхней перми, подтверждается данными по опорной скважине 3, пробуренной на периферии соляного купола Макат. Под отложениями мела и юры на глубине 1038 м она вошла в породы триаса, пересекла нависающий край (карниз) соляного массива в интервале 1200—2543 м, а затем вошла в красноцветы верхней перми, в которых была остановлена при забое на глубине 2735 м. Следовательно, мощность отложений пермо-триаса близ соляного массива купола Макат достигает 1700 м. В районе этого купола подсолевого ложе прослеживается на глубине 7350 м, в то время как уже с глубины 2543 м опорная скважина 3 вошла в отложения верхней перми. Поэтому можно допустить, что в межкупольных депрессиях промыслового района Южной Эмбы мощность палеозойской (верхнепермской) части разреза пермо-триаса составляет не менее 2,5—3 км.

По данным сейсморазведки, соляные карнизы установлены или предполагаются на многих куполах промыслового района Южной Эмбы (Айзенштадт, 1958; Краев, 1959). Их наличие и значительная мощность

доюрских отложений надсолевого комплекса в межкупольных депрессиях показывают, что в период накопления отложений пермо-триаса в основном формировались соляные массивы куполов, вершины которых в юрское, меловое и палеогеновое время испытывали менее интенсивные своеобразные поднятия (Журавлев, 1960).

Сейсморазведка, проведенная недавно по методу отраженных волн и по корреляционному методу преломленных волн, показала, что склоны соляных массивов многих куполов промыслового района Южной Эмбы на глубине несколько выполаживаются, но затем вновь резко погружаются, образуя вторые крутые уступы. При бурении с целью поисков залежей нефти, экранированных этими вторыми крутыми уступами соляных массивов, были получены дополнительные данные о стратиграфии и условиях залегания доюрских отложений надсолевого комплекса. Предложенное Е. И. Соколовой (Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961) их стратиграфическое расчленение позволяет определить объем верхнепермской и триасовой части разреза пермо-триаса.

Наиболее древние отложения надсолевого комплекса, отнесенные к нижнеказанскому подъярсу, обнаружены близ южного крутого уступа соляного массива купола Кошак-Танатар скважиной 4 в интервале глубин 1175—1190 м. Они залегают над ангидритами кунгура и представлены чередующимися ангидритами, глинами и доломитами. Вверх по разрезу количество и мощность прослоев ангидритов заметно уменьшается, а в глинах и доломитах появляются членики криноидей и обломки морских ежей.

К верхнеказанскому подъярсу условно отнесена толща красновато-коричневых глин, в которой остановлены глубокие скважины, пробуренные у вторых крутых уступов соляных массивов куполов Доссор, Сагиз и Кулсары, а также в Дангарской и Кулсаринской межкупольных депрессиях. Мощность этих глин превышает 845 м (на куполе Кулсары в скв. 407).

На них с размывом и угловым несогласием (до 25° и более на куполе Доссор, в скв. 516) залегают так называемая песчаниковая толща, представленная пачками песков и алевроитов, чередующимися с пачками плотных глин. Породы ее имеют преимущественно серовато-зеленую или зеленовато-серую, иногда коричневую окраску. На основании определенных остракод и эстеров песчаниковая толща отнесена к татарскому ярусу. Мощность ее достигает 430 м (на куполе Доссор, в скв. 516).

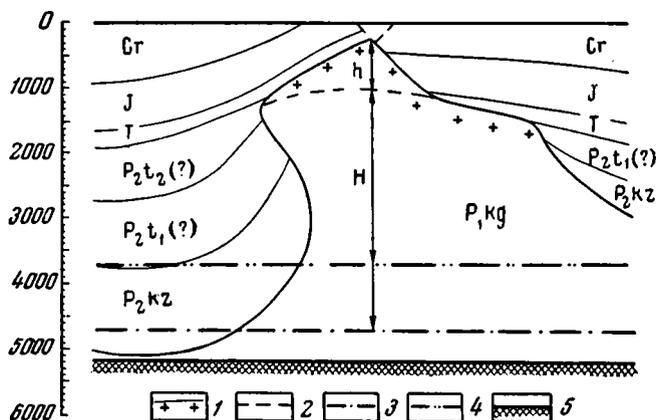
На породы песчаниковой толщи или непосредственно на гипсы и ангидриты кунгура с размывом ложится песчаниково-конгломератовая свита, условно отнесенная к верхам татарского яруса. Она представлена серыми и зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и песками, переслаивающимися с более темными, большей частью песчанистыми и известковистыми глинами. Песчаники содержат мелкие гальки глинистых и песчанистых пород и местами переходят в гравелиты. Характерно, что эта свита вскрыта скважинами лишь в удалении от сводов соляных куполов. Мощность ее достигает 130 м (на куполе Байчунас, в скв. 411).

По периферии крыльев куполов на породах верхней перми, а над сводами их соляных массивов на породах кепрока с размывом залегают отложения триаса. При этом по мере приближения к сводам соляных массивов скважины вскрывают все более высокие горизонты их разреза.

Разрез отложений нижнего триаса начинает красноцветная песчано-глинистая свита ветлужской серии, мощность которой над присводовыми частями соляных массивов куполов заметно уменьшается. На периферии крыльев куполов она достигает 120 м (на куполе Искине, в скв. 155).

На породах песчано-глинистой свиты или непосредственно на породах кепрока лежит известняково-глинистая (богдинская) свита баскунчакской серии. Мощность ее достигает 80—90 м (на куполах Искіне, Байчунас и др.).

Над отложениями нижнего триаса или над породами кепрока прослеживаются отложения верхнего триаса (отложения среднего триаса на куполах и в разбуренных межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины не обнаружены). В их составе выделяются песчано-галечниковая



Фиг. 7. Схема формирования соляного массива купола. По Ю. С. Кононову, 1961, с дополнениями.

1 — современное положение кровли соляного массива; 2 — предполагаемое положение кровли соляного массива в конце верхнепермской эпохи; 3 — первоначальное положение кровли соленосной толщи (по Ю. С. Кононову); 4 — первоначальное положение кровли соленосной толщи (по В. С. Журавлеву); 5 — подсолевое ложе; H — амплитуда подъема соляного ядра в верхнепермскую эпоху; h — амплитуда подъема соляного массива в мезо-кайнозое

свита и свита пестроцветных глин (кейпер), а также свита зеленоватосерых глин и песчаников (рэт). Наиболее отчетливое несогласие наблюдается в основании песчано-галечниковой свиты. Мощность первой из названных свит достигает 60 м, второй — 50 м, третьей — 60 м. Характерно, что в одинаковых структурных условиях на разных куполах мощности этих свит остаются примерно одинаковыми и закономерно сокращаются по мере приближения к наиболее приподнятым частям сводов соляных массивов куполов.

Отложения нижнего и верхнего триаса перекрыты песчано-галечниковой свитой нижней юры, которая в наиболее приподнятых частях соляных массивов куполов нередко непосредственно залегает на гипсах и ангидритах.

Несмотря на фрагментарность имеющихся сведений о стратиграфии доюрских отложений надсолевого комплекса, они все же позволяют говорить о том, что основной подъем соляных массивов куполов Прикаспийской впадины приходится на верхнепермское время (Соколова, 1958; Кононов, 1959; Соколова, Иванова, Егоров, 1961). В триасовое время его интенсивность заметно уменьшилась, что устанавливается по непосредственному залеганию отложений триаса на гипсах и ангидритах кровли соляных массивов многих куполов (фиг. 7). Однако отмеченные выше региональные взаимоотношения между доюрскими и более молодыми отложениями надсолевого комплекса заставляют рассматривать отложения триаса в составе доюрской, пермо-триасовой части надсоле-

вого комплекса, а время их накопления считать завершающим этапом периода интенсивного подъема соляных массивов куполов Прикаспийской впадины.

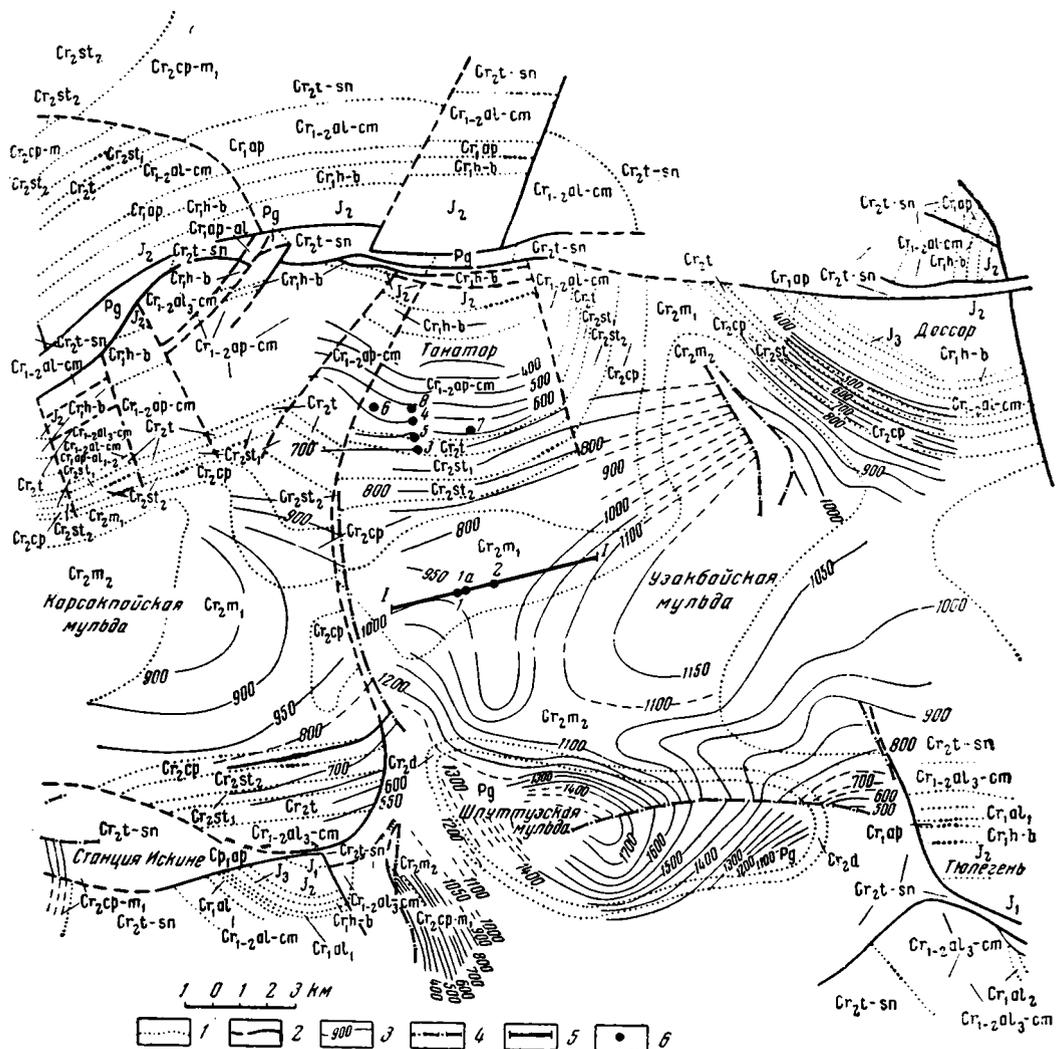
Верхнепермский и триасовый (пермо-триасовый) этап формирования соляных куполов уступает по длительности мезозойскому и кайнозойскому этапу, но значительно превосходит его по амплитуде подъема соляных массивов (Кононов, 1961). Уменьшение интенсивности их подъема, по-видимому, обусловлено не только общим уменьшением наращивания мощности надсолевых отложений, более молодых, чем доюрские, но и уменьшением их плотности, а следовательно, и незначительным увеличением давления на пластичные отложения кунгура в пространствах, разделяющих соляные купола. Если в центральных частях Прикаспийской впадины пределы колебания плотности доюрских отложений надсолевого комплекса составляют 2,38—2,67 г/см³, в среднем 2,48 г/см³, то средняя плотность более молодых отложений надсолевого комплекса не превышает 2,32 г/см³ и близка к средней плотности соленосных отложений — 2,19 г/см³ (Неволин, 1961). Согласно расчетам Ю. С. Кононова (1961), при мощности верхнепермской толщи 3000 м и средней ее плотности 2,5 г/см³ гравитационное давление на соль достигает 750 кг/см² и при длительном воздействии достаточно для придания ей пластических свойств. Несомненно, что региональное увеличение мощности доюрских отложений надсолевого комплекса неизбежно должно вызвать общее усиление интенсивности соляной тектоники.

Таким образом, наблюдаемое усиление интенсивности соляной тектоники от Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы на северо-запад, к промысловому району Южной Эмбы, в основном обусловлено увеличением первичной мощности пластичных соленосных отложений, а также увеличением мощности доюрских отложений надсолевого комплекса. Соответственно и в других частях Прикаспийской впадины интенсивность проявления соляной тектоники определялась первичной мощностью соленосных отложений и мощностью доюрских надсолевых отложений. На обширных пространствах впадины соленакопление началось и прекратилось не одновременно. Поэтому нижняя и верхняя границы соленосной толщи являются фаціальными (не стратиграфическими), а мощность ее в разных частях впадины различна. Неравномерной уже на первых этапах, по-видимому, была мощность отложений надсолевого комплекса, а следовательно, и различным было их давление на подстилающие пластичные соленосные толщи. Пластическое перераспределение последних, подобно цепной реакции, постепенно охватило всю территорию впадины и привело к возникновению в ее пределах соляных куполов, сопровождающих их компенсационных мульд и разделяющих их межкупольных депрессий.

РУДИМЕНТАРНЫЕ СОЛЯНЫЕ КУПОЛА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Наряду с соляными куполами, которые развивались и в последующие этапы накопления отложений надсолевого комплекса, в Прикаспийской впадине имеются глубокие соляные купола, прекратившие или почти прекратившие развитие в мезозое. Их наличие неоспоримо установлено в обеих изученных межкупольных депрессиях промыслового района Южной Эмбы — Дангарской и Доссор-Макатской (Неволин, 1951; Днепров, 1959).

В Дангарской межкупольной депрессии, окруженной соляными куполами Кошак-Танатар, Доссор, Тюлегень и Станция Искине, такое поднятие прослеживается южнее первого из названных куполов. От центрального поля южного крыла этого купола подошва неокома (III отражающий горизонт) до глубины 900 м моноклиально погру-



Фиг. 8. Геолого-геофизическая карта Дангарской межкупольной зсны (Составлена В. С. Днепровым, 1959, по материалам трестов «Казахстаннефть» и «Казахстаннефтегеофизика»).

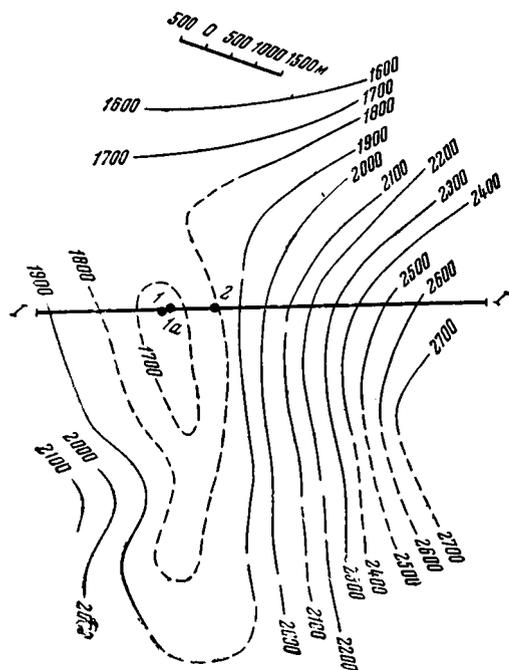
1 — геологические границы; 2 — сбросы; 3 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома); 4 — предполагаемая проекция пересечения сброса с III отражающим горизонтом; 5 — линия профиля I—I; 6 — скважины

жается на юг. Однако уже сейсмоизогипса 1000 м III отражающего горизонта оконтуривает в пределах Дангарской депрессии вытянутый к югу структурный «язык» (фиг. 8). К западу от него, между куполами Кошак-Танатар и Станция Искине, обособляется Карсакпайская мульда (с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1000 м); к востоку, между куполами Доссор и Тюлегень, — Узакбайская мульда (с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1500 м); к юго-западу, между куполами Тюлегень и Станция Искине, — Шпуттузская мульда (с глубиной залегания подошвы неокома свыше 1500 м).

Упомянутый структурный «язык» соответствует прослеживающемуся на большей глубине доюрскому поднятию, длина которого по сейсмоизогипсе 1900 м условного отражающего горизонта в отложениях

пермо-триаса достигает 8 км, а ширина — 3 км (фиг. 9). По отношению к структурному «языку» по подошве неокома это поднятие несколько смещено на юго-запад и имеет северо-западную ориентировку, причем углы наклона слоев на его более крутом юго-восточном крыле достигают 11°. Заданная в пределах свода этого поднятия скв. 1а вошла в отложения пермо-триаса на глубине 1433 м и была в них остановлена при забое 2500 м.

Смежная с Дангарской Доссор-Макатская межкупольная депрессия, окруженная куполами Доссор, Макат и Сагиз, осложнена сбросом северо-западного простирания с амплитудой 150—200 м по подошве неокома.



Фиг. 9. Схематическая структурная карта по условному отражающему горизонту *n* доюрского поднятия в Дангарской межкупольной зоне.

По А. М. Гольдину из В. С. Днепра, 1959

(фиг. 10). Не возникает сомнений в том, что отмеченные поднятия являются соляными куполами, которые, вследствие интенсивного оттока соли к окружающим депрессиям куполам, в мезозое (в послетриасовое время) активно не развивались. Поэтому целесообразно называть их рудиментарными (не достигшими полного развития) куполами (Журавлев, 1962).

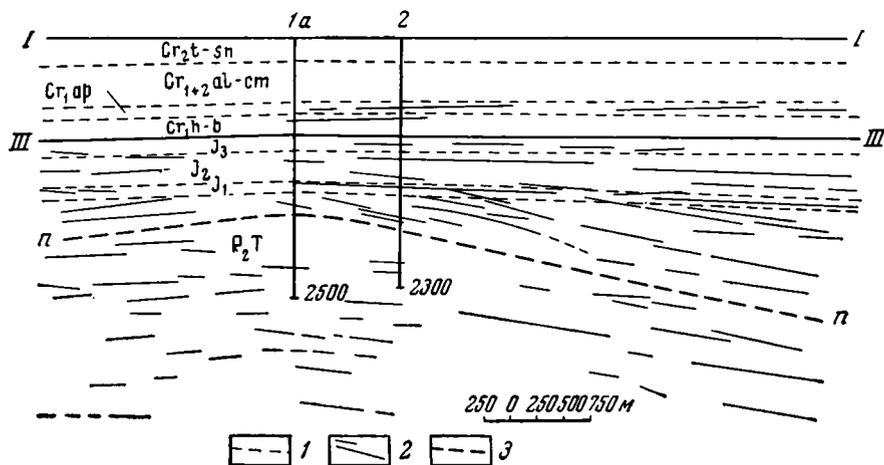
Несомненно, что и во многих других, еще не изученных межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины имеются такие же рудиментарные соляные купола. В частности, один из них был обнаружен сейсморазведкой в межкупольной депрессии, разделяющей соляные купола Мишеркуль и Батпаксор, в зоне Аралсорского регионального гравитационного максимума. В центральной части этой депрессии, на глубине 3000 м, по нижним отражающим горизонтам надсолевого комплекса отчетливо выделилось пологое поднятие, наличие которого не сказывается на характере залегания верхних (мезозойских) слоев надсолевого комплекса.

Характерно, что рудиментарные соляные купола установлены также в полосе, протягивающейся от низовий р. Темир на юго-запад, к Каспий-

ма. По III отражающему горизонту в северо-восточной, приподнятой части депрессии наметились небольшие пологие поднятия (их площадь не превышает 1,5 км², а амплитуда 25 м, при углах наклона крыльев до 9°). На одном из этих поднятий была пройдена скв. 1, которая вошла в отложения пермо-триаса на глубине 1329 м и была в них остановлена при забое 1572 м.

Таким образом, данные геологии и геофизики показывают, что Дангарская и Доссор-Макатская межкупольные депрессии на глубине осложнены четко очерченными поднятиями и прогибами. Доюрский возраст этих поднятий, в частности поднятия в Дангарской межкупольной депрессии, устанавливается по выявленному сейсморазведкой резкому углу наклона несогласию (до 25°) между почти горизонтально залегающими отложениями юры и подстилающими их круто наклоненными породами перми и триаса

скому морю, вдоль северного склона Южно-Эмбенского погребенного краевого поднятия Русской платформы. В отложениях палеогена, обычно здесь развитых на поверхности, они отражения не получили, но их положение определяется наличием гравитационных «языков» или локальных минимумов силы тяжести, а структура — очертаниями сейсмоизогипс III отражающего горизонта. Вероятно, эти купола возникли над крайними южными линзами кунгурской соли, мощность которой



Фиг. 10. Геолого-геофизический профиль I — I через доюрское поднятие в Дангарской межкупольной зоне. По В. С. Днепрову, 1959.

1 — геологические границы; 2 — отражающие площадки; 3 — условный отражающий горизонт π в толще пермо-триаса

была недостаточной для их активного и длительного развития. Оно прекратилось или почти прекратилось уже в верхнемеловое время — дальнейший рост их соляных массивов лимитировался линзовидным залеганием пластичных пород кунгура и сравнительно небольшим различием мощностей надсолевых отложений над этими куполами и на окружающих их площадях. Именно такими рудиментарными соляными куполами являются недавно введенные в разведку структуры Прорва и Буранкуль, расположенные в пределах упомянутой полосы в непосредственной близости от Каспийского моря (фиг. 11).

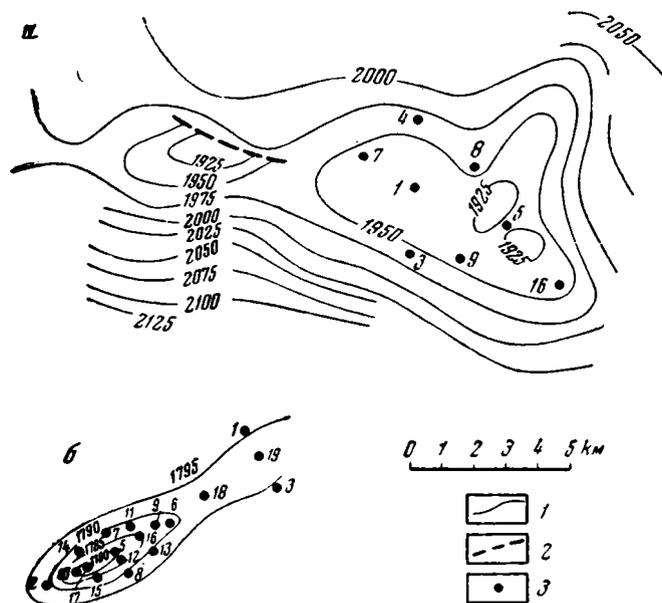
Купол Прорва ориентирован широтно, и в его пределах, по предварительным данным, выделяются западное и восточное поднятия, оконтуренные сейсмоизогипсой 1950 м III отражающего горизонта. Размеры восточного поднятия составляют примерно 7×4 км, западного — $3,5 \times 2$ км. Западная часть купола залита водами Каспийского моря и сейсморазведкой не охвачена (фиг. 11, а).

Купол Буранкуль находится на расстоянии 75 км к северо-востоку от Прорвы. Судя по данным сейсморазведки и бурения, он имеет в плане вид вытянутого на юго-запад структурного «языка». На структурной карте по кровле верхней юры, в контуре стратоизогипсы 1795 м, длина этого купола превышает 7 км, ширина — 2 км (фиг. 11, б). Углы наклона кровли оксфорда на крыльях купола пологие: на северо-запад, юго-запад и юго-восток она наклонена под углом 1° — $1^\circ 30'$, а на северо-восток — под углами не более 1° (Березовская, 1961).

Характерно, что по рисунку страто- и сейсмоизогипс, а также по размерам купол Буранкуль подобен рассмотренному нами рудиментарному куполу, выявленному в Дангарской межкупольной депрессии (см. фиг. 8

и 9). Несомненно, что Прорва и Буранкуль являются рудиментарными соляными куполами, которые активно не развивались и поэтому не осложнены дизъюнктивными нарушениями¹.

Таким образом, кроме рудиментарных соляных куполов, осложняющих на глубине строение некоторых межкупольных депрессий, подобные купола установлены по юго-восточной периферии Прикаспийской впадины. Первые возникли над остаточными выступами соли, вторые —



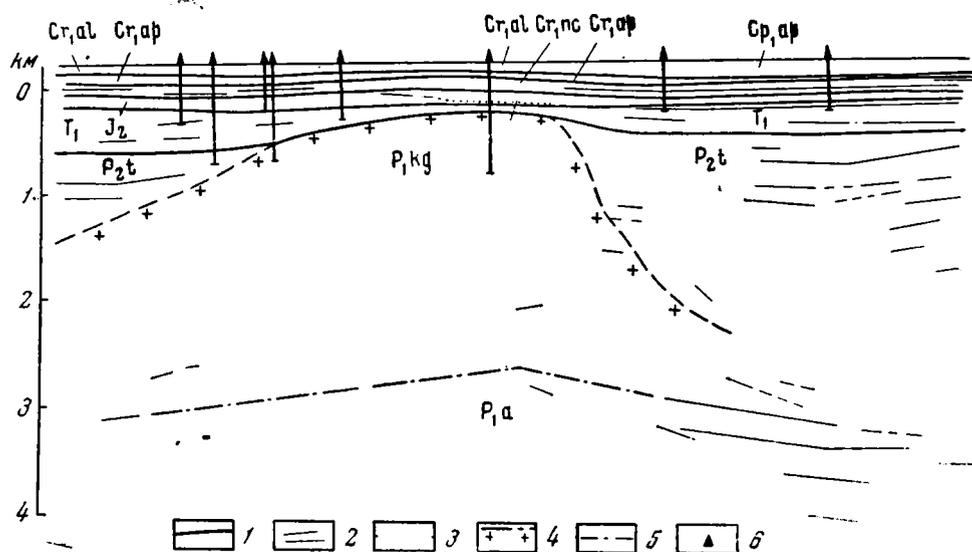
Фиг. 11. Структурные карты рудиментарных соляных куполов Прорва (а) и Буранкуль (б) (по материалам трестов «Казахстаннефть» и «Казахстаннефтегеофизика»).

1 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома) на куполе Прорва и стратозигипсы по кровле верхней юры на куполе Буранкуль; 2 — предполагаемая проекция пересечения сброса с III отражающим горизонтом; 3 — скважины

над ее локальными линзами, но для активного развития тех и других не хватало соли. В сводах рудиментарных соляных куполов, прослеживающихся в межкупольных депрессиях, доюрские отложения надсолевого комплекса имеют значительную мощность и, по-видимому, не нарушены сбросами. Вершины соляных массивов этих куполов, вероятно, никогда не были обнажены. Напротив, на некоторых рудиментарных куполах, тяготеющих к юго-восточной периферии Прикаспийской впадины, в частности на куполах, выявленных в низовьях р. Темир, непосредственно на кровле их соляных массивов залегают отложения нижнего триаса. Над вершинами соляных массивов куполов мощность этих отложений по сравнению с разрезами межкупольных пространств заметно сокращена. Однако вышележащие отложения юры и мела над упомянутыми рудиментарными куполами залегают уже почти горизонтально (фиг. 12).

¹ Некоторые исследователи, основываясь на простой морфологии этих структур и отсутствии дизъюнктивных нарушений, отрицают их вероятную солянокупольную природу. Так, В. Л. Березовская рассматривает Прорву как «типичное платформенное поднятие брахиантиклинального типа» (1961, стр. 277).

Настаивая на необходимости выделения рудиментарных куполов в качестве особого типа соляных куполов, отметим, что Ю. А. Косыгин (1960₁) еще ранее предлагал именовать их криптоструктурами (от греческого *κρυπτός* — скрытый). Однако термин «рудиментарные» (от латинского *rudimentum* — остаток, зачаток), т. е. не получившие полного развития, гораздо полнее отражает генетическую сущность этих структур¹. Рудиментарные соляные купола могут быть противопоставлены



Фиг. 12. Геолого-геофизический профиль через рудиментарный соляной купол Кенкияк. По В. Б. Сдобникову (см. работу В. А. Аввакумова и др., 1960).

1 — геологические границы; 2 — отражающие площадки; 3 — предполагаемое залегание пластов (с учетом данных сейсморазведки); 4 — предполагаемые очертания соляного массива купола (с учетом данных сейсморазведки); 5 — предполагаемое залегание подсолевого ложа (с учетом данных сейсморазведки); 6 — скважины

нормально развитым соляным куполам (последние Ю. А. Косыгин предлагал называть эвдиоструктурами, от греческого *ευ* — хорошо, так как *ευ* в качестве приставки указывает на наивысшую степень качества).

В настоящее время доказана промышленная нефтеносность рудиментарных соляных куполов Буранкуль, Прорва и Кенкияк. Первые два расположены на западе, а третий — на востоке полосы рудиментарных куполов, тяготеющих к юго-восточной периферии Прикаспийской впадины. На Прорве и Буранкуле в отложениях средней юры встречены промышленные залежи нефти, запасы которых намного превышают запасы старых месторождений промыслового района Южной Эмбы. На Кенкияке промышленная нефтеносность установлена для отложений верхней перми, нижнего триаса и средней юры. Пропитанные нефтью пески в разных интервалах разреза пермо-триаса обнаружены скв. 1а, пробуренной на рудиментарном куполе, осложняющем Дангарскую межкупольную депрессию. По-видимому, с домеловыми отложениями надсолевого комплекса связаны основные перспективы нефтегазоносности рудиментарных соляных куполов, изучение которых еще только начинается.

¹ Ф. Трусгейм (Trusheim, 1960) подобные структуры в Польско-Германской впадине называл «недокормленными» (undernourished), а де Ситтер (de Sitter, 1956) — «зачаточными» (incipient).

НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫЕ СОЛЯНЫЕ КУПОЛА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Протягивающаяся по северной периферии Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы полоса распространения рудиментарных соляных куполов по мере погружения подсолевого ложа сменяется обширной территорией сплошного проявления соляной тектоники. На фоне развитых здесь на поверхности отложений палеогена в наиболее приподнятых частях крыльев пока еще немногочисленных соляных куполов (Конуспай, Кумшете, Аккерге и др.) появляется пичий мел астрахтин и только близ гипсового ядра единственного открытого купола Карачунгул прослеживаются более низкие горизонты разреза надсолевых отложений. Севернее, в промысловом районе Южной Эмбы, приподнятые крылья соляных куполов сложены уже породами низов верхнего мела, нижнего мела, юры и даже пермо-триаса; компенсационные мульды, сопряженные с куполами, выполнены глинами палеогена, а межкупольные депрессии, разделяющие купола, — мергельно-меловой толщей верхнего мела. Соляные купола становятся многочисленными, разнообразными по глубине эрозионного среза, по форме и размерам и нередко почти сливаются, отделяясь еле уловимыми перегибами. Их очертаниям и расположению, как правило, всецело подчинена конфигурация разделяющих их межкупольных депрессий.

Соляные массивы куполов в плане имеют округлую, эллиптическую, треугольную или звездообразную форму. При этом удлинённые соляные массивы нередко осложнены вдоль оси несколькими дополнительными вздутями, а на склонах — боковыми ответвлениями (фиг. 13). От очертаний соляных массивов куполов зависит морфология облегающих их надсолевых слоев.

Анализ многочисленных, частично опубликованных данных о геологии и геофизике промыслового района Южной Эмбы¹ показывает, что, несмотря на различия поверхностной морфологии его соляных куполов, все же могут быть выделены группы куполов с идентичными тектоническими соотношениями соляных массивов и надсолевых слоев. Для их выделения необходимо наметить сопоставимые сечения, раскрывающие упомянутые тектонические соотношения. Этому требованию удовлетворяют геологические профили, проведенные через центральные части куполов, от приподнятых крыльев через грабени к опущенным крыльям или, на однокрылых куполах, — к смежным межкупольным депрессиям.

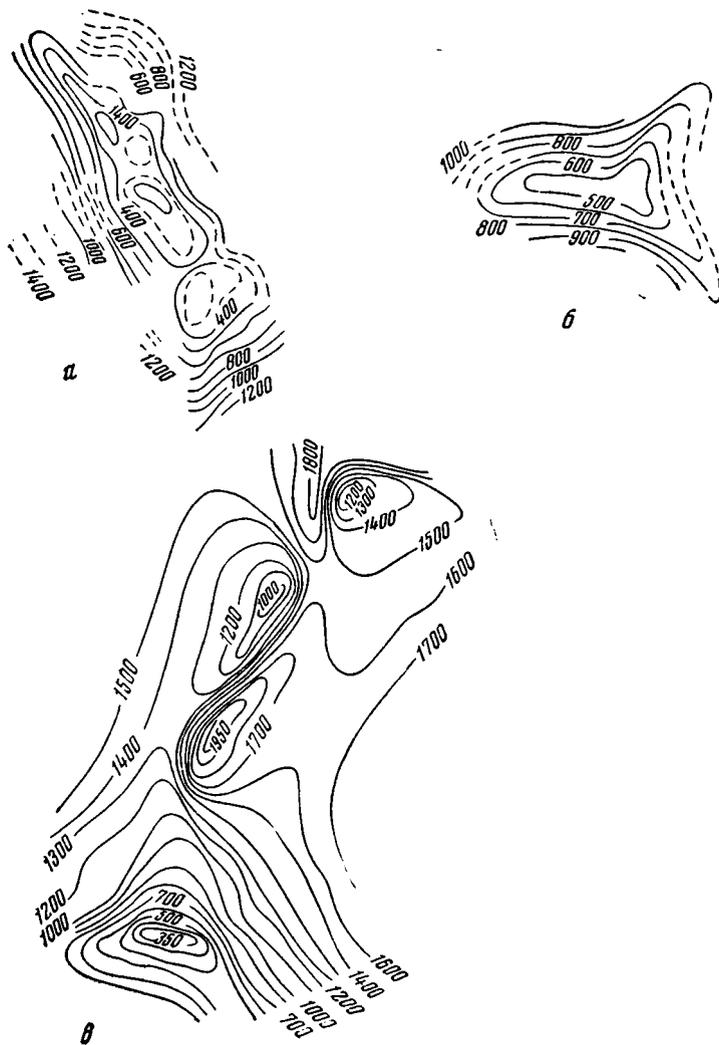
При сопоставлении таких геологических профилей отчетливо выделяются два типа куполов с закрытыми соляными массивами. К первому типу относятся купола с неразмытыми (или не размывавшимися) в послетриасовое время соляными массивами (фиг. 14, а), ко второму — купола с размывавшимися в послетриасовое время соляными массивами (фиг. 14, б, в, г, д).

Над вершинами соляных массивов куполов первого типа повсеместно прослеживаются отложения пермо-триаса. Установить объем триасовой и верхнепермской частей их разреза зачастую затруднительно вследствие слабой изученности этих отложений, но их общая мощность, по сравнению с мощностью доюрских отложений надсолевого комплекса в межкупольных депрессиях, значительно сокращена и не превышает 400—500 м.

Отложения пермо-триаса (в основном — триаса) на куполах первого типа, как и перекрывающие их более молодые отложения надсолевого комплекса, наклонены согласно с наклоном кровли соляных мас-

¹ Весьма обстоятельная сводка материалов о геологическом строении и нефтегазоносности соляных куполов этого района опубликована В. С. Днепровым в 1959 г.

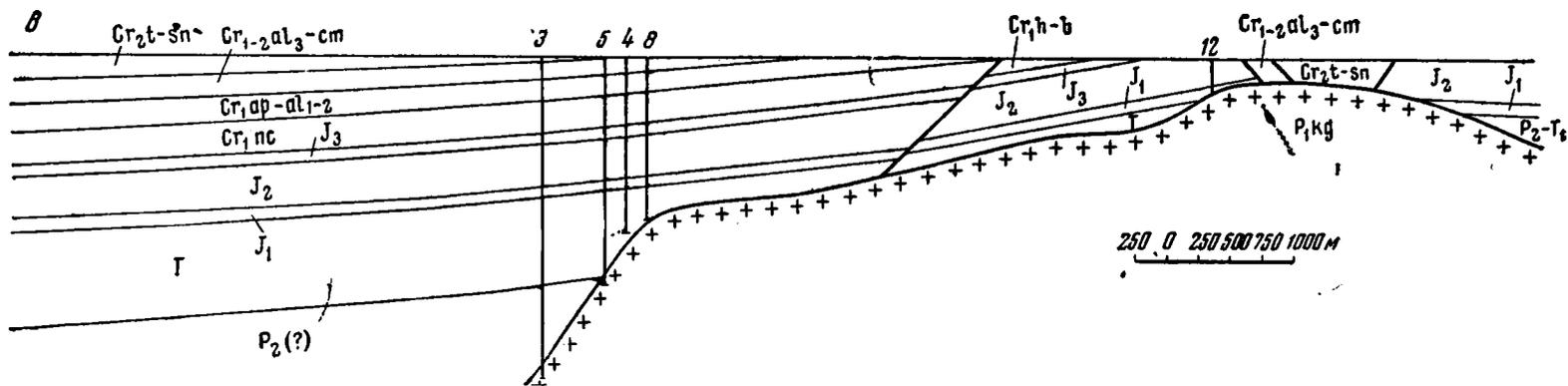
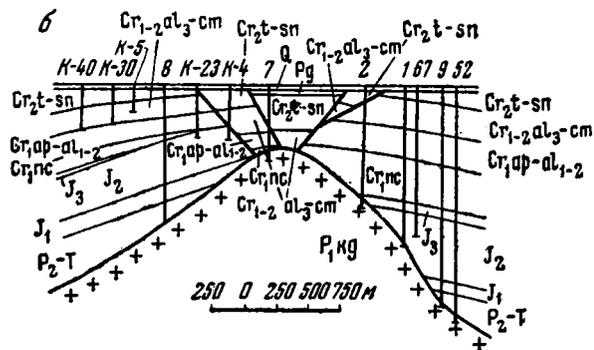
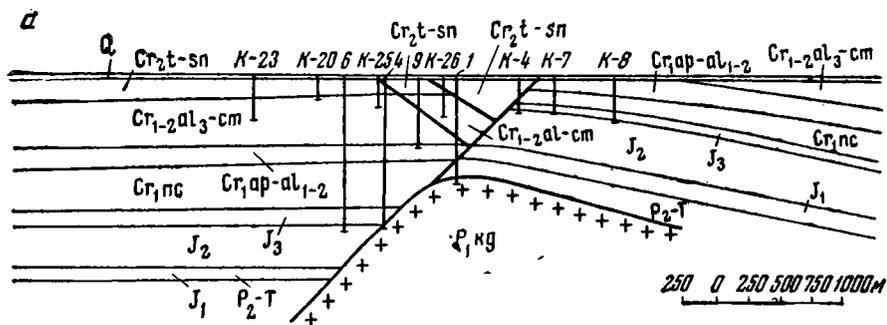
сивов. Соляные массивы этих куполов отчетливо асимметричны, причем их крутые склоны очерчены оконтуривающими сбросами. Примыкающие к крутым склонам соляных массивов надсолевые слои либо полого наклонены к смежным межкупольным депрессиям, либо наклонены к куполам и выполняют сопряженные с ними компенсационные мульды.

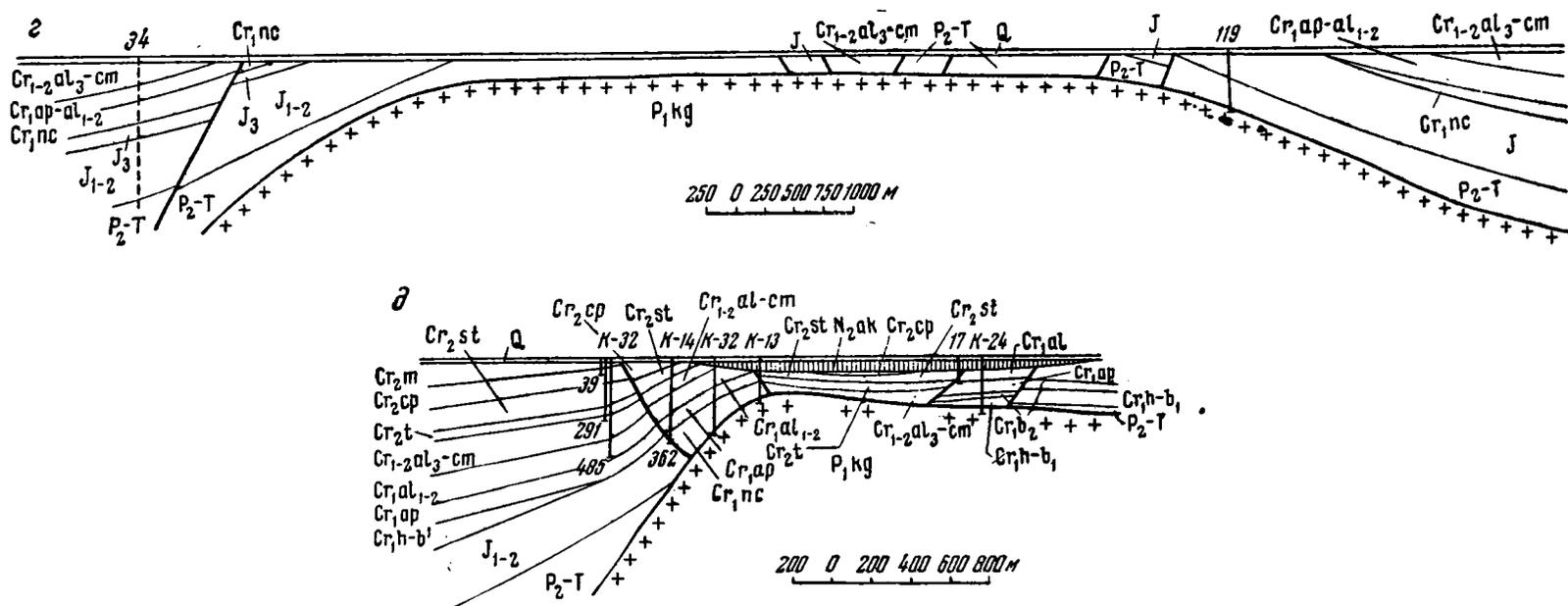


Фиг. 13. Форма соляных массивов некоторых куполов Прикаспийской впадины. (По Ю. А. Косыгину, 1960₂).

а—удлиненный соляной массив с тремя дополнительными соляными вздутиями (Сагиз);
б — удлиненный соляной массив с боковым ответвлением (Женгельды); *в* — удлиненный соляной массив с несколькими вздутиями и центральной депрессией (Алтыкуль).
 Изогипсы проведены по кровле соли

В первом случае при современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезе эти купола выделяются как однокрылые, во втором — их сопровождают четко очерченные компенсационные мульды. При еще более интенсивном подъеме соляных массивов в примыкающих к ним надсолевых слоях возникает один антитетический сброс или серия таких сбросов, косо примыкающих к оконтуривающему сбросу. При этом вдоль крутых склонов соляных массивов закладываются





Фиг. 14. Типы нормально развитых куполов с закрытыми соляными массивами.

a — купола с неразмытыми (или неразмывавшимися) в послетриасовое время соляными массивами (Корсак и др.); *б* — *д* — купола с размывавшимися в послетриасовое время соляными массивами: *б* — купола с островерхими соляными массивами (Мунайли и др.); *в* — *д* — купола с плосковерхими соляными массивами, среди которых различаются: *в* — купола с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем (Кошак-Тантатар и др.), *з* — купола с горизонтальной кровлей соляных массивов (Искине и др.), *д* — купола с вогнутой кровлей соляных массивов (Туктубай и др.)

грабены, а за ними намечаются висячие (не опирающиеся на соляные массивы), опущенные крылья соляных куполов, которые, постепенно погружаясь, сливаются с межкупольными депрессиями. На геологических картах эти «вторые» крылья оконтуриваются нерезко. Противоположные (по отношению к крутым) склоны соляных массивов куполов первого типа на глубине также нередко обрываются круто, и надсолевые слои над кровлей соляных массивов как бы образуют горст (такое залегание надсолевых слоев характерно для куполов Байчунас, Южный Кошкар, Агнияз, Алтыкуль-Кзылкала, Каскырбулак и др.).

Купола первого типа распространены преимущественно по окраинам западины (в частности, по северной периферии Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы), но изредка встречаются и в зонах интенсивного проявления соляной тектоники. По сравнению с рудиментарными соляными куполами они развивались более активно, однако вершины их соляных массивов в послетриасовое время или вообще никогда не достигали дневной поверхности или не подвергались размыву.

Все остальные, гораздо более многочисленные купола с закрытыми соляными массивами относятся ко второму типу — их соляные массивы в отдельные (и, как мы увидим ниже, вполне определенные) этапы послетриасового времени частично выходили на дневную поверхность и были эродированы. По очертаниям соляных массивов в сопоставимых сечениях среди куполов второго типа отчетливо выделяются купола с островерхими (подтип I) и плосковерхими (подтип II) соляными массивами. Среди последних различаются купола: с кровлей соляных массивов, осложненной соляным гребнем (подтип IIa), с горизонтальной кровлей соляных массивов (подтип IIб), с вогнутой кровлей соляных массивов (подтип IIв).

Островерхие соляные массивы в сопоставимых сечениях имеют вид обращенного кверху и закругленного к вершине конуса (в плане — это сравнительно узкие соляные гребни). Над ними в надсолевых отложениях прослеживается грабен, ограниченный сбросами (или их системой), опирающимися на вершину соляного массива (см. фиг. 14, б). Над наиболее высокой ее частью в грабене непосредственно на хомогенных породах кунгура залегают терригенные отложения либо нижней и средней юры (Каратон, Кумшете и др.), либо верхнего альба (Косчагыл, Тюлюс, Мунайли, Дюсеке, Жолдыбай и др.). Это свидетельствует о том, что в предъюрское или в предверхнеальбское время кровля соляных массивов этих куполов была частично или полностью обнажена и подвергалась поверхностному размыву, а затем была перекрыта отложениями, выполняющими грабены. Отложения, слагающие крылья таких куполов, приведены в тектонический контакт с крутыми боковыми поверхностями их соляных массивов.

К этим куполам по соотношениям соляных массивов и надсолевых слоев близки купола с плосковерхими соляными массивами, осложненными соляными гребнями (см. фиг. 14, в). Непосредственно на кровле их соляных массивов залегают отложения триаса, постепенно выклинивающиеся по мере приближения к соляным гребням. Над соляными гребнями, как и над вершинами куполов с островерхими соляными массивами, в надсолевых отложениях прослеживаются грабены. При этом над вершинами соляных гребней, как и над наиболее высокими частями островерхих соляных массивов, в грабенах непосредственно над гипсами и ангидритами обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана (Сагиз, Тентяксор, Теренъюзюк, Кошак-Танатар и др.). Приподнятые и опущенные крылья этих куполов, равно как и осложняющие их приподнятые и опущенные блоки, опираются на сглаженную и полого наклоненную кровлю их соляных массивов. Только на периферии крыльев этих куполов отложения пермо-триаса (точнее — верхней пер-

ми) на глубине приведены в тектонический контакт с крутыми боковыми поверхностями их соляных массивов.

Среди куполов с плосковерхими соляными массивами встречаются купола с горизонтальной кровлей, которая выработалась в результате подземного размыва соли (см. фиг. 14, з). Однако положение некогда существовавших соляных гребней, осложнявших вершины соляных массивов этих куполов, достаточно определенно угадывается по положению грабен, которые опираются на ныне плоскую кровлю соли. Характерно, что и на этих куполах непосредственно на гипсах и ангидритах в грабенах обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана (Искине, Кзылкудук). Крылья таких куполов лежат на плоской кровле их соляных массивов и только на крутых склонах последних надсолевые отложения (преимущественно породы верхней перми) приведены в тектонический контакт с солью.

К соляным куполам с плосковерхими соляными массивами относятся также купола с вогнутыми вершинами соляных массивов и мульдами оседания, развивающимися над ними в надсолевых отложениях (см. фиг. 14д). Контуры мульды оседания обычно определяются положением краевых соляных поднятий, обособляющихся на фоне почти плоских соляных сводов. Эти краевые поднятия образовались за счет притока соли к соляным массивам из окружающих межкупольных пространств, а после возникновения пополнились, кроме того, солью, которая оттекала к ним от центральных, более пониженных участков сводов соляных массивов куполов. Надсолевые слои над этими участками неизбежно проседали, занимая место соли, частично оттекавшей к краевым соляным поднятиям, частично унесенной в растворах при «слизывании» вершин соляных массивов подземными водами. Дополнительная нагрузка на кровлю соляных массивов, возрастающая по мере накопления слоев, выполняющих мульды оседания, постепенно усиливала процессы пластического перераспределения соли в верхних частях соляных массивов.

Вопросы генезиса и классификации мульды оседания — активных негативных надсводовых структур — заслуживают рассмотрения в специальной статье. Здесь же необходимо отметить, что выполняющие их слои залегают с резким угловым несогласием либо над более древними отложениями надсолевого комплекса, либо непосредственно на кровле соляных массивов. Для объяснения случаев их залегания непосредственно на породах кунгура следует допустить, что во время, предшествовавшее накоплению слоев, выполняющих мульды оседания, надсолевые отложения над сводами соляных массивов были срезаны эрозией, соляные массивы куполов на значительной площади были обнажены, а затем перекрыты слоями, в которых впоследствии развились мульды оседания. Такого рода мульды оседания известны на некоторых куполах, расположенных в восточной части Прикаспийской впадины (Тамдыкуль, Кумсай-Чиликтинский и др.). Гораздо более широко распространены мульды оседания, подстилаемые надсолевыми слоями и выполненными в этом случае самыми молодыми отложениями надсолевого комплекса — верхнеплиоценовыми и четвертичными. В частности, в промышленном районе Южной Эмбы такие мульды оседания установлены на куполах Туктубай и Заквай.

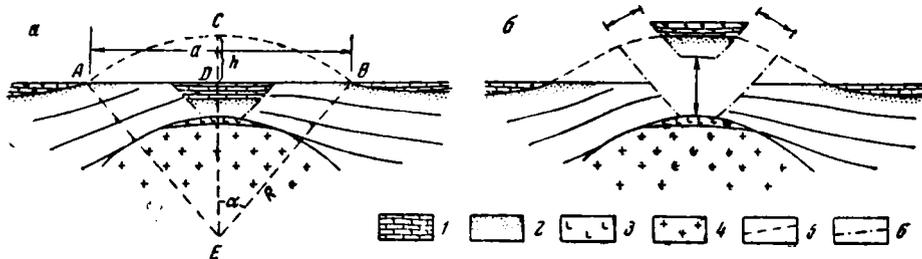
Рассмотренными выше примерами исчерпываются наблюдаемые на нормально развитых закрытых куполах Прикаспийской впадины тектонические соотношения между их соляными массивами и надсолевыми слоями. Именно эти соотношения являются наиболее надежным критерием для установления черт сходства между куполами, различными по поверхностной морфологии, во многом зависящей от глубины эрозионного среза. При достаточно глубоком эрозионном срезе все нормально развитые соляные купола могут стать открытыми.

Известные к настоящему времени открытые соляные купола Прикаспийской впадины по размерам и морфологии разделяются на две группы, занимающие вполне определенное пространственное и структурное положение. В западной, большей по площади части впадины, в пределах области интенсивного верхнеплиоценово-четвертичного прогибания, распространены обширные соляные купола, либо открытые, либо с солью, залегающей непосредственно под четвертичными отложениями (бакинскими или хвалынскими), либо с соляными массивами, трансгрессивно перекрытыми отложениями акчагыла. Наоборот, в восточной части впадины открытые соляные купола невелики и обычно приурочены к периферии кунгурского соленосного бассейна, где подсолевое ложе приближено к поверхности и первичная мощность хемогенных осадков кунгура была небольшой.

Интенсивный предакчагыльский срез и усиленный подъем соляных куполов в прогибавшейся западной части впадины привел и к тому, что в ее пределах воды акчагыльской трансгрессии непосредственно абрадируют соляные массивы большинства куполов. Напротив, в восточной части впадины ведущая роль в формировании небольших открытых соляных куполов принадлежала вторичной соляной тектонике, которая привела к образованию соляных шипов, осложняющих глубоко залегающие соляные массивы этих куполов. Анализ геологических данных об открытых куполах восточной части Прикаспийской впадины показывает, что их очертания на геологической карте зависят от глубины современного эрозионного среза и от амплитуды подъема соляных шипов (Журавлев и Самодуров, 1960).

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАБЕНОВ НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

Анализ морфологии надсолевых структур закрытых соляных куполов Прикаспийской впадины позволяет установить, что на подавляющем большинстве из них (на куполах второго типа) грабены либо расположены над наиболее приподнятыми частями соляных массивов



Фиг. 15. Механизм образования грабенов соляных куполов.

По: А. А. Борисову и Н. И. Буялову, 1938.

1 — верхнемеловые отложения (сенон и турон); 2 — меловые (сенонман и нижний мел) и юрские отложения; 3 — гипсы; 4 — каменная соль; 5 — воздушный свод структуры; 6 — дизъюнктивные нарушения]

(см. фиг. 14, б и в), либо фиксируют прежнее положение этих выступов соли на фоне их современной почти горизонтальной или вогнутой кровли (см. фиг. 14, г и д).

Первая попытка объяснения механизма образования грабенов, осложняющих купола Прикаспийской впадины, была предпринята А. А. Борисовым и Н. И. Буяловым (1938), которые для этой цели прибегли к несложным графическим построениям и расчетам. Они указывали, что на периферии крыльев соляных куполов, на границе между

отложениями сеномана и турон — сенона, углы наклона слоев уже настолько малы, что ими можно пренебречь и принимать на профиле (фиг. 15, а) точки *A* и *B* за начальные точки изгиба надсолевых слоев при подъеме соляного массива. Если это так, то расстояние между точками *A* и *B* отвечает первичной длине слоя (*a*), а кривая *ACB* отражает высоту подъема (*h*), которая определяется по средней мощности отложений, выведенных на поверхность. Принимая, что кривая *ACB* является дугой круга с радиусом *R*, из прямоугольника *BDE*, можно определить величину *R*:

$$R^2 = \left(\frac{a}{2}\right)^2 + (R - h)^2,$$

откуда

$$R = \frac{\frac{a^2}{4} + h^2}{2h}.$$

Учитывая статистические данные, А. А. Борисов и Н. И. Буялов допускали, что для куполов, на которых по сбросам грабена приведены в контакт отложения верхнего мела и средней юры, значение *a* изменяется от 4 до 10—12 км, составляя в среднем 7 км, а *h* равно 1 км. Подставляя эти цифры в указанную выше формулу, можно рассчитать, что *R* ≈ 6,5 км. Это позволяет определить величину ∠α:

$$\angle \alpha = \arcsin \frac{a}{2R} = \arcsin 0,54 = 32^\circ 30',$$

откуда

$$\sphericalangle ACB = 65^\circ.$$

Длина дуги *ACB*, соответствующей углу 65°, при *R* ≈ 6,5 км равна

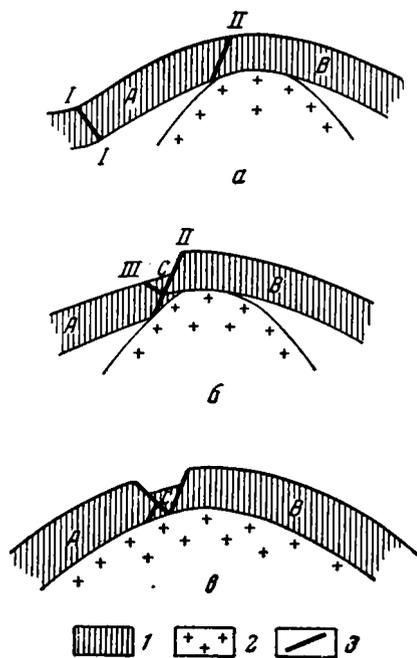
$$\sphericalangle ACB = \frac{2\pi \cdot 65}{360} \cdot 6,5 = 1,134 \cdot 6,5 \approx 7,4 \text{ км},$$

т. е. при формировании купола разница между первичной длиной слоя 6,5 км и полученной длиной дуги *ACB* 7,4 км достигает 0,9 км. Эта разница, как справедливо отмечали А. А. Борисов и Н. И. Буялов, может быть компенсирована лишь разрывами сплошности и расхождением (зиянием) крыльев вдоль длинной оси купола.

А. А. Борисов и Н. И. Буялов полагали, что подъем соляного массива купола приводил лишь к подъему крыльев, в то время как отвечающий сводовой части грабен неподвижно покоился на вершине соляного массива. Этот вывод встретил возражения Ю. А. Косыгина, который утверждал, что «над вершиной соляного штока в силу самого механизма его подъема должно иметь место максимальное поднятие в покрывающих соль слоях, а отнюдь не грабенообразное опускание» (1940, стр. 52).

Основываясь на еще немногочисленных в то время данных бурения Ю. А. Косыгин считал, что грабены расположены не над вершинами соляных массивов, а над их склонами. Он указывал, что при подъеме соляного массива купола наиболее благоприятные условия для образования сбросов в надсолевых слоях под действием силы тяжести возникают в сечениях I и II на периферии поднятия и над склоном соляного массива, у его вершины (фиг. 16, а). Так как вблизи соляного массива растягивающие усилия будут наибольшими, то сброс произойдет в сечении II и по нему опустится крыло *A* (фиг. 16, б). При дальнейшем подъеме соляной массив будет оказывать давление на опущенное крыло *A*, стремясь приподнять его. Одновременно с этим будут происходить общий подъем надсолевых слоев и их расхождение. Поэтому в наиболее слабом сечении III опущенного крыла *A* должен произойти разрыв, причем крыло *A* будет подниматься относительно заключенной между сбросами II и III глыбы *C*, которая останется на месте и образует грабен (фиг. 16, в).

Ю. А. Косыгин считал, что «надсолевая структура куполов является прямым отражением структуры их соляных массивов» (1950, стр. 41), и по признаку пространственного соотношения с соляными массивами предлагал различать грабены, соответствующие крутым склонам соли, и грабены, соответствующие центральным впадинам. Однако современные буровые и геофизические данные показывают, что лишь на немногих куполах Прикаспийской впадины грабены приурочены к склонам соляных массивов (см. фиг. 14, а). Но тогда они непосредственно не опираются на соль, ограничены оконтуривающим соляной массив сбросом и косо к нему примыкающим антитетическим сбросом (или сбросами) и возникают при соскальзывании висячих (не опирающихся на соляные массивы), опущенных крыльев соляных куполов. На остальных же куполах с закрытыми соляными массивами грабены приурочены не к центральным впадинам, а к местам наибольшего подъема соли и максимального растяжения надсолевых слоев (см. фиг. 14, б, в). Несмотря на это, не следует объяснять механизм их образования исключительно процессами растяжения.



Фиг. 16. Механизм образования грабенов соляных куполов.
По Ю. А. Косыгину, 1940.
1 — надсолевые слои; 2 — соляной массив купола; 3 — сбросы

Утверждая, что грабены неподвижно покоятся на вершинах соляных массивов, А. А. Борисов и Н. И. Буялов не учитывали, что они являются достаточно активными отрицательными тектоническими формами в общей структуре надсолевых слоев. Г. Е.-А. Айзенштадт (1948) сравнительным путем установил, что в грабенах и на опущенных крыльях куполов наблюдаются полные (максимальные) мощности отдельных ярусов и свит надсолевого комплекса, в то время как на приподнятых крыльях куполов размытым подвергались преимущественно верхние части этих ярусов и свит. Колебания мощностей, по мнению Г. Е.-А. Айзенштадта, объясняются не столько различными условиями седиментации, сколько различными скоростями движений по сбросам отдельных блоков надсолевых пород. Неравномерность движений этих блоков неизбежно приводила к размытам разной глубины, более слабым на опущенных крыльях куполов и в грабенах.

К сожалению, до сих пор никто не обратил внимания на то, что на большинстве куполов с закрытыми соляными массивами (на куполах второго типа) грабены приурочены к тем наиболее приподнятым в настоящее время частям соляных массивов, которые некогда выходили на поверхность. В принятых нами сопоставимых сечениях на кровле соляных массивов обычно залегают отложения юры или верхнего альба и сеномана; следовательно, в предъюрское или предверхнеальбское время соляные массивы этих куполов подвергались поверхностному размыту. Начинаясь упомянутыми отложениями разрез надсолевых слоев, выполняющих грабены, отличается относительной полнотой, которая может быть объяснена только выдержанной во времени

тенденцией грабенов к погружению. Тем самым намечается резкое различие между характером развития надсолевой структуры купола и характером развития его соляного массива: устойчиво прогибающийся грабен заложился и развивался над наиболее интенсивно и длительно приподнимавшейся частью соляного массива.

Если мы обратимся к графическим построениям А. А. Борисова и Н. И. Буялова, и представим, что слои, выполняющие грабен, приподняты до уровня кривой *АСВ*, то обнаружим кроме бокового зияния (обусловленного процессами растяжения), зияние снизу — незаполненное пространство между подошвой грабена и кровлей соляного массива купола (см. фиг. 15, б). Напомним, что в грабенах, как правило, наблюдается неполный снизу разрез надсолевых слоев, которые с размывом залегают на соли. Следовательно, это пространство могла заполнять только соль. Для объяснения возникновения устойчиво прогибавшегося грабена следует допустить, что при общем подъеме соляного массива купола его вершина последовательно понижалась. Однако подъем соли является процессом необратимым, и кажущееся реверсионное движение соли может быть объяснено лишь ее подземным срезанием — «слизыванием» подземными водами.

Внутренняя структура грабенов соляных куполов бывает различной. На некоторых куполах в грабенах наблюдается пологий продольный изгиб слоев при их максимальном подъеме к сводовой части куполов, причем наиболее приподнятые участки грабенов приближены к опущенным крыльям куполов (Василенко, 1945).

На других куполах верхнемеловые отложения в грабенах образуют небольшие мульды, разделенные плоскими поднятиями. Максимальные мощности этих отложений прослеживаются в осевых частях мульд, примыкающих по сбросу к одному из крыльев купола. В то же время на пологих поднятиях, намечающихся внутри грабенов, наблюдаются минимальные мощности верхнемеловых отложений. При этом общее сокращение их мощности происходит как за счет размывов кровли отдельных пачек и толщ, так и за счет послыного уменьшения их мощности (Колтыпин, 1957).

Наконец, на ряде куполов грабены имеют отчетливое синклинальное строение и испытали не только относительное, но и абсолютное погружение (в них сохранились наиболее молодые слои, например отложения палеогена, отсутствующие даже в межкупольных пространствах, окружающих данные купола).

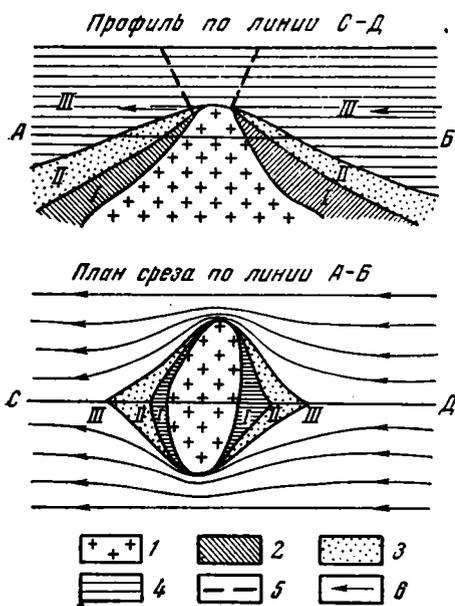
Приведенные сведения убедительно свидетельствуют о том, что особенности внутренней структуры грабенов соляных куполов во многом определяются соотношениями между скоростью подъема вершин куполов и скоростью течения процессов их подземного выщелачивания.

РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ НАДСОЛЕВОЙ СТРУКТУРЫ НОРМАЛЬНО РАЗВИТЫХ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

Как видно из изложенного, многие особенности надсолевых структур куполов Прикаспийской впадины обязаны своим возникновением не только и не столько пластическому перераспределению соли, но и действию процессов ее подземного выщелачивания. Для расшифровки динамики подземного выщелачивания соли необходимо кратко рассмотреть данные о подземном водообмене и характере движения подземных вод в юго-восточной, наиболее изученной части Прикаспийской впадины (Колпаков и Джангириянц, 1959; Якуцени, 1959, 1961) ¹.

¹ Наиболее полные данные приведены в монографии В. П. Якуцени (1961), основные выводы которой учтены нами при дальнейшем изложении материала.

Основными водоносными комплексами, повсеместно распространенными в пределах впадины, являются пермо-триасовый, ниже- и среднеюрский, неомский, апт-альбский и альб-сеноманский. По мере удаления от бортов впадины и усиления соляной тектоники глубина залегания этих водоносных комплексов заметно нарастает и соответственно увеличиваются амплитуды ее колебания на локальных структурах. Если над сводами соляных куполов водоносные отложения приближены к



Фиг. 17. Характер водообмена в зоне, прилегающей к соляному массиву купола. По В. П. Якуцени, 1961.

1 — соль; 2 — зона отсутствия водообмена в проницаемых отложениях (I); 3 — зона весьма затрудненного водообмена (II); 4 — верхняя зона, характер водообмена в которой определяется только общими гидродинамическими особенностями пласта и характером литолого-тектонических контактов на сбросах (III); 5 — сбросы; 6 — направление движения подземного потока

транзита и приводит к возникновению местных гидравлических связей между разными водоносными горизонтами.

Большинство нормально развитых соляных куполов являются местными гидрогеологическими окнами разгрузки, по которым происходит восходящая миграция подземных вод из горизонтов с нарушенными условиями залегания. Различия в характере залегания водоносных горизонтов на разных крыльях и блоках этих куполов определяют специфику движения подземных вод на каждом из них. Однако зоны относительно застойного режима возникают на этих куполах только в блоках, изолированных сбросами, и в участках, где водоносные горизонты экранированы соляными массивами (фиг. 17).

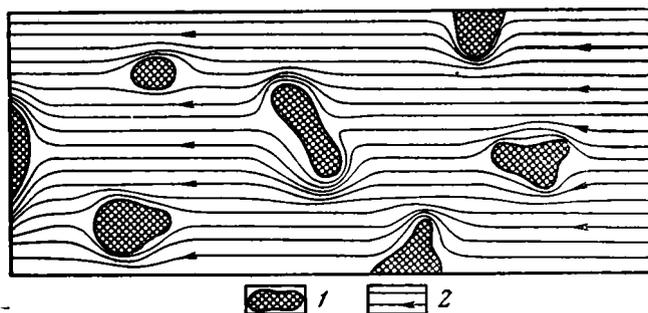
Поток подземных вод, обтекающий соляные купола по смежным межкупольным пространствам, В. П. Якуцени (1961) весьма образно сравнивала с силовыми линиями электрического поля, обходящими зоны высоких сопротивлений (фиг. 18). Наличие в межкупольных пространствах рудиментарных соляных куполов и компенсационных мульд,

дневной поверхности или даже выведены на нее, то в межкупольных депрессиях, разделяющих купола, они погружаются на значительную глубину, нередко достигающую нескольких километров. Это определяет большую специфичность характера движения пластовых вод, заключенных в упомянутых отложениях.

В Актюбинском Приуралье и Западном Примугоджарье все водоносные комплексы гидравлически связаны с поверхностными водами. По мере продвижения на запад и юго-запад подземные воды пермо-триаса и мезозоя вступают в область развития соляной тектоники, причем их напор постепенно нарастает вследствие регионального наклона слоев в западном и юго-западном направлении. Общее движение всех подземных вод идет к наиболее гипсометрически пониженным районам — к впадине Каспийского моря и к его прибрежным зонам с минусовыми абсолютными отметками. Однако разгрузка подземных вод происходит не только в общей области стока, но также и в зонах интенсивного проявления соляной тектоники. Это нарушает общую систему

нередко сопровождающих нормально развитые соляные купола, а также соляных перешейков, иногда связывающих эти купола, осложняет относительно простую схему движения подземных вод. При этом степень тектонической разобщенности отдельных водоносных комплексов возрастает по мере увеличения глубины их залегания и усиления интенсивности соляной тектоники.

Отложения пермо-триаса в межкупольных депрессиях наиболее глубоко погружены, а на куполах приведены в тектонический контакт с их соляными массивами или с самыми разнообразными горизонтами юрских и меловых отложений. Поэтому подземные воды пермо-триаса



Фиг. 18. Схема-срез водоносных отложений, иллюстрирующая локальность распространения соляных куполов и пути обхода их подземными водами. По В. П. Якуцени, 1961.

1 — соляные массивы с окружающими их зонами интенсивно дислоцированных пород; 2 — линии тока подземных вод

обладают повышенной минерализацией, степень которой несколько снижается при многократных смешениях с водами вышележащих отложений.

В Актюбинском Приуралье в отложениях верхней перми и триаса содержатся пресные и солоноватые, пестрые по составу воды. Однако уже на небольшом удалении от выходов этих отложений на поверхность минерализация подземных вод достигает степени крепких рассолов с содержанием сухого остатка до 275 г/л (на куполах Шубар-Кудук и Джаксымай). В некотором удалении от соляных массивов куполов степень минерализации вод снижается до 50 г/л. Тип вод здесь смешанный, обычно хлормagneзиевый, реже сульфатнонатриевый. При дальнейшем продвижении на юго-запад, к промышленному району Южной Эмбы, подземные воды отложений пермо-триаса омывают все большее число соляных массивов куполов. Минерализация их последовательно увеличивается, причем они почти повсеместно представлены рассолами хлоркальциевого типа. Максимальная концентрация солей (203—282 г/л) в водах пермо-триаса отмечена в центральной части промышленного района Южной Эмбы, к северу от низовий р. Эмбы, на участках наиболее интенсивного проявления соляной тектоники. К югу от низовий р. Эмбы, по мере приближения к Южно-Эмбенскому погребенному краевому поднятию Русской платформы и ослабления интенсивности соляной тектоники, степень насыщенности рассолов несколько снижается, но остается достаточно высокой (148—200 г/л).

Для вод, заключенных в нижне- и среднеюрских отложениях, зона перехода от пресных и слабо минерализованных вод к рассолам проходит несколько юго-западнее зоны аналогичного перехода, намечающейся для вод пермо-триаса. В районе северных промыслов — Шубар-Кудука и Джаксымая, юрские воды еще не достигают степени рассолов,

но в центральной части промышленного района Южной Эмбы степень их минерализации (133—250 г/л) почти не уступает степени минерализации вод пермо-триаса. Здесь песчано-галечниковая толща нижней юры и пески песчано-глинистой и лингуловой свит средней юры насыщены рассолами хлоркальциевого типа, хлоридной группы, натриевой подгруппы. Как и для вод пермо-триаса, основным составляющим компонентом минерализации ниже- и среднеюрских подземных вод является NaCl. Так же, как и для вод пермо-триаса, к югу от низовой р. Эмбы степень насыщенности рассолов в отложениях нижней и средней юры несколько снижается.

Воды, заключенные в горизонте песков и в песчаных пропластках пестроцветной свиты баррема, почти повсеместно в пределах Прикаспийской впадины являются хлоркальциевыми, бессульфатными и слабосульфатными. При этом наиболее высокоминерализованные воды (147—223 г/л) в отложениях неокома также наблюдаются в центральной части промышленного района Южной Эмбы.

Точно так же изменяется степень минерализации вод, содержащихся в песках основания нижнего апта и нижнего альба. От северо-восточных окраинных частей Прикаспийской впадины она повышается к центральной части промышленного района Южной Эмбы, где в отложениях апт-альбского водоносного комплекса содержатся рассолы хлоркальциевого, реже хлормагниевого типа, бессульфатные и слабосульфатные. При этом наиболее высокоминерализованные (68—250 г/л) воды приурочены к отложениям апта.

Характер смены минерализации подземных вод, заключенных в песках верхнего альба и сеномана, отличается от смены минерализации вод более древних водоносных горизонтов. На востоке Прикаспийской впадины отложения верхнего альба выходят на поверхность на более широкой площади (следовательно, больше и площадь питания) и обладают повышенной проницаемостью. Зона пресных и слабосоленых (до 3 г/л) вод в отложениях верхнего альба и сеномана протягивается далеко на юго-запад, до восточной части промышленного района Южной Эмбы. Слабосоленые воды в отложениях верхнего альба и сеномана по типу минерализации являются гидрокарбонатнонатриевыми и сульфатнонатриевыми. Однако в центральной части промышленного района и в западной части погребенного Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы в этих отложениях уже содержатся соленые воды и рассолы (до 160 г/л) преимущественно хлоркальциевого типа.

Таким образом, степень минерализации вод всех рассмотренных водоносных горизонтов по мере вступления в районы интенсивного проявления соляной тектоники заметно увеличивается, достигая степени рассолов, что уже достаточно определенно свидетельствует о влиянии процессов выщелачивания соляных массивов куполов подземными водами на их химический состав. При этом степень минерализации вод верхних водоносных комплексов, в частности водоносного комплекса верхнего альба и сеномана, по-видимому, может возрастать также за счет поступления глубинных рассолов из отложений пермо-триаса, юры и доверхнеальбских отложений нижнего мела, выведенных к поверхности на соляных куполах.

Последовательное увеличение степени минерализации подземных вод сопровождается падением пьезометрических уровней, что свидетельствует о наличии их постоянного движения от областей питания к областям разгрузки. В. П. Якуцени (1961) по уравнению скорости фильтрации подземных вод переменной плотности в однородных водоносных пластах определила, что скорость движения подземных вод верхнего альба между куполами Караул-Кельды и Макат ориентировочно со-

ставляет 0,03 см/сутки. Однако она оговаривала, что эта величина отвечает скорости движения по открытому руслу, а фактическая скорость движения должна быть большей, так как поток подземных вод проходит через поры пород, составляющие лишь часть поперечного сечения водопроницаемой части пласта. При средней пористости песков верхнего альфа 28% действительная скорость движения на том же участке, по В. П. Якуцени, составит 0,107 см/сутки, или в среднем 0,39 м/год. При этом скорость и направление движения подземных вод могут во многом зависеть от местных гидродинамических условий, осложняющих региональное направление потока подземных вод. На куполах и в смежных с ними межкупольных депрессиях на одинаковых абсолютных отметках расположены разновозрастные водоносные комплексы, обладающие различными пластовыми давлениями. На куполах прослеживаются более древние водоносные горизонты с высоконапорными рассолами, а в межкупольных депрессиях, на тех же абсолютных отметках, — более молодые водоносные горизонты, содержащие менее напорные и слабоминерализованные воды. Однако в разновозрастных водоносных горизонтах повышенные пластовые давления характерны для погруженных межкупольных депрессий, а несколько пониженные — для куполов, в пределах которых происходит местная разгрузка подземных вод.

Наблюдается существенная разница в удельных весах подземных вод на разных крыльях и блоках соляных куполов. Эта разница сохраняется даже несмотря на то, что на приподнятых крыльях куполов степень минерализации подземных вод может снижаться при частичном смешении с водами вышележащих горизонтов, а на их опущенных крыльях она может повышаться при соприкосновении водоносных горизонтов с соляными массивами. Эта разница обуславливает постепенное, медленное движение тяжелых рассолов к зонам пониженных давлений. При этом грабены, прослеживающиеся в надсолевых отложениях, являются участками соприкосновения водоносных отложений с разными пластовыми давлениями, а следовательно, и участками, облегчающими и направляющими миграцию подземных вод. Наиболее интенсивно процессы разгрузки подземных вод протекают над сводами соляных массивов куполов, которые служат местными водоупорами, хотя и сложены растворимыми в воде породами.

Рассмотрим теперь, насколько агрессивными могут быть сильносоленые воды и рассолы, циркулирующие в водоносных горизонтах центральной части промыслового района Южной Эмбы, — насколько интенсивно они могут выщелачивать каменную соль, гипсы и ангидриты. А. Б. Здановский (Дзенс-Литовский, 1955), изучая скорость растворения различных солей в воде при различных температурах и различной концентрации растворителя, установил, что количество соли, растворившейся в единицу времени, увеличивается при увеличении площади растворения и разности между действительной концентрацией и насыщением. Растворимость каменной соли только в незначительной степени зависит от температуры воды, но возрастает при лучшем перемешивании раствора. NaCl может растворяться только в рассолах ненасыщенных, причем при одновременном растворении NaCl и KCl получаются растворы, очень близкие к полному насыщению KCl и пересыщению NaCl. Растворение соли прекращается только тогда, когда достигается предел насыщения, при тех же условиях, данной солью.

При температуре +20° растворимость NaCl составляет 26,4%, MgCl₂ — 35,3% и CaCl₂ — 42,7%. При отсутствии перемешивания тонкий слой воды, непосредственно примыкающий к поверхности соли, обогащается растворенными солями и тем самым уменьшает скорость дальнейшего растворения.

Однако, по данным В. П. Якуцени (1961), пластовые воды, контактирующие с соляными массивами куполов Прикаспийской впадины, крайне редко обладают минерализацией, соответствующей насыщенным растворам NaCl. По мере приближения к соляным массивам минерализация пластовых вод повышается, но обычно не достигает степени насыщения раствора NaCl (насыщенный раствор имеет удельный вес $\gamma_{20} = 1,206$, что составляет примерно $900-920 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ на 100 г). Пластовые воды не только в меловых, но и в пермо-триасовых и в юрских отложениях в непосредственной близости от соляного массива имеют минерализацию порядка $600-800 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ ($\gamma = 1,13-1,8$), снижаясь до $500-650 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ (и даже менее) на 100 г воды уже в некотором удалении от него. Так, по А. В. Сотникову, близ соляного массива купола Кулсары в среднеюрском пласте IX минерализация на 100 г воды достигает $575 \text{ мг} \cdot \text{экв}$, в удалении от него снижается до $523 \text{ мг} \cdot \text{экв}$, а в пласте XII₁ — от $773 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ до $617 \text{ мг} \cdot \text{экв}$. В. П. Якуцени указывает, что для водоносных горизонтов, обладающих высокой степенью минерализации пластовых вод (не менее $700 \text{ мг} \cdot \text{экв}$ на 100 г), влияние соляных массивов на величину минерализации воды, вероятно, не распространяется дальше, чем на расстояние, в 2—3 раза превышающее мощность этих горизонтов.

Непосредственно в кровле соляных массивов многих нормально развитых соляных куполов расположены гипсово-ангидритовые, частично терригенные породы. Они обычно имеют небольшую (исчисляемую несколькими десятками метров) мощность и выделяются под названием кепроков. Большинство исследователей (Васильев, 1937; Тагеева, 1937; Косыгин, 1943, 1950; Батурин, 1947; Соколова, 1958; Соколова, Иванова, Егоров, 1961) расценивают эти породы как нормальный, имеющий стратиграфическое значение осадочный комплекс, частично измененный вторичными процессами, связанными с растворением кровли соляных массивов. Между тем для нормально развитых куполов, сформировавшихся в результате длительной аккумуляции соли, такая оценка едва ли справедлива. К кровле соляных массивов этих куполов при пластическом перераспределении соли неизбежно будут выведены не только верхние, но и более древние слои соленосной толщи. В периоды, когда соляные массивы этих куполов полностью или частично выходили на поверхность и подвергались размыву, породы, слагающие их вершины, перемывались и перетолгались, образуя бронирующие чехлы — кепроки. В периоды, когда соляные массивы этих куполов были перекрыты породами надсолевого комплекса, упомянутые чехлы, в зависимости от особенностей гидрогеологического режима, либо увеличивались в мощности, ибо разрушались. Увеличение их мощности происходило только снизу, за счет приращения терригенно-сульфатных прослоев при выщелачивании верхней части соляных массивов подземными водами или при выпадении из них вторичных гипсов. Однако подземные воды при определенных условиях могли достаточно интенсивно разрушать гипсово-ангидритовые породы кепроков.

А. Е. Ходьков (1953, 1955) подчеркивал, что, хотя растворимость CaSO_4 в воде достигает $2-2,5 \text{ г/л}$, она примерно в 100 раз меньше растворимости NaCl. Примерно так же соотносятся скорости растворения CaSO_4 и NaCl. Поэтому подземные воды, циркулирующие в кепроках соляных куполов, значительно большее время будут оставаться ненасыщенными CaSO_4 , сохраняя способность растворять гипсы и ангидриты. При этом их агрессивность резко возрастает при увеличении содержания в них NaCl. Растворимость CaSO_4 в воде, не содержащей NaCl, при 14° составляет $2,25 \text{ г/л}$, но с увеличением содержания NaCl постепенно повышается до $7,25 \text{ г/л}$ при содержании 125 г/л NaCl. При дальнейшем повышении концентрации NaCl растворимость CaSO_4 падает и при содержании 290 г/л NaCl она снижается до $5,3 \text{ г/л}$. Соответственно и процессы

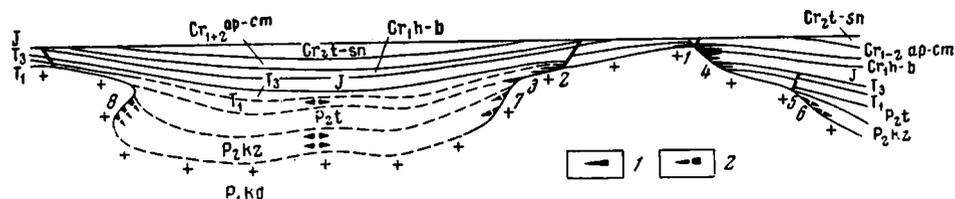
выщелачивания гипсово-ангидритовых пород в зависимости от содержания NaCl в подземных водах будут протекать с разной интенсивностью. Интенсивность будет возрастать до тех горизонтов кепроков, в которых концентрация NaCl в подземных водах не превышает 125 г/л. Ниже гипсово-ангидритовые породы кепроков не только не будут растворяться, но, напротив, мощность их будет увеличиваться за счет выпадения вторичных гипсов.

Из приведенных данных видно, что подземные воды, циркулирующие в водоносных комплексах Прикаспийской впадины, достаточно агрессивны по отношению к соляным массивам ее куполов. На своем пути они, по-видимому, неоднократно соприкасаются с их боковыми поверхностями и «переливаются» через их своды, постепенно сглаживая неровности, возникающие при пластическом перераспределении соли. При значительной растворимости соли и высокой скорости ее растворения во впадинах кровли соляных массивов будет накапливаться бронирующая пленка плотных, насыщенных рассолов. Поэтому подземные воды наиболее интенсивно будут выщелачивать выступы кровли соляных массивов, производя ее последовательную нивелировку и формируя «соляные зеркала», обладающие слегка волнистой, пологонаклонной и грубо полированной поверхностью. Над ней в надсолевых отложениях будет сохраняться сложная мозаика блоков, в свое время испытавших различный подъем вследствие дифференцированного пластического перераспределения соли.

При оценке роли подземных вод в процессе формирования надсолевых структур куполов Прикаспийской впадины определенное затруднение вызывает реконструкция палеогидрогеологических условий, существовавших в течение мезозоя и кайнозоя на ее территории. Однако известно, что в период накопления отложений мезо-кайнозойского структурного этажа (от верхнего триаса или, вероятно, от юры до среднего сармата включительно) Прикаспийская впадина составляла северную часть обширной Прикаспийской области прогибаний. В период накопления отложений верхнеплиоценово-четвертичного структурного этажа на западе ее обособилась Букеевская наложенная синеклиза, контуры которой отвечают очертаниям площади распространения мощных осадков верхнего плиоцена (Журавлев, 1960).

Литолого-стратиграфический анализ разрезов надсолевых отложений восточной части Прикаспийской впадины показывает, что распределение мощностей и фаций всех горизонтов мезо-кайнозойского структурного этажа подчинено общей закономерности, выражающейся в постепенном переходе от больших мощностей и морских фаций на юге (в зоне Южно-Эмбенского краевого поднятия Русской платформы и в промышленном районе Южной Эмбы) к малым мощностям и мелководным или континентальным фациям на востоке и северо-востоке (в Западном Примугоджарье и Актюбинском Приуралье). Учитывая это, можно допустить, что областями питания водоносных горизонтов в мезозое и кайнозое служили районы Западного Примугоджарья и Актюбинского Приуралья, тогда как зоны стока были расположены значительно западнее, в более погруженных участках впадины. При этом очертания границ зон стока менялись в зависимости от изменения береговых линий древних морей. Чем шире была их водная поверхность, тем меньшая площадь распространения водоносных горизонтов была вовлечена в зону активного водообмена. Интенсивность процессов водообмена постепенно снижалась по мере удаления от береговых линий в глубь акватории древних морей. В периоды морских регрессий (в нижней и средней юре, в верхнем альбе) интенсивность процессов водообмена возрастала, а охваченные ими площади расширялись и, соответственно, увеличивалась степень воздействия подземных вод на соляные массивы куполов. В целом же, учитывая общую палеогеографическую обстановку периода накопления отложений

мезо-кайнозойского структурного этажа, можно допустить, что пути миграции подземных вод, их динамика, характер их циркуляции и разгрузки в этот период в общих чертах были близкими к современным. Длительное, то усиливающееся, то ослабевающее подземное выщелачивание соляных массивов куполов накладывалось на процессы пластического перераспределения соли и в совокупности с ними определило наблюдаемые ныне соотношения между надсолевыми структурами и соляными массивами куполов Прикаспийской впадины.



Фиг. 19. Схема размещения нефтяных залежей на соляных куполах и в межкупольных депрессиях промыслового района Южной Эмбы.

По Е. И. Соколовой, Е. Н. Ивановой и И. П. Егорову, 1961, с дополнениями.

1 — нефтяные залежи, выявленные; 2 — нефтяные залежи, предполагаемые. Цифрами на схеме обозначены: 1 — залежи, выявленные на куполах Сагиз, Косчагыл, Искине (на Северном Искине), Дюсеке; 2 — залежи, выявленные на куполе Искине (на Северном Искине); 3 — залежи, выявленные на куполе Кошак-Танатар; 4 — залежи, выявленные на куполах Кулсары, Мунайли и Кара чунгул; 5 — залежи, выявленные на куполе Сагиз; 6 — залежи, предполагаемые на далекой периферии крутых склонов соляных массивов; 7 — залежи, предполагаемые на далекой периферии пологих склонов соляных массивов; 8 — залежи, предполагаемые под карнизами соляных массивов; 9 — залежи, предполагаемые на рудиментарных соляных куполах

Подчеркивая существенную роль подземных вод в формировании надсолевых структур соляных куполов впадины, мы должны также признать и их влияние на формирование залежей нефти и газа, имеющих на этих структурах. Характерно, что все регионально водоносные комплексы одновременно являются регионально нефтегазоносными, а области их разгрузки соответствует территория промыслового района Южной Эмбы. В течение весьма длительного времени с медленно мигрировавшими подземными водами нефть могла перемещаться на значительные расстояния и частично задерживаться в разнообразных ловушках на соляных куполах, образуя нефтяные залежи (фиг. 19). Наряду с боковой пластовой миграцией на куполах могла идти достаточно широкая вертикальная миграция нефти из более глубоких ее залежей. При этом местные гидродинамические условия, вероятно, во многом определяли направленность процессов накопления, сохранения или разрушения залежей нефти на локальных структурах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдаемые соотношения между соляными массивами и надсолевыми слоями позволяют в Прикаспийской впадине различать рудиментарные и нормально развитые соляные купола.

Рудиментарные соляные купола прослеживаются в некоторых межкупольных депрессиях (над остаточными выступами соли) и по юго-западной периферии впадины (над локальными линзами соли).

Среди нормально развитых соляных куполов выделяются купола с закрытыми и купола с открытыми при современном, дочетвертичном или доверхнеплиоценовом эрозионном срезе соляными массивами.

Купола с закрытыми соляными массивами делятся на два типа — купола с неразмывтыми (или не размывавшимися) в послетриасовое вре-

мя соляными массивами и купола с размывавшимися в послетриасовое время соляными массивами.

Купола с закрытыми соляными массивами, размывавшимися в послетриасовое время, подразделяются на купола с островерхими и плосковерхими соляными массивами. Среди последних различаются купола, кровля соляных массивов которых осложнена соляным гребнем, а также купола с горизонтальной или вогнутой кровлей соляных массивов.

К настоящему времени промышленные залежи нефти и газа выявлены на отдельных крыльях и блоках соляных куполов, относящихся к разным типам данной классификации. Определяя принадлежность конкретных структур к тому или иному ее типу, можно выявить сходные по структурному положению крылья и блоки этих структур, перспективные в отношении нефтегазности.

ЛИТЕРАТУРА

- А в вакумов В. А. и др. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефте- и газоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья.— Сов. геология, 1960, № 11.
- А в ров П. Я., Буялов Н. И. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. М.— Л., ОНТИ, 1935.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. Об одной особенности сбросовых нарушений на Эмбенских соляных куполах.— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 6.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 95, геол. сб. 2.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. К вопросу о нахождении соляных карнизов на Эмбенских куполах.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, 1958, вып. 126, геол. сб. 3.
- А й з е н ш т а д т Г. Е.-А. О структурной зональности солянокупольной области Северного Прикаспия.— Геол. нефти и газа, 1959, № 8.
- Б а р е н б о й м М. И. Схема строения поверхности подсолевого ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1.
- Б а т у р и н В. П. Происхождение пород кепрока соляных куполов.— Сов. геология, 1947, сб. 18.
- Б е р е з о в с к а я В. Л. Новые месторождения нефти Южной Эмбы.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 186, геол. сб. 6.
- Б о р и с о в А. А., Буялов Н. И. К механике образования грабенов Эмбенских куполов.— Нефт. хоз-во, 1938, № 5.
- В а с и л е н к о В. К. Структура грабенов Эмбенских соляных куполов.— Нефт. хоз-во, 1945, № 5—6.
- В а с и л ь е в В. С. Кепроки соляных куполов Эмбы и Заволжья. В кн.: «Большая Эмба», т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Г е й с л е р А. Н. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур.— Докл. АН СССР, 1951, 77, № 6.
- Г е й с л е р А. Н. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 14.
- Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И. О формировании и классификации подземных вод соляных месторождений и соляных озер.— Сов. геология, 1955, сб. 44.
- Д н е п р о в В. С. Нефтяные месторождения и разведочные площади Эмбенской нефтеносной области.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 138.
- Ж у р а в л е в В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 3.
- Ж у р а в л е в В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42.
- Ж у р а в л е в В. С. Роль подземных вод в процессе формирования надсолевых структур на куполах Прикаспийской синеклизы (автореф. докл.).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1962, 37, вып. 2.
- Ж у р а в л е в В. С., Кузьмин Ю. Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги.— Докл. АН СССР, 1960, 130, № 2.
- Ж у р а в л е в В. С., Самодуров В. И. Проявления вторичной соляной тектоники на открытых куполах восточной части Прикаспийской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 4.
- Ж у р а в л е в В. С., Ш л е з и н г е р А. Е. Особенности тектоники и перспективы нефте-

- газоносности северо-восточной части солянокупольной территории Западного Казахстана. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы.— Нефт. хоз-во, 1954, № 10.
- Калинин Н. А. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана.— Геол. нефти, 1958, № 9.
- Колпаков В. Б., Джангирьянц Д. А. Некоторые гидрогеологические закономерности в Южно-Эмбенском артезианском бассейне.— Труды Ин-та нефти АН Казахской ССР, 1959, 3.
- Колтыпин С. Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской соляно-купольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1957, вып. 109.
- Кононов Ю. С. Некоторые новые данные о строении и нефтеносности верхнепермских и триасовых отложений Южной Эмбы.— Труды Ин-та нефти АН Казахской ССР, 1959, 3.
- Кононов Ю. С. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы.— Труды Ин-та нефти АН Казахской ССР, 1961, 4.
- Косыгин Ю. А. Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 18, вып. 5—6.
- Косыгин Ю. А. Пермские соленосные свиты. В кн.: «Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области». Ч. 2. Стратиграфия. М., Изд-во АН СССР, 1943.
- Косыгин Ю. А. Общетектоническая классификация соляных куполов.— Нефт. хоз-во, 1946, № 6—7.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Косыгин Ю. А. 1. Особенности изучения соляной тектоники. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Косыгин Ю. А. 2. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 29.
- Косыгин Ю. А., Швембергер Ю. А., Никитина Ю. П. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 2.
- Краев П. И. Новые данные о глубинном строении соляных куполов Эмбы.— Геол. нефти и газа, 1959, № 3.
- Мионов С. И. Уральский нефтеносный район и условия его развития.— Нефт. и сланц. хоз-во, 1920, № 1—3.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 2.
- Пермяков И. Г. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. В кн. «Большая Эмба», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Пермяков И. Г., Ульянов А. В., Хельквист Г. А. Общая и нефтяная геология. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Соколова Е. И. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1958, вып. 118.
- Соколова Е. И., Иванова Е. Н., Егоров И. П. Пермские и триасовые отложения Южной Эмбы и их нефтеносность.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 164.
- Тагеева Н. В. Геохимические исследования соляных куполов Эмбы. В кн.: «Большая Эмба», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ульянов А. В. Методика поисков и геологоразведочных работ в Эмбенской нефтеносной области. В кн.: «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». М.—Л., Гостоптехиздат, 1946.
- Ульянов А. В., Хельквист Е. А. Геология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1955.
- Харитонов П. Е. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области.— Докл. АН СССР, 1954, 95, № 6.
- Харитонов П. Е. Основные черты геоструктуры Эмбенской солянокупольной области.— Ученые записки Саратовск. ун-та, 1955, 46, вып. геол.
- Ходьков А. Е. О перспективах Славянского рассолопромысла.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1953, вып. 28.
- Ходьков А. Е. Процессы подземного выщелачивания соляных и гипсово-ангидритовых пород на Славянском месторождении и их проявления на поверхности.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.

- Швембергер Н. А. Солянокупольные структуры Северного Прикаспия. В кн.: «Вторая научно-техническая конференция Новочеркасского политехнического института. Тезисы докладов». Новочеркасск, 1954.
- Шумилин С. В. О тектонике Эмбенского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 1.
- Шумилин С. В. Геологическое строение Эмбенской нефтеносной области. В кн.: «Большая Эмба», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Якуцени В. И. К вопросу о динамике подземных вод в юго-восточной части Прикаспийской впадины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
- Якуцени В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазностью.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 167.
- De Sitter L. U. Structural Geology. London, 1956.
- Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, 44, № 9.

*Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. САМОДУРОВ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР,
А. Л. ЯНШИН*

ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ (Анализ строения поверхности меловых отложений)

ВВЕДЕНИЕ

Обширная территория Закаспийских полупустынь и пустынь еще в древнеперсидском эпосе была известна под общим названием Турана. А. Гумбольдт (1915) вложил в это название определенное орографическое содержание, введя представление о Туранской низменности, окруженной со всех сторон кроме западной, более или менее значительными горными сооружениями и возвышенностями. В объяснительной записке к тектонической карте СССР издания 1956 г. это название получило и геологическое содержание (Объяснительная записка..., 1957). Под наименованием Туранской плиты была выделена часть эпипалеозойской платформы Евразии, лежащая к востоку от Каспийского моря и занимающая равнины Казахстана и Средней Азии. В ее пределах палеозойский складчатый фундамент полностью или почти полностью перекрыт более или менее мощным чехлом платформенных осадков мезозоя и кайнозоя.

Туранская плита включает восточное побережье Каспийского моря с Красноводским, Мангышлакским и Бузачинским полуостровами, весь Устюрт, периферию Мугоджар, Тургайскую впадину, Присырдарьинскую равнину, Бухаро-Хивинскую область и районы Приташкентских чулей, бассейн рек Чу и Сарысу, междуречье Теджена, Мургаба и Аму-Дарьи (Юго-Восточная Туркмения), наконец, — крупные песчаные массивы Кызылкумов и Каракумов. В центральной части Туранской плиты расположено Аральское море. Площадь ее превышает 2 млн. км².

На севере Туранская плита по Южно-Эмбенскому региональному шву граничит с Прикаспийской синеклизой Русской платформы, а далее на восток — с Предуральским краевым прогибом и палеозойскими сооружениями Уральской складчатой системы (Яншин, 1955, 1962; Объяснительная записка..., 1957; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Журавлев, 1960; Яншин и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962; Гарецкий, 1962). От Западно-Сибирской плиты она отделена Кустанайской седловиной. На востоке Туранская плита окаймлена каледонским массивом Центрального Казахстана и северными дугами Тянь-Шаня, на юге — южными дугами Тянь-Шаня, альпийской складчатой областью Памира и Предкопетдагским краевым прогибом (Объяснительная записка..., 1957), а на западе — Каспийским морем. Граница эта условная. В действительности через область мелкоморья северного Каспия Туранская плита соединяется со Скифской плитой Европейской части СССР, которая также представляет собой участок молодой платформы с палеозойским складчатым основанием.

Тектоника древних платформ достаточно хорошо изучена, главным образом благодаря работам советских и американских исследователей. По этому вопросу имеется ряд сводных и обобщающих работ, примером которых могут служить широко известные статьи Н. С. Шатского.

Территории, выделяемые под названием молодых (эпипалеозойских) платформ, по своему геологическому строению настолько отличаются от древних платформ, что некоторые исследователи считают необходимым выделить их в особую категорию структур земной коры под наименованием «областей завершенной складчатости» (Шейнманн, 1959). В пределах СССР молодые платформы занимают обширные пространства, не уступающие по площади древним платформам. Изучение строения и развития молодых платформ весьма важно для правильного направления поисков различных полезных ископаемых, приуроченных к породам складчатого фундамента и платформенного чехла.

До последнего времени молодые платформы в геологическом и геофизическом отношении были изучены несравненно слабее, чем древние платформы. В частности, на их территории почти совсем не было пробурено глубоких скважин. К настоящему времени положение изменилось: молодые платформы стали объектами различного рода геологических и геофизических работ, проводимых многочисленными организациями. Особенно большие работы проведены в районах Предкавказья (Скифская плита) и Туранской плиты. Уже накопился обширный фактический материал, появился ряд статей, освещающих строение отдельных районов и некоторые общие вопросы строения и истории тектонического развития этих территорий. Однако обобщений, в которых были бы выяснены особенности закономерностей развития молодых платформ, разобраны черты сходства и различия строения молодых и древних платформ, определено влияние тектоники на размещение свойственных платформенному чехлу полезных ископаемых и т. п., до сих пор не создано. Задача проводимых нами исследований и заключается в том, чтобы дать подобное обобщение.

В качестве основного объекта исследования выбрана Туранская плита. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, Туранская плита достаточно велика и в разных частях имеет неодинаковое геологическое строение. Она заложилась на фундаменте различного возраста — от каледонского до позднегерцинского. В ее пределах значительны изменения мощности осадочного чехла — от ничтожной величины (первые метры) до 5—10 км. В платформенном чехле плиты развиты разнообразные по морфологии и размерам структуры. На юге она граничит с областью альпийской складчатости. Различные участки Туранской плиты находятся на разном удалении от этой области (до 800—1000 км). Во-вторых, Туранская плита к настоящему времени хорошо и более или менее равномерно изучена. Имеется большой геологический и геофизический материал по разным ее участкам, который позволяет с достаточной полнотой восстановить морфологию и историю развития существующих в ее пределах крупных и мелких структур.

Другие эпипалеозойские платформы СССР в указанных отношениях менее интересны: Западно-Сибирская плита изучена крайне неравномерно и к северо-востоку от р. Оби практически не исследована. Скифская плита изучена хорошо, но мала по площади и более однообразна по условиям геологического строения.

Таким образом, Туранскую плиту можно рассматривать как тектонотип молодых (эпипалеозойских) платформ. Изучение всей территории этой плиты, предпринятое по единой программе, должно вскрыть многие закономерности строения и развития, свойственные эпипалеозойским платформам. С этой точки зрения Туранская плита изучалась нами в течение последних пяти лет.

В данной статье ставится задача осветить некоторые результаты проделанной работы и описать основные черты строения платформенного чехла Туранской плиты. Для этого чехла характерно своеобразное двухъярусное строение. Нижний ярус, по возрасту соответствующий в основном лейасу и верхам триаса, развит только в тектонических депрессиях складчатого фундамента и представлен формацией темных терригенных, преимущественно глинистых пород. В Тургайской впадине они выполняют отдельные узкие грабены или грабен-синклинали, а в более южных районах занимают обширные прогибы и в ряде случаев распространяются на крыльевые части отдельных поднятий. Мощность этой формации на юге Чушкакульской антиклинали и на Питнякской антиклинали превышает 1 км (Гарецкий, 1959; Бабаев и Федотов, 1960), а по данным сейсморазведки, местами достигает 2—2,5 км.

Нижний ярус платформенного чехла изучен еще крайне слабо; поэтому описать развитые в пределах всей плиты структуры этого яруса в данное время невозможно.

Верхний ярус платформенного чехла Туранской плиты, который начинается местами с пород аалена, но чаще с более высоких горизонтов средней юры, в пределах прогибов лежит на породах нижнего яруса согласно. На поднятиях же между ними возникает угловое несогласие, величина которого на юге Чушкакульской антиклинали достигает 30°, а на Чагамбайской брахиантиклинали Актумсукской группы структур в районе северных чинков Устюрта — даже 45—50°.

Для большей части Туранской плиты (Мангышлак, Устюрт, Туркмения и др.) верхний ярус платформенного чехла подразделяется на две части, которые можно назвать подъярусами. Граница между этими подъярусами приблизительно совпадает с границей нижнего и среднего миоцена. В это время указанные районы Туранской плиты подверглись общему поднятию и денудации. Отложившиеся позднее средне- и верхнемиоценовые, а местами также плиоценовые и четвертичные осадки залегают на подстилающих породах не только с разрывом, но в ряде случаев и с резким угловым несогласием, переходя, например в пределах Мангышлака, с отложений нижнего миоцена на все горизонты более древних пород — вплоть до триаса. Структурные формы, образованные породами верхнего подъяруса, очень простые и в сглаженном виде повторяют основные черты структурного плана более древних отложений.

Юго-западные окраинные участки Туранской плиты в неогеново-четвертичное время подверглись воздействию опусканий прилегающих к ним краевых прогибов альпийской складчатой области, а юго-восточные окраинные ее участки — воздействию эпиплатформенных орогенных движений.

Как известно, старые представления о почти горизонтальном залегании слоев платформенного чехла оказались неверными. Строение платформенного чехла плиты весьма сложно. Для его сравнительного графического изображения на всей территории Туранской плиты была выбрана подошва отложений палеогена (кровля мела). Эта поверхность имеется на большей части плиты, так как почти вся она покрыта третичными отложениями. К тому же подошва пород палеогена залегает на относительно небольшой глубине и поэтому достигнута многими буровыми скважинами. В пределах Устюрта с ней совпадает довольно выдержанный I отражающий горизонт, устанавливаемый при сейсморазведочных работах. В настоящее время именно по кровле мела имеется наибольшее количество надежных материалов для построения структурной карты, чего нельзя сказать о более глубоких горизонтах.

Основной результат проделанной нами работы — прилагаемая структурная карта Туранской плиты (фиг. 1). На этой карте палеозой-

ские массивы не расчленены, выходы на современную, подчетвертичную и поднеогеновую поверхности мезозойских отложений обозначены крапом. Антиклинальные структуры в их пределах показаны осями. Строевые территории, перекрытой третичными отложениями, изображено стратонизогипсами кровли мела, проведенными через 100 м, а в некоторых местах — через 50 и 25 м. Особыми знаками выделены площади интенсивных молодых (неогеново-четвертичных) прогибов, связанных с образованием краевых прогибов альпийских складчатых зон и впадин в эпиплатформенных орогенических областях.

Ниже мы кратко описываем структурный план платформенного чехла отдельных крупных районов Туранской плиты.

ЗОНА ЮЖНОГО ПОГРУЖЕНИЯ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

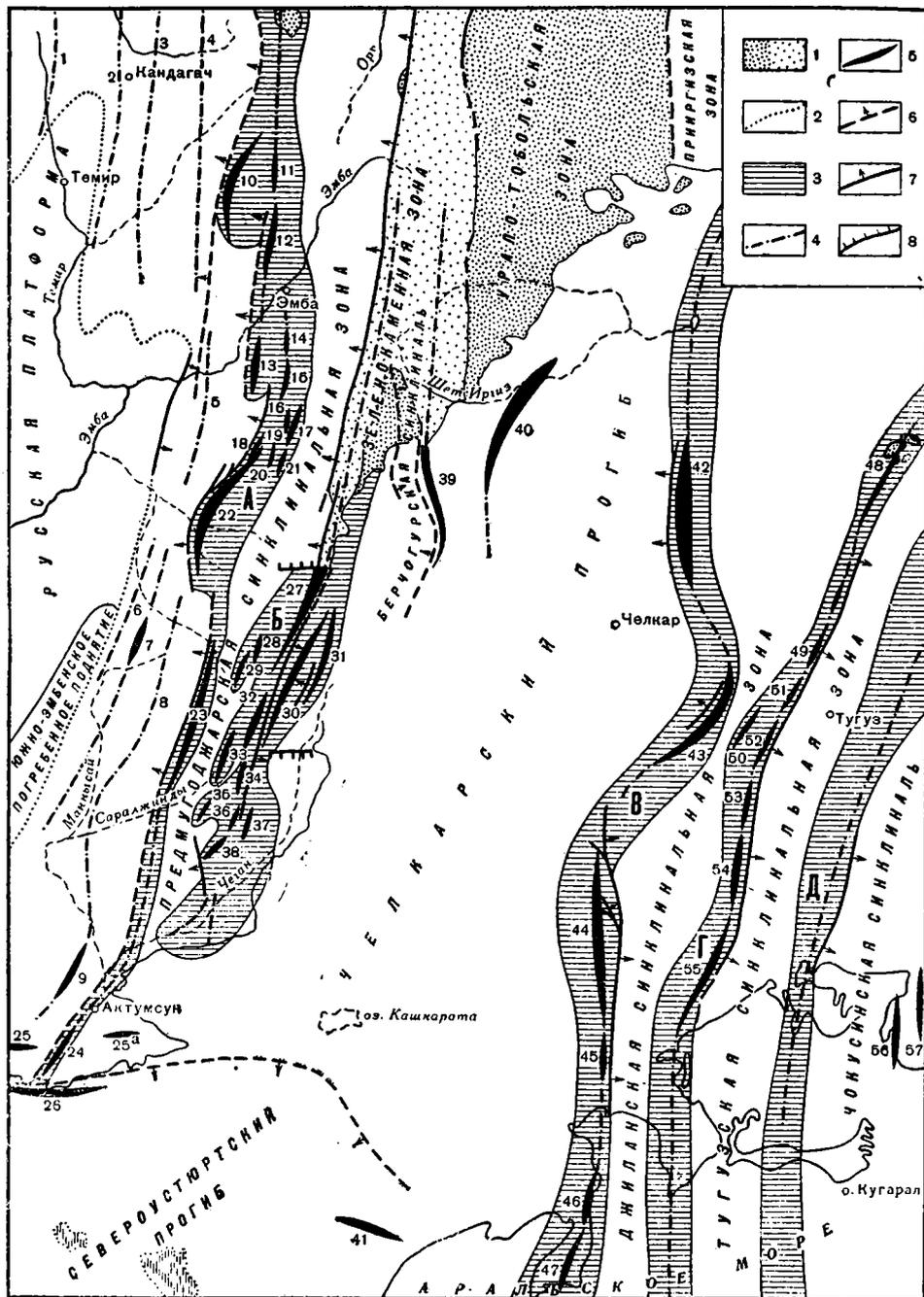
Периферия Мугоджар и Северное Приаралье расположены на непосредственном продолжении к югу Уральской складчатой системы, которая погребена здесь под мезо-кайнозойским платформенным чехлом. Урал представляет собой одну из самых крупных линейных складчатых систем Евразии с очень выдержанным простираем основных структурных элементов. Как и в более северных районах Урала, на южном его окончании выделяется ряд меридионально вытянутых тектонических зон, различных по своему геологическому строению. С запада на восток здесь различаются следующие зоны: Актюбинского Приуралья, осевая (Сакмарско-Уралтауская), зеленокаменная (Магнитогорская), Урало-Тобольская, Прииргизская, Аятская и Кустанайская.

В Западном Примугоджарье граница между Русской платформой и Туранской плитой в платформенном чехле примерно намечается по линии смены изоморфных соляных структур на западе линейными унаследованными дислокациями на востоке, наиболее подробно описанными А. Л. Яншиным (1948, 1951, 1953, 1955) и Р. Г. Гарецким (1955, 1957, 1959, 1962).

В полосе южного погружения зоны Актюбинского Приуралья, примерно до широтного течения р. Эмбы, четкие унаследованные дислокации пока неизвестны. В районе широтного течения р. Эмбы намечаются наиболее западные унаследованные структуры: Ащисайская синклиналь, Кумжарганская антиклиналь и Батпаккульская синклиналь (фиг. 2), вытянутые почти в меридиональном направлении более чем на 50 км и по кровле неокома имеющие амплитуду до 200 м.

Южнее, в верховьях рек Жаинды и Маннсай, расположена Бакыртауская группа структур, которая выявлена в результате больших буровых работ по положению кровли меловых отложений. С запада на восток здесь выделяются следующие структуры: Токсанбайская антиклиналь, Прижиделинская синклиналь, Жиделинская антиклиналь, Кумсайская синклиналь, Саралжиндинская антиклиналь и Бакыртауская синклиналь. Они простираются параллельно друг другу почти в меридиональном направлении и вытянуты на 40—60 км. Их амплитуда по кровле мела колеблется от 20 до 70 м.

В виде структурных «носов» и «заливов» структуры Бакыртауской группы прослеживаются далеко на юг, вплоть до северных чинков Устюрта. Здесь, по данным сейсморазведки (Гарецкий, Шрайбман, 1958; Замаренов и др., 1959) и структурного бурения, выделяются Замстанская синклиналь и Жапракская антиклиналь. Замстанская синклиналь к югу значительно расширяется и в пределах плато Устюрт вливается в Североустюртский прогиб. Она отделяет подходящую с запада Мынсуалмасскую систему дислокаций от Актумсукской группы структур.



Фиг. 2. Схема основных структур мезо-кайнозойского платформенно-о чехла зоны южного погружения Уральской складчатой системы.

1 — палеозойский складчатый фундамент на поверхности: а — геантиклинальные зоны, б — геосинклиальные зоны; 2 — граница участка Русской платформы, не вовлеченного в опускание краевого прогиба Урала; 3 — антиклинальные зоны: А — Коклектинская, Б — Чушкакульская, В — Куландицкая, Г — Тасаранская, Д — Малых Барсуков; 4 — оси антиклинальных структур; 5 — отдельные антиклинали; 6 — основные разломы складчатого фундамента; 7 — основные разломы складчатого фундамента, обновленные движениями в течение мезозоя и части кайнозоя; 8 — флексуры. Антиклинальные структуры. Цифр

На продолжении к югу Сакмарско-Уралтауской зоны в мезо-кайнозойском чехле развита почти меридионально вытянутая Кокпектинская антиклинальная линия, которая протянулась более чем на 350 км, вплоть до северных чинков Устюрта. В ее пределах выделяется ряд структур (с севера на юг): Изембетская, Ильинская, Теректысайская, Кандыкульская, Каиршактыкульская, Кокпектинская, Намазтауская и Актумсукская. С запада Кокпектинская антиклинальная линия ограничена Сакмарско-Кокпектинским разломом (Гарецкий, Шрайбман, 1958), который на Кокпектинской и Намазтауской антиклиналях обновлен молодыми смещениями, пересекающими слои меловых, а местами и палеогеновых отложений. На остальном пространстве разлом погребен и отражается лишь в виде флексуорообразного изгиба в отложениях чехла. Все антиклинали асимметричны, с более крутым западным крылом и пологим восточным.

Между описанной антиклинальной линией и Главным Мугоджарским хребтом на южном продолжении Баймакского синклинория протянулась Примугоджарская синклинальная зона, которая хорошо выделяется почти сплошным развитием палеогеновых отложений. Она состоит из ряда отдельных ванн различных размеров и разной глубины, которые разделены пережимами и седловинами, возникшими в результате воздымания оси. На севере — это Шиилийская, южнее — Барбисайская и Алитауская, а у Чушкакульского сора — Причушкакульская синклинали. В районе сочленения синклинальной зоны с палеозойскими структурами Мугоджар проходит серия разломов, близ которых слои мела и палеогена местами наклонены под углами до 50—80°.

На продолжении Жамантауского антиклинория зеленокаменной полосы Урала расположена крупная и сложно построенная Чушкакульская антиклинальная зона, которая вытянута на 115 км и отчетливо выделяется на карте широким полем распространения меловых отложений. Она состоит из осевого поднятия и параллельных ему четырех крыльевых поднятий (по два на каждом крыле), разделенных разломами и сопровождающими их приразломными синклиналями.

На южном погружении Урало-Тобольской геоантиклинальной зоны в мезо-кайнозойском чехле развит широкий наложенный Челкарский прогиб. Расположенной на широте Чушкакульского сора Жумагульской седловиной он делится на две мульды: Кургантузскую на севере и Кашкаратинскую на юге. В пределах первой из них кровля мела погружается до отметок — 450 м, а в пределах второй до — 900 м. Северо-западное крыло Челкарского прогиба осложнено Каульджурской антиклиналью, которая хорошо прослеживается по выходам верхнеальбских и верхнемеловых отложений в долине Жаманшиили — правого притока

ры на карте: 1 — продолжение Западно-Актюбинской; 2 — продолжение Актюбинско-Алгинской; 3 — продолжение Жилианско-Табантальской; 4 — продолжение Петропавловско-Борлинской; 5 — Кумжарганская; 6 — Токсабайская; 7 — Жиделинская; 8 — Саралжиндинская; 9 — Жапракская; 10 — Изембетская; 11 — Ильинская; 12 — Теректысайская; 13 — Коскульская; 14 — Карагандинская; 15 — Кандыкульская; 16 — Жартыкульская; 17 — Шийбулакская; 18 — Каиршактыкульская; 19 — Прикаиршактыкульская; 20 — Шукыркульская; 21 — Караганкульская; 22 — Кокпектинская; 23 — Намазтауская; 24 — Актумсукская; 25 — Карамолинская; 25а — Катарбайская; 26 — Аксайская; 27 — Даульская; 28 — Кумкудукская; 29 — Жандинская; 30 — Сарнынсайская; 31 — Тастысайская; 32 — Музбельская; 33 — Каракульская; 34 — Карачетауская; 35 — Узунтальская; 36 — Кызылшенская; 37 — Байдаулетская; 38 — Южно-Чушкакульская; 39 — Бахатайская; 40 — Каульджурская; 41 — Аккулковская; 42 — Карачулакская; 43 — Кособинская; 44 — Алагузская; 45 — Тугурюксорская; 46 — Тебебулакская; 47 — Куландинская; 48 — Жибыннтауская; 49 — Аккурданская; 50 — Акчокинская; 51 — Тусплокская; 52 — Тасаранская горст-брахиантиклиналь; 53 — Коптысайская; 54 — Кюульенская; 55 — Жартауская; 56 — Тастюбекская; 57 — Кучокинская

р. Шетиргиз. На крайнем юго-востоке прогиба, в районе северо-восточных чинков Устюрта, намечается Аккулковское поднятие, которое расположено в пределах седловины, отделяющей Челкарский прогиб от еще более обширного Северо-Устюртского.

На южном продолжении палеозойского Узень-Кайрактинского антиклинория западной части Прииргизской зоны в меловых и третичных отложениях прослеживается вплоть до берегов Аральского моря меридиональная цепочка антиклинальных унаследованных структур. Это — Куландинская антиклинальная зона. Наиболее северным, отчетливым ее поднятием является Карачулакская антиклиналь, выделяемая по выходу в ее своде пород саксаульской свиты верхнего эоцена. Кулисообразно по отношению к Карачулакской структуре и несколько южнее расположена Кособинская антиклиналь, в ядре ее обнажены отложения тасаранской свиты эоцена, а кровля мела лежит на отметках выше 200 м. На западе поднятие оборвано разломом, в опущенном крыле которого развиты породы среднего миоцена.

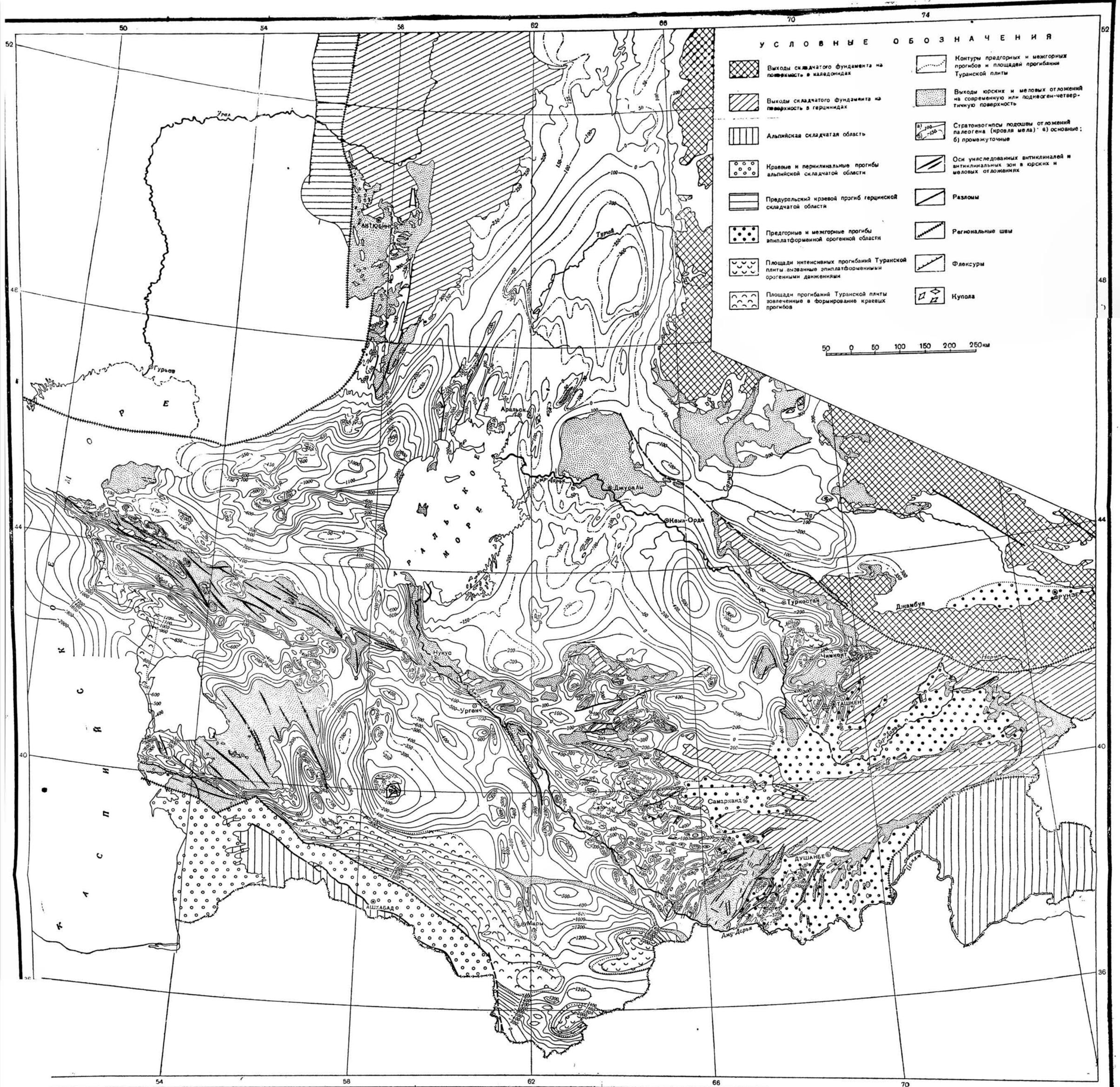
Юго-западнее Кособинской структуры кулисообразно расположена крупная, вытянутая на 110 км Жаксыбуташская антиклиналь. На всем протяжении с востока ее сопровождает Жерлепесский разлом. Ось антиклинали по простиранию ундулирует, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей: Алагузская, Жаманбуташская, Тугурюксорская и Ушчокинская. В своде наиболее поднятой из них — Алагузской, расположенной непосредственно к северу от горы Жаксыбуташ, выходят отложения среднего и верхнего альба.

Полуострову Куланды соответствует Куландинская антиклиналь, в своде которой обнажаются породы среднего и верхнего альба, а на крыльях появляются отложения верхнего мела и палеогена. Структура не оканчивается берегом полуострова, а продолжается в южном направлении далеко в море. Здесь к этой же антиклинальной зоне принадлежит антиклиналь о-ва Возрождения. Подтверждением связи антиклиналей п-ова Куланды и о-ва Возрождения является недавно обнаруженная между ними мель Беннинга с глубинами до 1 м.

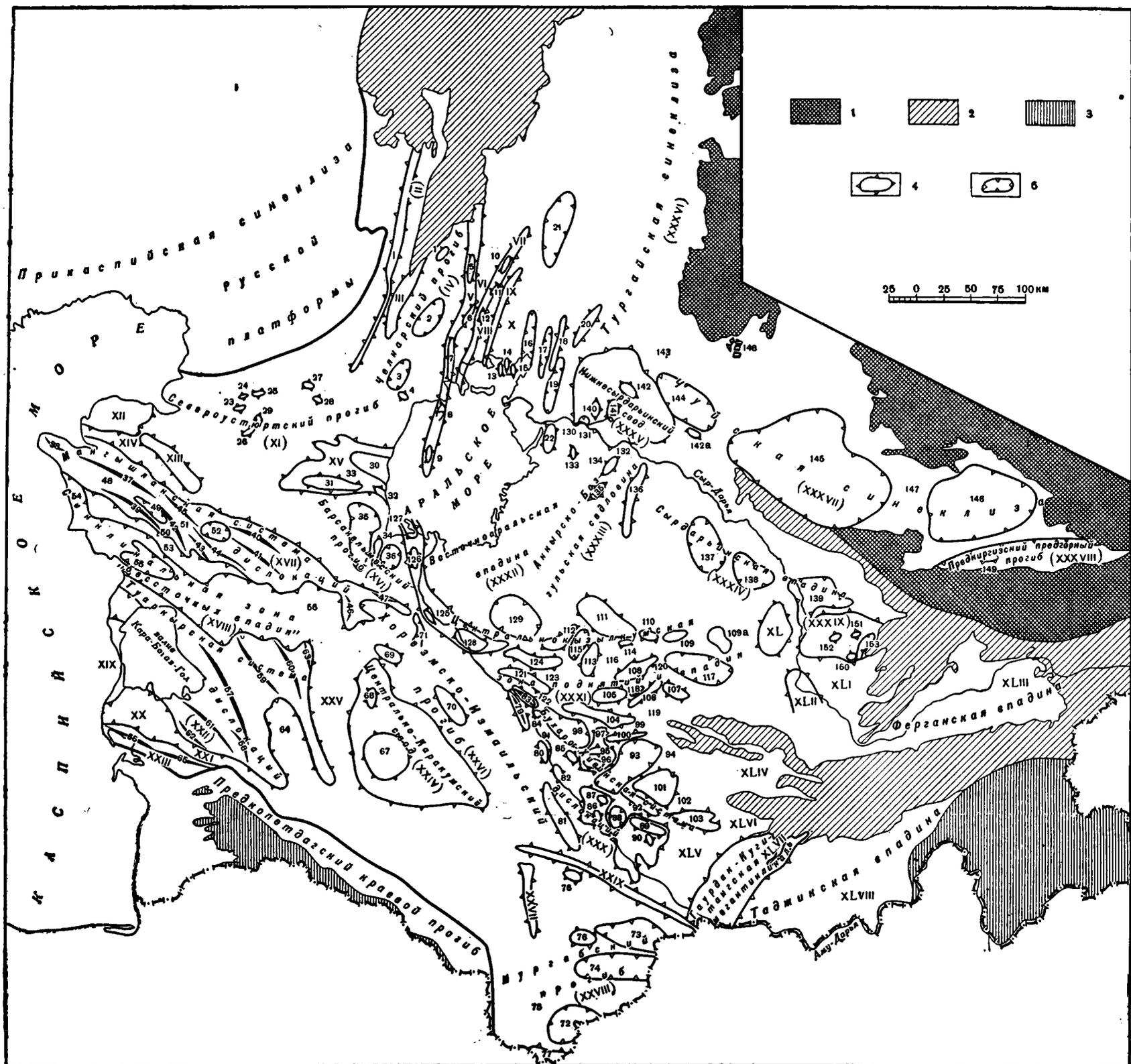
Жерлепесский разлом, по-видимому, сопровождает антиклинальную зону в пределах Аральского моря вплоть до о-ва Возрождения, где его влияние проявляется в крутых углах наклона слоев меловых отложений на восточном крыле антиклинали этого острова. Скорее всего, далее к югу разлом идет на соединение с флексурой восточного крыла Нижнеамударьинской антиклинальной зоны.

В центре Прииргизской зоны Мугоджар выделяется Теректинский синклиорий. На его продолжении к югу, восточнее меридионального участка течения р. Иргиз, по данным бурения, в палеозойских породах намечается Иргизская синклиналь. Еще дальше на юг по этой линии лежит мезо-кайнозойская Джиланская синклинальная зона, которая протягивается до берегов Аральского моря и хорошо вырисовывается широким развитием континентальных отложений тургайской серии.

На крайнем востоке Прииргизской зоны проходит Карашатауский антиклинорий, на продолжении которого к югу по мезо-кайнозойскому чехлу и породам палеозоя намечается Кналыккульское поднятие, а еще дальше к югу — поднятие сопок Жибынынтау (уроч. Жанманшин). На прямом продолжении к югу этой линии палеозойских поднятий лежит крупная Тасаранская антиклинальная зона, вытянутая от сопок Жибынынтау на севере до Аральского моря на юге на расстояние более 170 км. На всем протяжении эта антиклинальная зона с востока ограничена Тастыбулакским разломом. В результате ундуляции ее оси возник ряд брахиантиклиналей, наиболее крупными из которых являются Аккуурданская с выходом в ядре сантона и низов палеогена и собст-



Фиг. 1. Структурная карта подошвы отложений палеогена (кровля мела)
 Составили Р. Г. Гарецкий, В. Г. Николаев, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин (по материалам геологических управлений, трестов, контор, экспедиций и научно-исследовательских институтов).



Фиг. 3. Схема структурных элементов Туранской плиты, упоминаемых в тексте статьи

1 — выходы складчатого фундамента на поверхность в каледонидях; 2 — основные выходы складчатого фундамента в герцинидах; 3 — альпийская складчатая область; 4 — антиклинальные структуры; 5 — синклинали; 6 — антиклинальные зоны

Зона южного погружения Уральской складчатой системы (I—X). Антиклинальные зоны: I — Кокпектинская; III — Чушкакульская; V — Куландинская; VII — Тасаранская; IX — Малых Барсуков. **Синклинали:** II — Предмугоджарская; VI — Джиланская; VIII — Тугузская; X — Чокусинская; IV — Челкарский прогиб. **Антиклиналы:** 1 — Каульджурская; 4 — Аккулковская; 5 — Карачулакская; 6 — Кособинская; 7 — Жаксыбуташская; 8 — Куландинская; 9 — о-ва Возрождения; 10 — Жаманшинская; 11 — Аккуруданская; 12 — Тасаранская; 13 — Тастюбская; 14 — Кучокинская; 15 — Ушчокинская; 18 — Кайдаульская; 20 — Кайнарбулакская; 22 — Адаматинская. **Мульды:** 2 — Кургантузская; 3 — Кашкаратинская. **Синклинали:** 16 — Аральская; 7 — Жаксыккычская; 19 — Акпайская; 21 — Нижнетургайская. **Субширотные дислокации Северного Устюрта и п-ва Бузачи (XI—XVI):** XI — Северо-Устюртский прогиб. **Мынсуалмасская система дислокаций.** **Брахантиклиналы:** 23 — Жайлыганская; 24 — Буенская; 25 — Кумтюрбинская; 26 — Бинеуская; 27 — Чагырлинская; 28 — Чумышкульская; 29 — Саргинская; XII — Северо-бузачинское поднятие; XIII — Кызано-Байчагырская полоса брахантиклиналей и куполовидных поднятий; XIV — Южнобузачинский прогиб; XV — Кассарминская антиклинальная зона. **Поднятия:** 30 — собственно Кассарминское; 31 — Теренкудукское; 32 — Корганшинское; 33 — Чурукский структурный залив. XVI — Барсакельмесский прогиб; 34 — Алимбек-Кабанбайское поднятие. **Мульды:** 35 — собственно Барсакельмесская; 36 — Судочья. **Мангышлакская система дислокаций (XVII):** 37 — Каратауская мегантиклиналь. **Антиклинальные зоны:** 38 — Тюбкараганская; 39 — Беке-Башкудукская; 40 — Карабаурская; 41 — Каратебинская. **Линии антиклинальных складок:** 42 — Тумгачинская; 43 — Карашекская; 44 — Караманско-Музбелская; 45 — Тузбарская; 46 — Шорджинская; 47 — Айбугирская. **Синклинали:** Чапырганская. **Синклинали:** 48 — собственно Чапырганская; 49 — Саускан-Бостанкумская; 50 — Тюеусинская; 51 — Аличинско-Боктинская; 52 — Бусагинская. **Синклинали «бессточных впадин» (XVIII):** 53 — Жетыбайская структурная терраса. **Мульды:** зон 54 — Сегендыкская; 55 — Карабарахтинская; 56 — Ассакауданская. **Карабогазский свод и Красноводский прогиб (XIX—XXI):** XIX — Карабогазский свод; XX — Красноводский прогиб; XXI — Предбалханский прогиб; Туаркырская система дислокаций (XXII): 57 — Туаркырская мегантиклиналь. **Антиклинальные зоны:** 58 — Бейнеуская; 59 — Кумсебенская; 60 — Гокленкуюсинская (Карашорская); 61 — Кемальская. **Антиклиналы:** 62 — Чильмамедкумская; 63 — Агнышская; 64 — Учтаганский прогиб. **Большебалханско-Кубадагская мегантиклиналь (XXIII).** **Антиклиналы:** 65 — Большебалханская; 66 — Кубадагская. **Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему прогибы (XXIV—XXVI):** XXIV — Центрально-Каракумский свод. 67 — Зеагли-Дарвазинский купол; 68 — Ачкачанская брахантиклиналь; XXV — Верхнеузбойский прогиб; XXVI — Хорезско-Измаильский прогиб. **Поднятия:** 69 — Нурумгурское; 70 — Заунгузское; 71 — Куняургенская мульда. **Структуры Юго-Восточной Туркмении (XXVII—XXIX):** XXVII — Байрамалийская антиклинальная зона; XXVIII — Мургабский прогиб. **Мульды:** 72 — Калаиморская; 73 — Обручевская; 74 — Предкарабий-

ская; 75 — Бадхыз-Карабийльская зона поднятий; 76 — Южно-Каракумское поднятие; 77 — Кушкынская зона дислокаций. XXIX — Репетекская антиклинальная зона; 78 — Уч-Аджинское поднятие. **Бухаро-Хивинская система дислокаций (XXX).** **Питнякско-Багдажинская антиклинальная зона.** **Антиклиналы:** 79 — Питнякская; 80 — Дарганатинская; 81 — Багдажинская; 82 — Кабаклинская. **Мешекли-Учкырская антиклинальная зона.** **Антиклиналы:** 83 — Мешеклинская; 84 — Угьджанская; 85 — Учкырская. **Чарджуу-Алатская группа структур.** **Антиклиналы:** 86 — Фарабская; 87 — Алатская; 88 — Тайкырская. **Денгизкульская группа структур:** 89 — Денгизкульская антиклинальная линия; 90 — Саминтепинская брахантиклиналь; 91 — Каракульский прогиб; 92 — Испанлы-Кемачинская антиклинальная зона; 93 — Рометанская впадина; 94 — Зеравшанский прогиб. **Газлинская группа структур.** **Антиклиналы:** 95 — Газлинская; 96 — Ташкудукская; 97 — Ащекудукский структурный нос; 98 — Тузкойский прогиб; 99 — Аякагыминский прогиб; 100 — Янгинская антиклинальная линия; 101 — Каганская группа структур; 102 — Ямбагинский прогиб; 103 — Мубарек-Каршинская группа структур. **Центрально-Кызылкумская зона поднятий и впадин (XXXI).** **Поднятия:** 104 — Кульджукутское; 105 — Ауминзатское; 106 — Арнстантауское; 107 — Сангрунтауское; 108 — Тамдытауское; 109 — Токтыныктауское; 109a — Дорткудукское; 110 — Джетымтауское; 111 — Букантауское; 112 — Джаракудукское; 113 — Тамдыкудукское; 114 — Окжетпеское. **Впадины:** 115 — Мынбулакская; 116 — Жаманкумская; 117 — Ергашкудукская; 118 — Тишкурская; 119 — Карактинская; 120 — Сардарский прогиб; 121 — Кошайская антиклиналь. **Синклинали:** 122 — Северопитнякская; 123 — Северокашайская. **Нижнеамударьинская антиклинальная зона.** **Антиклиналы:** 124 — Мамырдын-Каракырская; 125 — Ходжейлинская; 126 — Тахтакаирская; 127 — Муйнакская; 128 — Султануздагское поднятие. **Восточноаральская и Сырдарьинская впадины (XXXII—XXXV):** XXXII — Восточноаральская впадина; 129 — Таджиказганская мульда; XXXIII — Аккырско-Бозгульская седловина. **Структурные носы:** 130 — Майлибашский; 131 — Караташгаский; 132 — Джусалинский. **Брахантиклиналы:** 133 — Сарыбулакская; 134 — Бекандыкская; 135 — Аккырская; 136 — Кумкалканская антиклинальная зона; XXXIV — Сырдарьинская впадина. **Мульды:** 137 — Урменкульская; 138 — Жаугаш-Бердинская; 139 — Арыская; XXXV — Нижнесырдарьинское поднятие. **Антиклиналы:** 140 — Тюратамская; 141 — Кемесалганская; 142 — Тюлькелийская; 142a — Тузольская. **Синеклизы периферии Центрального Казахстана (XXXVI—XXXVII):** XXXVI — Тургайская синеклиза; 143 — Мынбулакская седловина; XXXVII — Чуйская синеклиза. **Впадины:** 144 — Арыскумская; 145 — Сарысульская; 146 — Восточнучуйская; 147 — Уламбель-Таласская седловина; 148 — Сарысульская купола. **Предкиргизский предгорный прогиб (XXXVIII):** 149 — Серафимовская антиклиналь. **Поднятия Приташкентских чучей и Карақтау (XXXIX—XL):** XXXIX — поднятие Приташкентских чучей. **Антиклиналы:** 150 — Дарбазинская; 151 — Богоналинская; 152 — Мансуратинская; 153 — Келеская синклинали; XL — поднятие Карақтау. **Приташкентская впадина и поднятие Джамсугум (XLI—XLII):** XLI — Приташкентская впадина; XLII — поднятие Джамсугум. **Ферганская впадина (XLIII); Самаркандская впадина (XLIV); Юго-западное погружение структур Гиссарского хребта и Таджикская впадина (XLV—XLVIII).** XLV — Предгиссарский прогиб; XLVI — Кашкадарьинская предгорная впадина; XLVII — Гаурдак-Кугитанская мегантиклиналь; XLVIII — Таджикская впадина

венно Тасаранская, представляющая собой горст-брахиантиклиналь с выходом в своде пород среднего и верхнего альба.

Восточнее Тасаранской антиклинали, уже на продолжении Аятской зоны восточного склона Урала, расположена Тугузская синклиналь, которая протягивается параллельно Тасаранской структуре, достигает берегов Аральского моря и продолжается в его пределы; она хорошо выделяется на геологической карте полосой распространения отложений среднего и верхнего олигоцена и отдельными пятнами нижнего миоцена.

Меридионально вытянутой полосе песков Малые Барсуки соответствует одноименная антиклиналь. В южной части ее восточное крыло оборвано разломом.

От станции Чокусу к п-ову Шубартарауз по почти сплошной полосе распространения отложений тургайской серии олигоцена выделяется Чокусинская синклиналь.

От г. Аральска к северо-северо-востоку хорошо прослеживается Аральская синклиналь (фиг. 3), в пределах которой кровля мела залегает на отметке около 0 м в северной части структуры и к югу погружается до 150 м.

Далее к востоку по кровле мела выделяются еще слабо изученные субмеридиональные структуры: Жаксыккычская и Акпайская синклинали, Камышлыбашская, Кайдаульская и Адаматинская антиклинали и др.

На п-ове Коктурнак по выходам отложений тасаранской свиты эоцена намечаются три небольшие брахиантиклинали: Тастюбекская, Кучокинская и Ушчокинская.

Для структур зоны южного погружения Уральской складчатой системы (за исключением наложенного Челкарского прогиба) характерны следующие морфологические черты:

1. Они, прежде всего, выделяются четко выраженной линейностью и образуют антиклинальные и синклинальные зоны, вытянутые на 150—400 км при ширине 15—30 км.

2. Намечается явное соответствие по величине (равновеликость) положительных и отрицательных структур.

3. Антиклинальные и синклинальные зоны обладают ярко выраженным асимметричным строением. Все антиклинали, лежащие к западу от Челкарского прогиба, имеют крутые западные и пологие восточные крылья. Углы падения слоев верхнего мела на западных крыльях достигают 15—40°, а на восточных обычно не превышают 1, редко 2°. Синклинальные структуры здесь имеют обратную асимметрию. Большинство антиклинальных структур (кроме Карачулакской и Кособинской), расположенных к востоку от Челкарского прогиба, имеют, наоборот, крутые восточные и пологие западные крылья. Углы падения слоев палеогена на восточных крыльях достигают 25°, а на западных не превышают 1°. Сопряженные с ними синклинали обладают обратным асимметричным строением.

4. Почти все дислокации со стороны крутого крыла оборваны продольными разломами, которые в большинстве случаев сопровождают их на всем протяжении. Эти разломы обычно относятся к взбросам или крутым надвигам; они играют ведущую роль в морфологии унаследованных структур.

5. Для унаследованных тектонических форм характерно наличие ясно выраженных замковых перегибов. Во многих местах антиклиналей непосредственно в обнажениях можно наблюдать их своды. Следовательно, во всех случаях образования унаследованных структур значительная роль принадлежит пликативному изгибу слоев.

6. Антиклинальным и синклинальным зонам периферии Мугоджар присуща ундуляция осей по простиранию, нередко сопровождающаяся

кулисообразным подставлением одних локальных структур другими. В результате этого зоны подразделяются на отдельные синклинали и антиклинали, а те, в свою очередь,— на более мелкие брахиантиклинали и брахисинклинали. Для всех структур периферии Мугоджар, кроме Куландинской антиклинальной зоны, характерно постепенное погружение и затухание к югу; в этом направлении уменьшается амплитуда структур, затухают сопровождающие их разломы, во всех антиклиналях хорошо выражено южное периклинальное замыкание, в то время как к северу они остаются часто открытыми, и т. д.

СУБШИРОТНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ СЕВЕРНОГО УСТЮРТА И ПОЛУОСТРОВА БУЗАЧИ

Под Северным Устюртом понимается большая часть территории плато Устюрт, ограниченная с юга увалом Карабаур. С севера, со стороны Прикаспийской синеклизы Русской платформы, мезо-кайнозойский чехол испытывает моноклинальное погружение в сторону плато Устюрт, образуя северное крыло обширного глубочайшего прогиба, выделяемого под названием Северо-Устюртского (Яншин, 1948).

Мезо-кайнозойский чехол полностью погребает Южно-Эмбенский моноклинал, являющийся краевой структурой Русской платформы, и без каких-либо изменений переходит на южном «склоне» Южно-Эмбенского максимума силы тяжести на складчатый фундамент субширотных герцинид (Гарецкий и др., 1962). Такое моноклинальное погружение мезо-кайнозоя продолжается почти до северных чинков плато Устюрт. Близ последних оно осложняется сравнительно широкой полосой линейных, субширотно ориентированных дислокаций, выявленных в конце 40-х и в 50-е годы сейсморазведкой, проведенной трестом «Казахстаннефтегеофизика» (Краев, 1957; Васильев, 1958; Алешин, 1959), что подтверждено в настоящее время геологической съемкой и бурением (экспедиция № 11 Всесоюзного аэрогеологического треста). Эту полосу мы выделяем (Гарецкий и др., 1961) под названием Мынсуалмасской системы дислокаций. Эта система протягивается от залива Мертвый Култук на западе до уроч. Чумышкуль на востоке, вначале в северо-восточном, затем в широтном, а в крайней восточной части — в субширотном направлении. Здесь чинк Устюрта глубоко вдается в глубь плато. Этому участку в северо-восточном сечении отвечает крупное поднятие, четко выраженное в третичных породах, что подтверждено сейсмическими профилями по отложениям мела. Оно расположено в области юго-восточного погружения Мынсуалмасской системы дислокаций. Западнее последняя состоит из ряда брахиантиклиналей (Жайлыганская, Букенская, Кумтюбинская, Бинеуская, Чагырлинская, Чумышкульская и др.), разделенных менее четко выраженными синклиналиями. Несколькую иную морфологию имеет Саргинская брахиантиклиналь: она вытянута в меридиональном направлении и осложнена в сводовой части грабеном. Сходство морфологии Саргинской брахиантиклинали и соляных куполов Прикаспийской синеклизы дает основание предполагать, что она связана с соляной тектоникой (Краев, 1957). Рассматриваемые дислокации или разделяются ундуляциями шарниров, или (чаще) кулисообразно подставляют друг друга. Слои меловых и палеогеновых пород в их пределах имеют наклон, измеряемый минутами, реже — несколькими градусами.

К югу от Мынсуалмасской системы дислокаций моноклинальное погружение мезо-кайнозойского комплекса пород продолжается в глубь плато Устюрт, до соров Сам и Матайкум и одноименных песчаных массивов. Здесь же наблюдаются наинизшие отметки рельефа плато. Этому району соответствует зона наибольшего погружения мезо-кайнозойского

комплекса пород, образующая центральную часть Северо-Устьюртского прогиба. Эта зона протягивается на расстояние свыше 500 км, от залива Комсомолец на западе, через указанные выше сора и пески, к северо-восточному чинку плато Устьюрт на востоке, образуя пологую дугу, обращенную выпуклостью к юго-востоку. Бурение произведенное в последние годы экспедицией № 11 Всесоюзного аэрогеологического треста (Кузнецов и Прусов, 1960), а также сейсморазведочные работы (трест «Казахстаннефтегеофизика» и контора «Спецгеофизика»), показали, что строение центральной части прогиба не однородно. Она состоит из ряда замкнутых мульд, разделенных седловинами или входящими со стороны крыльев структурными носами антиклинальных поднятий. В центральных частях мульд I отражающий горизонт (кровля мела) опущен до отметок — 1000, —1200 м.

К востоку от сора Косбулак намечается региональный подъем шарнира Северо-Устьюртского прогиба в сторону северо-восточного чинка плато Устьюрт, обусловивший его пологое центриклинальное замыкание вплоть до Узунтакырской седловины, отделяющей расположенный северо-восточнее Челкарский прогиб. Западное центриклинальное замыкание Северо-Устьюртского прогиба намечается в районе Мертвого Култука и северо-восточной части п-ова Бузачи. Здесь шарнир прогиба резко поднимается на запад, тупо упираясь в Северо-Бузачинское поднятие.

Южное крыло Северо-Устьюртского прогиба имеет более простое строение, чем северное. В западной части оно полого воздымается к Мангышлакской системе дислокаций, перекрытой в пределах Устьюрта слабо дислоцированным неогеновым чехлом. В восточной части южное крыло прогиба более круто, по флекуре, сопрягается с Кассарминской антиклинальной зоной. Моноклинальное погружение слоев в ее пределах осложнено пологими структурными носами, отходящими от упоминаемой выше антиклинальной зоны.

В Северо-западной части п-ова Бузачи расположено крупное сводовое поднятие, выделяемое под названием Северо-Бузачинского (Васильев, 1956, 1957; Димаков, 1959), слегка вытянутое в широтном направлении (его длина в пределах суши по выходу меловых отложений на дочетвертичную поверхность составляет 100 км при ширине более 50 км). В своде поднятия под сравнительно маломощным чехлом четвертичных осадков залегают отложения альба, последовательно обрамляемые всеми горизонтами верхнего мела и палеогена. В восточной части северное крыло Северо-Бузачинского поднятия в присводовой части осложнено сбросом с амплитудой около 100 м, увеличивающейся, по данным сейсморазведки (Димаков, 1959), по подошве неокома до 400 м. По южному крылу поднятия устанавливается второй сброс, с несколько меньшей амплитудой. Падение пород на крыльях колеблется в пределах 1—5°, причем наибольшие величины отмечаются на относительно коротких расстояниях, приурочиваясь к флекурообразным изгибам. Северо-Бузачинское поднятие осложнено в ряде мест (особенно по южному крылу и восточной периклинали) мелкими антиклинальными вздутиями, структурными террасами и структурными носами, амплитуда которых не превышает нескольких десятков метров.

Проведенные в последние годы морские сейсморазведочные исследования (Вартанов и Корнев, 1961) показали, что зона высокого положения мезозойских пород протягивается под водами Каспийского моря на значительное расстояние на север и запад от п-ова Бузачи. Эти данные свидетельствуют о том, что на суше расположена лишь меньшая, юго-восточная часть Северо-Бузачинского поднятия, а большая часть его скрыта водами Каспийского моря. На запад оно протягивается по крайней мере до меридиана о-ва Кулалы, а на севере примыкает к Северо-

Каспийскому поднятию, находящемуся уже в пределах Прикаспийской синеклизы Русской платформы. Эти поднятия разделены лишь небольшой по размерам и амплитуде вытянутой субширотной синклиналью.

К юго-востоку от Северо-Бузачинского поднятия параллельно Мангышлакской системе дислокаций почти до сора Барса-Кельмес протягивается полоса брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, выделяемая нами под названием Кызано-Байчагырской. На п-ове Бузачи эта полоса состоит из брахиантиклиналей, выявленных по отложениям палеогена. Падение пород на крыльях брахиантиклиналей не превышает нескольких градусов. На Устюрте сейсморазведкой в Кызано-Байчагырской полосе установлен еще ряд брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, морфология которых недостаточно ясна. Эти структуры отчетливо намечаются по подошве неокома и по более глубоким горизонтам юры, а также по поверхности складчатого фундамента. По кровле меловых отложений они прослеживаются значительно слабее, а некоторые из них вообще в ней не отражены.

К югу от Северо-Бузачинского поднятия и Кызано-Байчагырской полосы брахиантиклинальных и куполовидных поднятий расположен пологий неглубокий Южно-Бузачинский прогиб, кровля мела в котором залегает на глубине 175 м.

От мыса Актумсук и колодца Кассарма на побережье Аральского моря в глубь плато Устюрт почти широтно протягивается на 200 км крупная антиклинальная зона, выделяемая под названием Кассарминской (Гарецкий, Самодуров и Яншин, 1958). В чинках плато при выходе этой зоны к Аральскому морю обнажены отложения верхнего мела и нижние горизонты палеогена (Гарецкий, Самодуров и Яншин, 1959; Загоруйко, Скворцов, 1959), к северу и югу погружающиеся под более высокие горизонты палеогена и отложения неогена. Кассарминская антиклинальная зона состоит из крупных поднятий, разделенных синклинальными понижениями (Ишутин, 1960).

Северное поднятие, выделяемое под названием собственно Кассарминского, представляет собой крупный структурный нос, шарнир которого имеет региональный наклон в запад-северо-западном направлении. Северное крыло поднятия более крутое и переходит во флексуру, отделяющую Северо-Устюртский прогиб.

К югу от собственно Кассарминского расположено Теренкудукское поднятие, ориентированное строго широтно. Оно имеет пологий, относительно широкий свод и четкие периклинальные окончания. Крылья Теренкудукского поднятия крутые, флексуорообразные.

С севера за восточную периклираль Теренкудукского поднятия, по-видимому, кулисообразно заходит Корганшинское поднятие. Близ побережья Аральского моря его осевая линия отклоняется к югу, приобретая юго-восточное простираие. Корганшинское поднятие наиболее приподнято близ побережья Аральского моря, где наблюдается погружение шарнира в западном направлении. Юго-восточная часть поднятия скрыта под водами Аральского моря, и по побережью прослеживается лишь его юго-западное крыло. На юг вдоль обрывов моря слои имеют пологий наклон, обусловленный удалением оси поднятия от линии берега.

Корганшинское и Теренкудукское поднятия отделены от Кассарминского поднятия Чурукским структурным заливом. Вследствие расхождения осей указанных поднятий в западном направлении наблюдается его расширение с одновременным погружением шарнира и раскрытием в районе сора Каурынкудук в Североустюртский прогиб.

К юго-западу от Кассарминской антиклинальной зоны расположен крупный прогиб, выделяемый под названием Барса-Кельмесского и ориентированный на северо-запад. По сравнению с Североустюрт-

ским прогибом он менее прогнут (кровля верхнемеловых отложений в его центральной части в районе одноименного сора находится на глубине около 600 м) и форма его более округлая.

В юго-восточной части прогиба буровыми скважинами Союзной геологопоисковой конторы (В. А. Кручинин, 1961) обнаружено меридионально простирающееся Аламбек-Кабанбайское поднятие, свод которого приурочен к цепочке пологих возвышенностей рельефа плато Устюрт, протягивающихся между сором Барса-Кельмес и оз. Судочье. Это поднятие делит Барса-Кельмесский прогиб на две мульды: восточную, собственно Барса-Кельмесскую, и западную — Судочью.

Относительно пологое юго-западное крыло Барса-Кельмесского прогиба сопрягается с Мангышлакской системой дислокаций. Северо-восточное и северное его крылья более крутые, флексуобразные; они, соответственно, граничат с Нижнеамударьинской и Кассарминской антиклинальными зонами.

МАНГЫШЛАКСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ

На полуострове Мангышлак выделяется система крупных антиклинальных и сопряженных с ними синклинальных зон субширотной ориентировки (Андрусов, 1915; Алексейчик, 1941; Дьяков, 1957, и др.). Эта система прослеживается от побережья Каспийского моря на западе до чинков Устюрта на востоке и под слабодислоцированным неогеновым покровом последнего до аллювиальной равнины Дарьялыка (Яншин, 1948; Луппов, 1952 г.).

Наиболее крупным структурным элементом Мангышлакской системы дислокаций является Каратауская мегантиклиналь, расположенная в центральной части полуострова. Она протягивается по азимуту 280—290°, от колодцев Удюк на западе до колодцев Огюз на востоке, на расстояние около 200 км. В центральной части свода мегантиклинали выходят на поверхность породы пермо-триаса (каратауский комплекс), образующие складчатый фундамент и последовательно обрамленные отложениями юры, мела и палеогена. Мегантиклиналь имеет явно выраженное асимметричное строение. Южное ее крыло в целом значительно более крутое, чем северное. Углы падения пород близ оси мегантиклинали достигают по северному крылу в среднем 20—30°, по южному 30—40°. При удалении от оси происходит постепенное в общем выполаживание наклона пород, и уже в пределах хребтов Актау, сложенных породами мелового возраста, падение слоев, как правило, не превышает 5—10°.

Южное крыло мегантиклинали осложнено многочисленными разрывными нарушениями. На северном крыле, напротив, разрывные нарушения играют ничтожную роль, зато в его строении принимают участие пликативные дислокации различной морфологии. Вдоль северного крыла, почти на всем его протяжении, прослеживаются две флексуры; одна проходит близ северного склона хр. Каратау, а другая — близ южного подножья хр. Северный Актау. В наиболее погруженной части северного крыла, к северу от хр. Северный Актау, параллельно оси мегантиклинали протягивается полоса пологих антиклинальных складок с выходами отложений верхнего мела в сводах.

К западу от Каратауской мегантиклинали, непосредственно на протяжении ее оси, отделяясь ундуляцией шарнира, расположена Тюбкαραганская антиклинальная зона. В ее своде, в результате волнообразного изгиба шарнира, выделяется ряд обособленных антиклиналей. С поверхности на большей части площади она сложена слабо дислоцированными породами неогена, и только в долинах Тюбеджик и Ханга-Баба на небольшом расстоянии вскрываются отложения мела и

палеогена. Тюбкараганская антиклинальная зона имеет резко выраженное асимметричное строение. Ее южное крыло — более крутое, северное — пологое. В пределах Тюбеджикской антиклинали углы наклона меловых пород на южном крыле достигают 27—32°, а на северном — 10°. На других антиклиналях величина наклона пород несколько уменьшается, но соотношения те же. Северное крыло зоны в присводовой части почти на всем протяжении осложнено продольным сбросом, по которому северный блок опущен на несколько сотен метров (Коган, 1959).

К югу от Каратауской мегантиклинали, параллельно ей, протягивается Беке-Башкудукская антиклинальная зона. В крайней восточной части, близ пос. Сенек, она отклоняется к юго-востоку и быстро затухает. Эта зона представляет крупное поднятие, в своде которого выходят отложения средней юры (Карасязь-Таспаский район). Крылья и периклинали осложнены рядом более мелких структур. Зона имеет сравнительно пологий свод; крылья ее резко асимметричны. Падение пород юры на своде составляет к югу 8—10, а к северу 3—5°. При удалении от свода в отложениях мела наблюдаются более крутые углы падения слоев, которые достигают на северном крыле 6—8, а на южном крыле 30—35°, образуя здесь четко выраженную флексуру. Этой флексуры, по данным сейсморазведки (Коган, Пасуманский, 1959), в отложениях неосома отвечает сброс, по которому южное крыло опущено на несколько сотен метров.

К востоку Каратаускую мегантиклиналь подставляют сложно построенные линии антиклинальных складок, разделенных синклинальными зонами (Плещеев, Шарапов, Шлезингер, 1961). Эти линии состоят из ряда линейно вытянутых складок, брахантиклиналей и брахисинклиналей, а также из складок типа структурного носа и структурных террас. Складки расположены или непосредственно на продолжении друг друга или (чаще) кулисообразно. Направление этих линий, так же как и простираание большинства составляющих их складок, отклоняется от общего простираания Мангышлакской системы дислокаций на 15—20° к юго-востоку (305—310°). Таким образом, на территории Восточного Мангышлака и на его продолжении в пределах плато Устюрт развито несколько линий антиклинальных складок и сопряженных с ними синклинальных зон, диагонально пересекающих общее направление Мангышлакской системы дислокаций.

Тумгачинская линия антиклинальных складок протягивается непосредственно к востоку от Каратауской мегантиклинали. В своде наиболее крупной из составляющих ее структур — собственно Тумгачинской антиклинали — на небольших участках выведены породы пермо-триасового складчатого основания, последовательно обрамленные с юго-запада отложениями юры и мела. С северо-востока эти выходы оборваны региональным Тумгачинским разломом, прослеживающимся вдоль всей линии складок. По нему северо-восточный блок на всем протяжении глубоко погружен.

Между Каратауской мегантиклиналью и, на востоке, — Тумгачинской линией антиклинальных складок и Беке-Башкудукской антиклинальной зоной расположена Чакырганская синклинальная зона. Ундуляцией шарнира она разделяется на три крупные синклинали: собственно Чакырганскую, Саускан-Бостанкумскую и Тюесуинскую. Чакырганская синклинальная зона выполнена в основном отложениями неогена и палеогена, и только в Тюесуинской синклинали с поверхности вскрываются породы верхнего мела. Строение этой зоны в целом асимметрично. На северном крыле наклон слоев верхнего мела и палеогена достигает 8—10°, на южном крыле он не превышает 3—4°.

К юго-востоку от южной половины Тумгачинской линии антиклинальных складок, параллельно последней, протягивается Карашекская

линия, а еще восточнее — Караманско-Музбельская линия антиклинальных складок. В ядрах наиболее приподнятых складок выходят складчатые породы пермо-триаса, образующие останцовые возвышенности — Карашек, Карамая и др.

К северу от Тумгачинской линии антиклинальных складок отмечена Тузбаирская линия. Она состоит из крупных антиклиналей с пологими и сравнительно широкими сводами, сложенными отложениями не древнее альбского яруса, и с более крутыми крыльями, на которых углы наклона пород мела в среднем составляют 10° .

Аличкинско-Боктинская синклиналильная зона расположена на стыке четырех линий антиклинальных складок. С юго-запада ее ограничивает Тумгачинская, с севера и северо-востока — Тузбаирская и Караманско-Музбельская линия антиклинальных складок, а на юго-востоке в нее вдается Карашекская линия антиклинальных складок. Эта синклиналильная зона осложнена двумя довольно крупными поперечными антиклиналями широтного простирания. Наиболее погруженные участки Аличкинско-Боктинской синклиналильной зоны выполнены отложениями палеогена.

С востока Тузбаирскую линию антиклинальных складок кулисообразно подставляет Карабаурская антиклинальная зона. Она начинается близ чинка плато Устюрт в районе уроч. Кызыл-Адыр и прослеживается, по данным бурения, под неогеновыми породами далеко в глубь плато в юго-восточном направлении. Ундулирующей шарнира антиклинальная зона разделяется на три свода, сложенных под неогеном породами сеномана и альба. Северное крыло зоны на всем протяжении значительно круче южного. Углы наклона пород верхнего мела достигают здесь $20-25^\circ$, тогда как на южном крыле они уменьшаются до $5-6^\circ$. Этот флексурообразный изгиб слоев северного крыла в восточной части зоны переходит, по-видимому, в крупное разрывное нарушение (Астафьева, 1961), по которому отложения альба приподнятого южного блока приведены в соприкосновение с отложениями сеномана. В центральной части зоны северное крыло по отложениям сеномана, турона и сеномана осложнено пологой антиклиналью, простирающейся параллельно основной зоне.

С юга параллельно Карабаурской антиклинальной зоне протягивается Каратепинская антиклинальная зона. Она целиком перекрыта неогеновым чехлом и выявлена по данным бурения. В ее сводовой части выходят отложения сеномана и турона. В результате ундуляции шарнира Каратепинская антиклинальная зона распадается на две антиклинальные складки. Падение пород в пределах этой зоны составляет несколько градусов.

Между Карабаурской антиклинальной зоной и Караманско-Музбельской линией антиклинальных складок расположена Бусагинская синклиналильная зона. Почти вся площадь этой зоны находится в пределах плато Устюрт и перекрыта отложениями неогена, залегающими в ее центральной части на породах олигоцена. Падение меловых и палеогеновых пород на северном крыле этой зоны всего $1-2^\circ$, а на южном увеличивается до 5° .

Крайняя восточная часть Мангышлакской системы дислокаций изучена недостаточно полно. Здесь намечаются две линии антиклинальных складок — Шорджинская и Айбугирская. Первая из них имеет вначале юго-восточное простирание, изменяющееся далее на почти меридиональное. Айбугирская линия антиклинальных складок заходит кулисообразно с севера и протягивается в юго-восточном направлении. Эти линии состоят из нескольких, относительно небольших антиклинальных складок, близких по морфологии к складкам Восточного Мангышлака, но отличающихся от них меньшей дислоцированностью слоев. Юго-за-

падная часть собственно Шорджинской антиклинали, по-видимому, оборвана надвигом. Айбугирская линия антиклинальных складок с севера осложнена крупным нарушением, вероятно, связанным с отмеченным выше разрывом вдоль северного крыла Карабаурской антиклинальной зоны. В целом восточная оконечность Мангышлакской системы дислокаций представляет собой систему веерообразно расходящихся антиклинальных складок, постепенно затухающих в прогибах, расположенных к югу и востоку.

СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА «БЕССТОЧНЫХ ВПАДИН»

Синклинальная зона «бессточных впадин» находится непосредственно к югу от Мангышлакской системы дислокаций в пределах Южно-Мангышлакского плато и Южного Устюрта (Яншин, 1949, 1951). Она сложена породами неогена, и лишь в глубоких бессточных впадинах вскрываются породы палеогена. Ее общая длина составляет около 600 км.

Синклинальная зона «бессточных впадин» двумя седловинами делится на три мульды (с востока на запад): Ассакеауданскую, Карабарахтинскую и Сегендыкскую. Последние две обычно выделяются под названием Южно-Мангышлакского прогиба (Дьяков, 1957; Коган, Пасуманский, 1959; Столяров, Шлезингер, 1962).

Южнее Беке-Башкудукской антиклинальной зоны общее региональное погружение слоев к югу резко замедляется, с образованием четко выраженной Жетыбайской структурной террасы, которая оконтуривается изолинией кровли мела 400—500 м (Столяров, Шлезингер, 1962). Эта терраса осложнена рядом локальных структур, амплитуда которых не превышает 10 м. К востоку, в Ассакеауданской мульде, на отдельных участках отмечаются такого же типа структурные террасы.

К югу от Жетыбайской террасы проходит вторая региональная флексура, отделяющая ее от наиболее прогнутой части синклинальной зоны «бессточных впадин». На карте она намечается резким сгущением стратозогипс кровли мела с отметками от 500 до 1100 м. Центральная часть синклинальной зоны «бессточных впадин» приурочена к бессточным впадинам Карагие, Каунды и Жазгурлы. Здесь кровля мела опущена до отметок 1200 м. Резкой ундуляцией шарнира в районе впадины Карагие Южно-Мангышлакский прогиб разделяется на две названные выше мульды. Южное крыло прогиба очень пологое (падение слоев до 1°) и постепенно переходит в крыло Туаркырской мегантиклинали. В районе мыса Песчаного к нему подходит крупное одноименное поднятие, погребенное под породами неогена. Свод поднятия мыса Песчаного находится под водами Каспийского моря, что установлено морской сейсморазведкой. Поднятие слегка вытянуто с юго-востока на северо-запад и имеет изоморфные очертания. К востоку от впадины Жазгурлы, вплоть до впадины Карынжарык и далее к востоку от нее, наблюдается общее восстание шарнира Южно-Мангышлакского прогиба, образующее крупную (длиной до 150 км) Карынжарыкскую седловину. Эта седловина осложнена рядом частных поднятий, мульд, структурных носов и структурных заливов, лишенных линейной ориентировки. На структурной карте по кровле мела они вырисовываются изолиниями от —400 до —900 м.

К востоку от Карынжарыкской седловины начинается Ассакеауданская мульда, наиболее прогнутая часть которой приурочена к одноименной бессточной впадине. Эта мульда значительно мельче предыдущих (кровля мела залегает на отметках более —600 м). Южное крыло ее также более пологое (до 1°); оно сопрягается с Туаркырской системой дислокаций. По данным электроразведки (Л. А. Островский, М. Г. Ходжаев, 1960), Ассакеауданская мульда осложнена несколькими довольно крупными брахантиклиналями (с длинной осью до 60 км) и структурными носами, отходящими от Туаркырской системы дислокаций.

КАРАБОГАЗСКИЙ СВОД И КРАСНОВОДСКИЙ ПРОГИБ

Имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические материалы позволяют выделить в районе залива Кара-Богаз-гол обширное сводовое поднятие округлой формы — Карабогазское, большая часть которого расположена под водами Каспийского моря. На суше оно занимает район Карабогазских кос. С поверхности этот район перекрыт четвертичными и, в меньшей мере, плиоценовыми и миоценовыми осадками. По данным сейсморазведки и бурения (Коган, Пасуманский, 1959; А. Левин, Л. Левин, 1959), с севера и юга намечается общее воздымание слоев, причем зона их наивысшего подъема тяготеет к южной косе. Морские геофизические исследования показывают, что, вероятно, приподнятая зона находится к западу от Карабогазских кос, под водами Каспийского моря. С севера и востока от Туаркырской системы дислокаций Карабогазский свод, по-видимому, отделен пологим, неглубоким прогибом, скрытым под водами залива Кара-Богаз-гол.

Равнинные пространства Красноводского плато, песчаных массивов Чильмамедкумов и Предбалханской низменности, расположенные к югу и юго-востоку от залива Кара-Богаз-гол, с поверхности перекрыты в основном плиоценовыми и четвертичными осадками. В структурном отношении им отвечает крупный Красноводский прогиб, отделяющий Большебалханско-Кубадагскую мегантиклиналь от Туаркырской системы дислокаций и Карабогазского свода (Луппов, 1957₂; Куприн, 1959; Смолко, 1961). По данным сейсморазведки и материалам бурения, Красноводский прогиб опущен на значительную глубину (отметки кровли мела — 1000 м) и имеет сложное строение. Он распадается на ряд мульд, разделенных седловинами. На северном крыле выявлены два крупных разрывных нарушения. Южное крыло значительно круче северного, вследствие чего наиболее прогнутая часть приближена к расположенной южнее Большебалханско-Кубадагской мегантиклинали.

Юго-восточным продолжением Красноводского прогиба является Предбалханский прогиб, протягивающийся узкой полосой вдоль подножия хр. Большой Балхан. Глубина Предбалханского прогиба значительно меньше (кровля мела на отметках — 500 м) Красноводского и он еще более асимметричен (Тиунов, 1960). Его южное крыло по флектуре резко вздернуто, отчего осевая линия приближена к хр. Большой Балхан.

ТУАРКЫРСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ

Туаркырская система дислокаций состоит из крупных линейно вытянутых антиклинальных и сопряженных с ними синклиналильных зон, протягивающихся с юго-востока на северо-запад. Наиболее крупная из них — собственно Туаркырская мегантиклиналь. Она имеет пологий и широкий свод, сложенный породами юры, среди которых на небольших участках выведены на поверхность магматические и метаморфизованные породы среднего палеозоя и отложения пермо-триаса (Луппов, 1952, 1957₃; Худобина, 1957, 1961; Кузнецов, Прусов, 1962). Юрские отложения образуют ряд пологих волнообразных изгибов с углами падения пород не более 10—15°. В своде мегантиклинали и по ее юго-западному крылу прослеживается ряд круто падающих диагональных сбросов, амплитуда которых не выходит за пределы сотни метров. Мегантиклиналь в целом асимметрична. Ее юго-западное крыло, по данным В. И. Петрова (1957), более кругое (15—30°), а северо-восточное — более пологое (наклон пород не превышает 15°). Юго-западное крыло осложнено более мелкими вторичными складками и флексуобразными изгибами. Северо-западная периклиналиль скрывается под неогеновым покровом плато Устюрт. По данным геофизических исследований и бурения, она прослежена на значительное расстояние к северо-

западу (Левин, Левин, Шолохов, 1961), а затем еще дальше к западу, до побережья Каспийского моря (Годин и др., 1958; Столяров, Шлезингер, 1962). Таким образом, северо-западная периклиналиль Туаркырской мегантиклинали плавно огибают с севера залив Кара-Богаз-гол и подходит к побережью Каспийского моря.

Бейнеуская антиклиналильная зона с юго-запада кулисообразно подставляет Туаркырскую мегантиклиналиль. Она имеет сравнительно узкий свод, состоящий из двух вздутий, разделенных седловиной (Луппов, 1957₃). В северном вздутии выходят отложения средней юры, а в южном — отложения неокома. В целом Бейнеуская антиклиналильная зона асимметрична. На ее юго-западном, более крутом крыле падение пород мела достигает 30°. На более пологом северо-восточном крыле оно не превышает 5—10°. За Узбоем антиклиналиль скрывается под песками Каракумов и, судя по данным сейсморазведки, почти сразу же затухает.

К югу от сухого русла Узбоя под песками Низменных Каракумов сейсморазведкой установлено крупное антиклиналильное поднятие типа структурного носа. На всем протяжении отмечается плавное погружение шарнира в юго-восточном направлении, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. Близ внешнего борта последнего это поднятие полностью затухает. Северо-западное окончание поднятия кулисообразно заходит с северо-востока за Туаркырскую мегантиклиналиль до 40° северной широты, где она раскрывается и полностью затухает. Сводовая часть этого поднятия осложнена рядом более мелких куполовидных вздутий.

Кемальская антиклиналильная зона расположена в юго-западной части Туаркырской системы дислокаций. Она отличается от других структурных элементов этой системы запад-северо-западным простиранием (290—300°). В своде антиклиналили выведены отложения альбского яруса. Падение на ее крыльях достигает 4—5°. Сводовая часть Кемальской антиклиналильной зоны осложнена, по данным В. В. Букина (1957), поперечными флексурами, падение пород на которых достигает 25°. Северо-западное периклиналильное погружение Кемальской антиклиналильной зоны осложнено рядом более мелких складок второго порядка, типа структурных носов, флексур и мульд и прослеживается по отложениям верхнего мела до южного побережья залива Кара-Богаз-гол. Н. П. Луппов (1957₃) полагает, что ось зоны здесь смещена к северу, где расположена почти не обособленная от основной структуры Карабогазская антиклиналиль, с севера ограниченная флексуорообразным перегибом пластов (до 14°).

Вероятно, структурный нос, выявленный на п-ове Омчалы (А. Левин, Л. Левин, 1959; Куприн, 1959), является крайним северо-западным окончанием Кемальской антиклиналильной зоны. На юго-востоке эта зона раскрывается и переходит в юго-восточное крыло Бейнеуской антиклиналильной зоны.

Юго-западнее Кемальской антиклиналильной зоны под песками Чильмамедкум бурением вскрыты породы альбского и сеноманского ярусов, которые, вероятно, намечают новую антиклиналиль, выделяемую под названием Чильмамедкумской.

Между Туаркырской мегантиклиналилью и Кемальской антиклиналильной зоной расположена Порсокупская синклиналильная зона. Она представляет собой пологую плоскодонную структуру, резко расширяющуюся к северо-западу, в сторону залива Кара-Богаз-гол, вследствие расхождения в этом направлении соседних антиклиналильных зон. Порсокупская синклиналильная зона выполнена отложениями верхнего мела, на которых в виде отдельных останцов сохранились породы палеогена. Юго-восточная центриклиналиль тупо упирается в Бейнеускую антиклиналиль. Падение пород на крыльях синклиналили не выходит за пределы первых градуусов.

К северо-западу от Туаркырской мегантиклинали прослеживается Кумсебшенская антиклинальная зона. Она состоит из пологих антиклиналей и брахиантиклиналей, расположенных параллельно и кулисообразно по отношению одна к другой. Большая часть этой зоны перекрыта породами неогена, под которыми, по данным бурения, залегают различные горизонты мела. Только во впадине Кумсебшен верхнемергельные породы выведены на поверхность, и дислоцированность их не выходит здесь за пределы нескольких градусов. От Туаркырской мегантиклинали Кумсебшенская антиклинальная зона отделена пологой синклиналью, выполненной породами верхнего мела, перекрытыми, в свою очередь, отложениями неогена. К северо-западу Кумсебшенская антиклинальная зона погружается и постепенно затухает при приближении к синклинальной зоне «бессточных впадин». На юге рассматриваемая зона затухает на широте колодцев Караиман, а на ее продолжении развивается широкая плоская мульда, входящая в состав Учтаганского прогиба. Она сложена почти горизонтально лежащими пластами палеогена, перекрытыми с поверхности породами миоцена (Луппов, 1957).

С северо-востока за Кумсебшенскую антиклинальную зону кулисообразно заходит Гокленкуюсуинская (Карашорская) антиклинальная зона. Она имеет север-северо-западное простирание и тяготеет к бессточной впадине Карашор. Наиболее приподнятая часть свода проходит вдоль северо-восточного борта впадины, приурочиваясь к приподнятым отметкам рельефа неогенового плато Устюрт. Наиболее древними слоями, вскрываемыми во впадине Карашор, являются породы альбского яруса, имеющие наклон на юго-запад под углом до 4—5°. По ундуляции шарнира в центральной части Гокленкуюсуинской антиклинальной зоны выделяются два вздутия (В. П. Петров, 1958). По отложениям миоцена устанавливается асимметричное строение Гокленкуюсуинской антиклинальной зоны, с более пологим северо-восточным крылом (не свыше 2°) и более крутым, осложненным флексурой (до 7—10°), юго-западным. Северо-западное окончание этой зоны под неогеновыми породами Устюрта протягивается, по данным бурения (Пантелеев, Киченко, 1961), еще на значительное расстояние — к бессточной впадине Ассак-Аудан, где эта зона полностью затухает. На юго-восток Гокленкуюсуинская антиклинальная зона под песчаными массивами Низменных Каракумов сейсморазведкой прослежена также на значительное расстояние, постепенно затухая в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

Восточнее Гокленкуюсуинской антиклинальной зоны намечается по отложениям верхнего мела (Пантелеев, Киченко, 1961) еще одно антиклинальное поднятие (Агиньшская антиклиналь), по-видимому, относящееся к Туаркырской системе дислокаций.

Между юго-восточной частью Туаркырской мегантиклинали и Гокленкуюсуинской антиклинальной зоной расположен крупный, глубоко прогнутый (кровля мела погружена до —1200 м) и сложно построенный Учтаганский прогиб (Луппов, 1952, 1957; Копаевич, 1956). Его центральная часть с поверхности сложена отложениями неогена и четвертичными образованиями, которые подстилаются породами палеогена. Юго-восточная часть прогиба скрывается под песчаными массивами Низменных Каракумов. По данным сейсморазведки, в Учтаганском прогибе выделяется несколько глубоких замкнутых мульд, разделенных седловинами и пологими брахиантиклинальными вздутиями. Прогиб резко асимметричен. Его юго-западное крыло очень пологое, северо-восточное, наоборот, представляет крутую флексуру. Вследствие этого ось Учтаганского прогиба приближена к Гокленкуюсуинской антиклинальной зоне. К северо-западу намечается воздымание шарнира. В крайней северо-

западной части Учтаганский прогиб упирается в Кумсебшенскую антиклинальную зону. В юго-восточном направлении, при затухании Гокленкуосуинской антиклинальной зоны и юго-восточного продолжения Туаркырской мегантиклинали, происходит раскрытие Учтаганского прогиба, переходящее в региональное моноклинальное погружение слоев в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

БОЛЬШЕБАЛХАНСКО-КУБАДАГСКАЯ МЕГАНТИКЛИНАЛЬ

Хребты Большой Балхан и Куба-Даг представляют собой вытянутую в широтном направлении крупную мегантиклиналь общим протяжением около 200 км. Мегантиклиналь состоит из двух значительных по размерам антиклинальных складок, сменяющих одна другую по простиранию. Восточная складка известна под названием Большебалханской антиклинали, западная — под названием Кубадагской (Луппов, 1957₁).

Большебалханско-Кубадагская мегантиклиналь расположена на стыке эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинальной области. Наиболее дискуссионным до настоящего времени является вопрос о тектоническом положении хр. Большой Балхан. Имеющиеся геологические и геофизические материалы, с нашей точки зрения, показывают, что наиболее обоснованной является концепция Б. А. Петрушевского (1960). По его представлению, Большебалханскую антиклиналь следует относить к своеобразной приразломной структуре, возникшей вдоль шва, отделяющего эпипалеозойскую платформу от альпийской геосинклинальной области. В неогеновый и четвертичный периоды на месте этого приразломного прогиба возникло поднятие, приведшее к образованию крупной антиклинальной складки, выраженной в современном рельефе в виде notable горного хребта с отметками до 1880 м.

Тектоника Большебалханской антиклинали довольно подробно описана Н. П. Лупповым (1957₂), Д. А. Туголесовым (1960), Б. А. Петрушевским (1960) и Н. Е. Кравченко (1961). Еще более детально она освещена Э. И. Птушкиным, К. В. Тиуновым и Г. Худайназаровым (1961). По данным указанных авторов, антиклиналь имеет сундучный характер, широкий, сравнительно пологий свод, сложенный породами байосского и батского ярусов средней юры, и крутые крылья, в строении которых принимают участие отложения верхней юры и мела. В местах перехода от крыльев к своду обычно прослеживаются флексуобразные изгибы, сопровождаемые нередко разрывами сплошности пород.

В северо-западной части антиклинали вдоль крупного разлома, отделяющего среднеюрские глинистые сланцы ее ядра от нижнемеловых пород северного крыла, в двух местах выходят палеозойские магматические породы. В одном случае это гряда бледно-розовых биотитовых гранитов протяжением около 900 м; в другом — зеленовато-серые туфы кварцевого порфира, выходящие на площади 100×60 м. По данным К. В. Тиунова (1961), скважина, заложенная на гранитах первого выхода, под ними вошла на глубине 600 м в породы средней юры. Это позволяет рассматривать выходы палеозойских магматических пород Большого Балхана как тектонические клинья, выжатые вдоль зоны надвига. Такое же происхождение имеют, по-видимому, известные «клиппены» Карпат (массивы юрских известняков среди верхнемелового флиша), «Дибрарские утесы» Восточного Кавказа и массивы палеозойских известняков, которые встречаются среди юрских сланцев в центральной части главного антиклинория Кавказа.

Северное крыло Большебалханской антиклинали прослеживается на всем ее протяжении. Падение слоев вдоль него в среднем составляет 60—90°, а местами они опрокинуты. Лишь в районе возвышенностей Огланглы, Гернез и Карайман наклон слоев не превышает 40°.

Южное крыло антиклинали прослеживается на значительно меньшем расстоянии. На западе оно опущено по сбросам и погребено под четвертичными образованиями. Обнаженная часть южного крыла сложена породами верхней юры и неокома и отличается от северного более пологими углами падения, не превышающими 20° . Лишь в узких локальных зонах флексур оно увеличивается до 45° , реже до 90° .

В строении Большебалханской антиклинали значительную роль играют разрывные нарушения. Особенно большого развития они достигают в центральной части антиклинали. Наибольшей амплитуды (более 1000 м) достигают продольные разрывы. Многочисленные дизъюнктивные нарушения развиты в юго-западной части южного крыла, в отроге хр. Лямабурун. Они представлены здесь, по данным Н. П. Луппова (1957₂), серией сбросов северо-западного простирания, максимальная амплитуда смещения по которым достигает 200 м.

Сводовая часть и крылья Большебалханской антиклинали осложнены многочисленными брахиантиклиналями и мульдами. По данным бурения и сейсморазведки (Птушкин, Тиунов, Худайназаров, 1961), к югу от хр. Большой Балхан устанавливается ряд ступенчатых разломов, параллельных общему простиранию хребта. По этим разломам меловые и юрские отложения, выходящие по южной окраине хр. Большой Балхан, глубоко погружены под мощные толщи четвертичных и плиоценовых осадков западного периклиналиного прогиба Копет-Дага. Система разломов обрезает и восточную периклиналиаль Большебалханской антиклинали, вследствие чего продолжение этой структуры на восток под песками Низменных Каракумов не прослеживается.

Кубадагская антиклиналь протягивается вдоль северного берега Красноводского залива. От нее сохранились лишь северное крыло и незначительные участки ядра. Большая часть этой складки размыта и погребена под водами Красноводского залива и четвертичными осадками его побережья. По данным Н. П. Луппова (1957₂), Кубадагская антиклиналь представляет собой вытянутую в широтном направлении складку со сравнительно плоским сводом и более крутым, часто опрокинутым и разорванным северным крылом. В сохранившихся частях свода антиклинали (горы Шахадам у Красноводска, п-ов Уорра, о-в Дагата) выходят магматические породы, главным образом граниты палеозойского возраста (Худобина, 1961). В некоторых местах видно, что эти магматические породы находятся в тектоническом контакте с отложениями верхней юры, которые здесь имеют опрокинутое залегание, падают у контакта на юг под углом $60-70^\circ$. По-видимому, по этому разлому магматическое ядро антиклинали надвинуто на ее северное крыло, которое, по данным А. И. Смолко (1961), осложнено отчетливо выраженной флексурой. Севернее надвига угол наклона слоёв неокома резко уменьшается (до $10-15^\circ$), а в апте и альбе местами наблюдается даже почти горизонтальное их залегание. В 10 км далее к северу протягивается параллельно надвику отчетливая флексура — Кюрянынская. В ее смыкающем крыле сейсморазведкой установлен наклон пластов верхнего мела и палеогена до $40-60^\circ$. Западное погружение Кубадагской антиклинали скрыто водами Каспийского моря.

По строению восточная половина Кубадагской антиклинали существенно отличается от западной (Луппов, 1957₂). На мысе Кубасенгир, далеко вдающиеся к югу, верхнеюрские отложения лежат почти горизонтально, а севернее приобретают пологое, но с постепенно увеличивающимися углами, падение на север. Геофизические материалы и изучение фациальных особенностей неогеновых толщ позволили Н. П. Луппову (1957₂) проследить Кубадагскую антиклиналь на восток только до ст. Белек. Таким образом, Большебалханская и Кубадагская антиклинали должны рассматриваться как две обособленные антиклинальные

складки, расположенные на одной линии, но разделенные небольшой седловиной.

С юга Кубадагская антиклиналь, по данным морской сейсморазведки (Корнев, 1960), ограничена системой глубинных разломов, по которым меловые породы погружены на многие километры под мощные толщи четвертичных и плиоценовых отложений западного периклинального прогиба Копет-Дага. На западе, под водами Каспийского моря, эта система разломов проходит непосредственно по кромке Карабогазского свода, полностью срезая западное погружение Кубадагской антиклинали (Корнев, 1960). Таким образом, на всем протяжении Большебалханско-Кубадагская мегантиклиналь с юга ограничена глубинным швом, который является естественной границей, отделяющей альпийскую геосинклинальную область Западной Туркмении от эпипалеозойской Туранской плиты.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКИЙ СВОД И ПРИЛЕГАЮЩИЕ К НЕМУ ПРОГИБЫ

Центрально-Каракумский свод представляет собой обширное поднятие, имеющее форму равнобедренного прямоугольного треугольника, вершина которого обращена к юго-западу. Крылья свода, представляющие в плане почти равные стороны треугольника, отходят от его вершины в радиальном и широтном направлениях. Некоторые черты строения Центрально-Каракумского свода в настоящее время освещены в работах многих исследователей (Прусов, 1956; Борисов и др., 1960; Габриэлянц, Смолко, 1960; Годин, 1960^{1, 2}; Смолко, Радюкевич, Виханский, 1960; Габриэлянц, Блискавка, 1961, и др.). С поверхности рассматриваемый свод на большей части площади сложен песчаными породами заунгузской свиты, залегающей на различных более древних горизонтах неогена, которые, в свою очередь, также несогласно лежат на различных горизонтах мела и палеогена.

Центральная часть свода, выделяемая под названием Зеагли-Дарвазинского купола, имеет округлую форму. Наиболее приподнятая центральная часть этого купола разбита системой различно ориентированных сбросов и взбросов на ряд блоков. Амплитуда перемещения блоков достигает нескольких сотен метров (Габриэлянц, Блискавка, 1961). Северо-западная часть свода осложнена меридионально ориентированной Шиихской брахиантиклиналью и широтной — Северо-Дарвазинской антиклиналью.

Западный склон Центрально-Каракумского свода переходит в крутую флексуру, отделяющую его от меридионального Верхнеузбойского прогиба. Северо-восточный склон свода более пологий, постепенно переходящий в крыло Хорезмско-Измаильского прогиба. Северный выступ Центрально-Каракумского свода сравнительно узкой полосой далеко вдается в глубь этого прогиба. Выступ осложнен несколькими меридионально ориентированными брахиантиклинальными складками, наиболее крупной из которых является Ахчакаинская (Смолко, Радюкевич, Виханский, 1960; Радюкевич, 1961). Юго-Восточный угол Центрально-Каракумского свода наименее изучен. По-видимому, здесь расположен ряд куполовидных поднятий, детали строения которых еще недостаточно исследованы. Южный склон Центрально-Каракумского свода крутой, флексуобразный. За ним начинается более пологое южное региональное погружение слоев в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

С запада Центрально-Каракумский свод отделяется от Туаркырской системы дислокаций Верхнеузбойским прогибом, выполненным с поверхности в основном отложениями неогена. Прогиб имеет меридиональную ориентировку. Небольшой седловиной он разделяется на две замкнутые мульды с глубинами залегания кровли мела до —800 м.

По направлению к северной периферии Центрально-Каракумского свода Верхнеузбойский прогиб центриклинально замыкается и через резко выраженную седловину соединяется с Хорезмско-Измаильским прогибом (Смолко, 1934), который окаймляет Каракумский свод с севера и северо-востока. С поверхности его юго-восточная часть сложена породами заунгузской свиты, которая лежит на породах палеогена. В северо-восточной части прогиба отложения палеогена выходят непосредственно на поверхность. Прогиб вытянут с северо-запада на юго-восток на расстояние более 500 км. В районе Сарыкамышской впадины наблюдается резкая седловина, отделяющая Хорезмско-Измаильский прогиб от расположенной западнее Ассакеауданской мульды синклинальной зоны бессточных впадин (Туголесов, 1955; Копаевич, 1956). В северо-западной части прогиба, особенно на ее северном склоне, расположены вторичные брахиантиклинальные или куполовидные поднятия, лишённые линейной ориентировки, и структурные носы, отходящие от Мангышлакской системы дислокаций. Юго-западное крыло прогиба осложнено близ северо-западной центриклинали Нурумгурским поднятием (Пантелеев, Попов, 1961), а в центральной части — Заунгузским поднятием. Обе эти структурные формы представляют собой крупные брахиантиклиналы, простирающиеся параллельно оси прогиба. К северу от Хорезмско-Измаильского прогиба, отделяясь от его осевой зоны небольшой седловиной, отходит сравнительно узкая Куняургенчская мульда (Кузьмина, 1960), которая ограничивает с востока Мангышлакскую систему дислокаций. В юго-восточной части Хорезмско-Измаильского прогиба глубина погружения кровли мела является максимальной и достигает —1000 м.

Вероятно, в южном направлении, в сторону Байрамалийской антиклинальной зоны, простираение прогиба изменяется на меридиональное. Здесь в нем выделяются еще две глубокие мульды, в которых кровля меловых отложений погружена до —1000 м.

К югу от Туаркырской системы дислокаций и Центрально-Каракумского свода, вплоть до Байрамалийской антиклинальной зоны Юго-Восточной Туркмении, породы платформенного чехла Туранской плиты испытывают довольно крутое региональное погружение в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. Кровля мела на этом протяжении погружается с отметок —1000 до —2000 м и лишь в районе Бахардока осложнена небольшим антиклинальным перегибом. Внешняя граница Предкопетдагского краевого прогиба с Туранской плитой устанавливается, с некоторой долей условности, по флексуобразному изгибу слоев, протягивающемуся от восточного конца Большого Балхана до района ст. Теджен на востоке.

СТРУКТУРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУРКМЕНИИ

Территория Юго-Восточной Туркмении с поверхности сложена континентальными толщами неогена, которые на севере, в районе г. Мары, и на востоке, в районе Келифского Узбоя, перекрыты довольно мощными толщами четвертичных образований. Только на крайнем юге, в районе Бадхыза и Кушки, выходят на поверхность породы мела и палеогена. В северо-западной части рассматриваемой территории на фоне регионального погружения слоев к юго-западу, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба, по данным бурения и сейсморазведки, под горизонтальными четвертичными осадками выделяется Байрамалийская антиклинальная зона (Германюк, 1960). Она протягивается на расстояние около 150 км в меридиональном направлении и состоит из системы линейно вытянутых антиклинальных складок, расположенных вдоль одной оси и разделенных ундуляциями шарниров. Наклон пород на крыльях этих складок достигает 4—5°. Своды складок глубоко

размыты и вся антиклинальная зона перекрыта мощной толщей верхнеплиоценовых и четвертичных осадков, лежащих с резким несогласием на различных горизонтах палеогена и даже мела (Мильштейн, 1960₂; Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961).

С севера Байрамалийская антиклинальная зона ограничена широтным разломом, северное крыло которого опущено на 250—350 м. За ним характер дислокаций платформенного чехла резко изменяется. Линейно ориентированные структуры исчезают, а вдоль разлома появляются небольших размеров куполовидные поднятия, в ядрах которых непосредственно под неогеном залегают меловые породы. С востока и запада Байрамалийская антиклинальная зона сопровождается линейно ориентированными прогибами, простирающимися параллельно ей и раскрывающимися к югу — в сторону Мургабского прогиба. Прогибы резко асимметричны; их крутые крылья примыкают к Байрамалийской антиклинальной зоне.

К юго-западу от этой зоны расположен участок сравнительно пологого погружения слоев в сторону Предкопетдагского краевого прогиба, выделяемый Г. И. Амурским, Д. М. Мильштейном и Л. Н. Смирновым (1961) под названием **Марыйского выступа**. По данным этих исследователей, здесь развит ряд локальных брахиантиклиналей с амплитудой до 100—150 м и с пологими углами падения слоев на крыльях, измеряющимися десятками минут или, реже, 1—2°.

К востоку и северо-востоку от Байрамалийской антиклинальной зоны слои испытывают региональный пологий подъем к Аму-Дарье, в сторону Бухаро-Хивинской системы дислокаций. На этом фоне моноклинального залегания слоев сейсморазведкой выявлено крупное **Уч-Аджинское поднятие**, ориентированное в широтном направлении (Германюк, 1960; Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961).

К югу от Байрамалийской антиклинальной зоны расположен крупный сложно построенный и очень глубокий **Мургабский прогиб** (Смирнов, 1957). Он ориентирован почти в широтном направлении и разделяется несколькими поднятиями и седловинами на ряд замкнутых и полузамкнутых мульд. На западе Мургабский прогиб по глубинному региональному погребенному шву соприкасается с альпийской складчатой зоной восточных отрогов Копет-Дага и с краевым Предкопетдагским прогибом (Борисов, 1959; Годин и Фоменко, 1960; Мильштейн, 1960₁). Наиболее глубокие мульды Мургабского прогиба — **Калаиморская**, **Обручевская** и **Предкарабийская**, в которых кровля меловых отложений опущена на 2000 м и более, расположены в его восточной части и тяготеют к границе с Афганистаном. Значительное погружение кровли меловых пород в них связано в основном с развитием здесь мощных (более 1400 м) толщ неогеновых и четвертичных отложений (Смирнов, 1961).

Между Калаиморской и Карабийской мульдами Мургабского прогиба расположена **Бадхыз-Карабийская зона поднятий**. По данным Г. И. Амурского, Д. М. Мильштейна и Л. Н. Смирнова (1961), она представляет в целом асимметричное крупное поднятие субширотного простираения, с пологим северным крылом и сравнительно крутым южным. Бадхыз-Карабийская зона поднятий осложнена рядом пологих складок, с падением слоев неогена на крыльях до 1—2°.

В северной части Мургабского прогиба протягивается в широтном направлении крупное **Южно-Каракумское поднятие**. Оно далеко вдается на восток в виде полого погружающегося структурного носа и отделяет **Предкарабийскую** мульду от расположенной севернее **Обручевской** мульды. Южно-Каракумское поднятие асимметрично: оно имеет более крутое южное и пологое северное крыло. Детали его строения изучены еще недостаточно.

В крайней южной части рассматриваемой территории, в районе Кушки, отложения палеогена и неогена дислоцированы более интенсивно, образуя Кушкинскую зону дислокаций. По данным М. М. Германюка, А. Н. Давыдова, Г. Х. Дикенштейна и Г. И. Комиссарова (1961), здесь развиты складки, расположенные параллельно и кулисообразно по отношению одна к другой и образующие зону шириной 35—40 км, вытянутую с северо-востока на юго-запад. Складки асимметричны, обычно с более крутыми северными крыльями, на которых углы наклона слоев достигают 20—40°, а в отдельных случаях слои даже опрокинуты. Разрывные нарушения практически отсутствуют. Складки образуют две антиклинальные зоны: южную — Манганскую и северную — Ислимскую, разделенные Нурбетекским прогибом. В пределах Кушкинской зоны дислокаций установлено (Германюк и др., 1961) уменьшение степени дислоцированности пород с юга на север и затухание складок с востока и запада к центральной части междуречья Кушка — Кашан.

С северо-востока Мургабский прогиб ограничен Репетекской антиклинальной зоной, которая протягивается в 30—40 км юго-западнее русла Аму-Дарьи, примерно параллельно ему. На юго-востоке она уходит в пределы Афганистана, а в северо-западной части постепенно отклоняется к западу, приобретая широтное простирание, и соединяется с полосой мелких поднятий в опущенном крыле сброса, ограничивающего на севере Байрамалийскую антиклинальную зону. К Репетекской зоне приурочена цепь узких антиклиналей с диапировыми ядрами, сложенными верхнеюрской соленосной толщей (Айзберг, 1961; Айзберг, Камышев, 1960; Мильштейн, 1960). В некоторых из них верхнеюрские гипсы выведены на поверхность (Донгуз-Сырт, Шальгерич-Баба и др.). Амплитуда Репетекской антиклинальной зоны между диапировыми антиклиналями по кровле юрских отложений достигает 700—900 м (Теплицкий, 1961). Свод зоны глубоко размыт, и образовавшаяся над ним эрозивная депрессия выполнена мощной толщей (до 750 м) неогеново-четвертичных осадков, залегающих на различных горизонтах палеогена, мела и верхней юры (Калинин, 1961). Наиболее четко полоса размыта выражена в западной части зоны, где денудированное ложе неогеновых осадков образует узкий и глубокий желоб. По данным Г. И. Амурского, Д. М. Мильштейна и Л. Н. Смирнова (1961), к юго-востоку его контуры расплываются. Падение слоев на крыльях антиклинальных складок по отложениям мела и палеогена составляет 40—50°. С удалением от свода величина наклона слоев резко уменьшается. В западной части Репетекской антиклинальной зоны интенсивность дислокаций заметно уменьшается, складки становятся более пологими и имеют меньшую амплитуду. По-видимому, это связано с постепенным затуханием в западном направлении соляной тектоники. Репетекской антиклинальной зоне, по единодушному мнению всех исследователей, отвечает глубинный разлом, ограничивающий с юго-запада структурные элементы Гиссара и Бухаро-Хивинскую систему дислокаций от более погруженных тектонических зон Юго-Восточной Туркмении.

БУХАРО-ХИВИНСКАЯ СИСТЕМА ДИСЛОКАЦИЙ

Описанию тектоники Бухаро-Хивинской области посвящено много статей, число которых особенно увеличилось в связи с широким развертыванием геолого-геофизических работ после открытий здесь месторождений газа (Смолко, 1936, 1957; Крымгольц, 1946; Старобинец и Эвентов, 1948; Бабаев, 1955, 1957, 1959; Бабаев, Лебзин, 1959, 1960_{1, 2}; Бабаев, Лебзин, Симоненко, 1961; Жуковский, Ильин, 1957; Жуковский и др., 1957; Жуковский, 1960; Гейман, Кокина, 1958; Лебзин, 1958_{1, 2}, 1961_{1, 2}; Лебзин, Симоненко, 1961; Годин, Луппов и др., 1958; Годин, 1960₁; Годин,

Сытин, 1961; Умаров, 1959^{1,2}, 1960; Рыжков, Давлятов, 1959; Дикенштейн, 1959, 1960; Дикенштейн и др., 1961²; Сотириади, 1960; Сытин, 1960; Таль-Вирский, 1960, 1961; Борисов и др., 1960; Теплицкий, 1960, 1961, и др.).

Бухаро-Хивинская область на север-северо-востоке ограничена отрогами Зеравшанского хребта и зоной Кызылкумских палеозойских массивов, на юго-востоке ее границей являются Предгиссарский прогиб, а на юго-юго-западе — линия глубинного Репетекского разлома.

Обычно в платформенном чехле в пределах Бухаро-Хивинской области выделяют три основные структуры второго порядка: Бухаро-Газлинский (Бухарский) вал, Чарджоу-Питнянский (Дарганатинский, Амударьинский) вал и разделяющий их Каракульский прогиб. Некоторые исследователи выделяют еще Учкыр-Шафрикентский и Каршинский валы и Актепе-Вабкентский прогиб. О. А. Рыжков и Ш. Д. Давлятов (1959) объединяют Амударьинский и Каршинский валы в Амударьинско-Каршинский вал. Кроме названных выше, они выделяют равноценные ему Предкульджуктауский и Хивино-Саятский прогибы и Репетекско-Аляутдинский вал.

Однако применение термина «вал» для поднятий рассматриваемой территории представляется мало удачным. Этот термин вырабатывался при изучении древних платформ и употребляется для обозначения определенных структур, имеющих значительные отличия от структур молодых платформ, и в частности от Бухаро-Хивинских дислокаций. Как показывают последние материалы, объединение локальных антиклиналей в валы, вытянутые через всю Бухаро-Хивинскую область, часто бывает искусственным и не соответствует действительности.

В районе пос. Питняк долина Аму-Дарьи образует излучину, связанную с проходящей здесь резко выраженной Питнякской антиклиналью (Смолок, 1936, 1957; Крымгольц, 1946; Старобинец и Эвентов, 1948). Эта антиклиналь хорошо выделяется выходом на поверхность верхнемеловых отложений, который протягивается в юго-восточном направлении ($140-150^\circ$), от излучины Аму-Дарьи до широты ст. Джикырбент, на расстояние 70 км. На северо-западе меловые отложения глубоко погружаются под третичные осадки Ургенчского структурного залива. Свод антиклинали сложен породами сеномана и турона, а ее крылья — осадками сенона и палеогена. Антиклиналь имеет широкий свод и четкие периклинальные замыкания. По простиранию ось антиклинали ундулирует, в результате чего возникают три расположенные кулисообразно по отношению одна к другой брахиантиклинальные складки (с северо-запада на юго-восток) — Тюямуюнская, Султансанджарская и Кошабулакская. В слоях верхнего мела эти складки асимметричны и имеют пологие северо-восточные крылья ($3-5^\circ$) и более крутые юго-западные ($10-12^\circ$). Своды антиклинали разбиты круто падающими ($65-85^\circ$) сбросами с амплитудой до 50—60 м, число которых особенно возрастает в полосе, примыкающей к крутому крылу.

Поле меловых отложений Питнякской антиклинали на северо-востоке сливается с полем меловых отложений Мешеклинской антиклинали. Обычно их объединяют в Питнякское, или Питняк-Мешеклинское, поднятие. Однако они разделены довольно четкой Биргутлинской синклиналию, которая является северо-западным окончанием поднимающегося в этом направлении Каракульского прогиба. Обе антиклинали к северо-западу, по мере воздымания оси Биргутлинской синклинали, сближаются и как бы в узле сходятся в излучине долины Аму-Дарьи.

Мешеклинская антиклиналь протягивается вдоль русла р. Аму-Дарьи в направлении восток-юго-восток ($120-130^\circ$). По морфологии она близка к Питнякской антиклинали, но структурно лежит несколько ниже: в ее своде обнажены только отложения турона. Как и на

Питнякской антиклинали, размытая поверхность мела в ее пределах расположена на отметках, превышающих 150—200 м. Вдоль оси обособляются кулисообразно расположенные собственно Мешеклинская и Ичкеджарская брахиантиклинали. К ее южному концу примыкает почти меридионально вытянутая небольшая (длиной 8 км) Учиджакская брахиантиклиналь. Мешеклинская антиклиналь обладает широким сводом и пологими крыльями с углами падения слоев верхнего мела до 5°. Лишь Учиджакская брахиантиклиналь несколько асимметрична — с более пологим восточным крылом, наклоненным под углом 12°, и крутым западным (18°).

Питнякская антиклиналь к юго-востоку постепенно погружается, и на ее продолжении в районе ст. Дарганата из-под практически горизонтально залегающих плиоценовых и четвертичных отложений отдельными пятнами выступают породы миоцена и палеогена; они отмечают здесь приподнятое залегание доплиоценовых слоев — Дарганатинскую антиклиналь, в пределах которой кровля меловых отложений лежит на отметках 0—100 м. Здесь обычно выделяются две брахиантиклинали: собственно Дарганатинская и Южно-Дарганатинская, с пологими крыльями (углы падения слоев палеогена около 1—3°).

Описываемая антиклинальная линия далее отклоняется к югу и, видимо, продолжается в виде Багаджинской антиклинали, выявленной сейсморазведкой (Теплицкий, 1962). Эта антиклиналь хорошо намечается по II сейсмическому горизонту (кровля верхнего мела) в 22 км к западу от ст. Кабаклы. Она протягивается почти в меридиональном направлении на 60 км и поворачивает здесь к юго-востоку. По стратозигописе — 400 м названная структура подразделяется на ряд брахиантиклиналей: Чарыгельскую, Джиллыкумскую и собственно Багаджинскую. Сводовые части брахиантиклиналей постепенно воздымаются с северо-запада на юго-восток: с —400 м (по кровле мела) у первой, до —200 м у второй и до —100 м у третьей. Амплитуда поднятия этих структур по кровле мела колеблется от 200 м у самой низкой до 400 м у наиболее приподнятой.

Таким образом, Питнякская, Дарганатинская и Багаджинская антиклинали лежат в пределах единой Питнякско-Багаджинской антиклинальной зоны, прослеженной на расстоянии около 300 км. Ее шарнир постепенно погружается от Питнякской структуры до широты ст. Кабаклы, а оттуда вновь воздымается по направлению к Багаджинской брахиантиклинали.

Мешеклинская антиклиналь, так же как и Питнякская, не оканчивается в районе погружения меловых отложений под третичные, а продолжается далее на юго-восток, к участку южных брахиантиклиналей Газлинской группы структур. Вместе с последними она образует Мешекли-Учкырскую антиклинальную зону, вытянутую на расстоянии более 250 км. Кровля мела в пределах этой зоны нигде не погружается ниже —200 м. Мешекли-Учкырская антиклинальная зона с северо-востока отделена от поднятия гор Кульджуктау и его северо-западного продолжения Тузкойским прогибом. В юго-восточной части этот прогиб широк (до 40 км), а к северо-западу сужается, особенно резко — на широте Мешеклинской антиклинали. В этом же направлении происходит воздымание оси прогиба и его центриклинальное замыкание. В наиболее прогнутой его части кровля мела лежит на отметках ниже —400 м, к северо-западу поднимаясь до отметок выше 0. Прогиб вытянут на 130 км.

К северо-востоку от Багаджинской антиклинали, отделяясь довольно глубоким прогибом, с залеганием кровли мела до 500—600 м, вдоль долины Аму-Дарьи расположена Кабаклинская антиклиналь (Старобинец и Эвентов, 1948; Смолко, 1957, и др.). Она хорошо

выделяется на правом берегу Аму-Дарьи обнажением верхнемеловых отложений, которые выходят на протяжении 15 км. Здесь развиты две кулисообразно расположенные по отношению одна к другой брахиантиклинали — Южно-Кызкалинская и Северо-Кызкалинская. Они слегка асимметричны; падение слоев верхнего мела на северо-восточных крыльях до 3—4°, а на юго-западных до 6—8°. По стратозиогилсам кровли мела — 200 и —300 м. Кабаклинская антиклиналь продолжается на юг в виде двух структурных носов почти в меридиональном направлении, а на широте ст. Дейнау ограничена одноименным прогибом. К югу от ст. Кабаклы возникает еще одна небольшая брахиантиклиналь — Зауркакская (Теплицкий, 1962). К северо-западу от выходов меловых отложений по обнажениям пород эоцена и по поведению кровли мела обособляются еще две брахиантиклинали — Даяхатынская и Гугердженглинская. Общая протяженность Кабаклинской группы антиклиналей 90 км. На северо-западе она как бы сливается с Дарганатинской.

К востоку, примерно, от меридиана 63°, в пределах Бухаро-Хивинской области трудно выделить протяженные, тяньшаньского простирания структуры, подобные описанным выше. Здесь намечаются отдельные группы структур. Примерно к востоку от меридиана 64° на поведении поверхности меловых отложений начинают сильно сказываться молодые (главным образом неогеново-четвертичные) движения, обусловленные приближением к активизированной области Южного Тянь-Шаня. Во многих структурах наблюдаются анти Тяньшаньские простирания, параллельные структурам юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

Отделяясь от Кабаклинской антиклинали значительным понижением кровли мела (до отметок —400—500 м), в районе г. Чарджоу — ст. Алат расположена Чарджоу-Алатская группа структур. Из этой группы структур наиболее полно изучена Фарабская антиклиналь (Балашов и др., 1961; Бараш, Соколов, 1961; Ситников и др., 1961) в районе ст. Фараб. Кровля верхнемеловых отложений в ее пределах вскрыта на глубинах 300—460 м. По кровле меловых отложений Фарабская структура представляет собой брахиантиклиналь северо-западного простирания, с длинной осью до 26 км и короткой — 16 км. Она слабо асимметрична, с более крутым северо-восточным крылом. Амплитуда поднятия складки по этому крылу достигает 170 м, по противоположному — 80 м (в связи с разной глубиной прилегающих синклиналей). Север-северо-западная периклиналь структуры опущена по поперечному разлому амплитудой до 100 м.

Близкую морфологию и размеры имеют другие антиклинали Чарджоу-Алатской группы структур: Алатская, Чандырская, Сакар и др.

Далее к юго-востоку кровля верхнего мела снова погружается до абсолютных отметок — 400—500 м. Здесь расположена широкая плоская Тайкырская мульда. Она отделяет Чарджоу-Алатскую группу структур от Денгизкульской. Последняя состоит из ряда брахиантиклиналей, в сводовых частях большинства которых кровля мела поднимается до отметок выше 0 м. На поверхность здесь в ряде структур выходят отложения палеогена. Наиболее северные брахиантиклинали (их не менее четырех) вытянуты в цепочку складок северо-западного простирания, образуя собственно Денгизкульскую антиклинальную линию. Ее протяженность около 100 км. Кровля мела в пределах этой антиклинальной линии наиболее высоко приподнята и в одной из брахиантиклиналей воздымается до отметок 100 м. От северо-западного окончания антиклинальной линии ответвляется Саминтепинская брахиантиклиналь, имеющая юго-западное простирание. Такое же «анти Тяньшаньское» простирание имеют самые юго-восточные брахиантиклинали Денгизкульской группы структур.

На юго-восточном продолжении Биргутлинской синклинали, к северо-востоку от Дарганатинской и Кабаклинской антиклиналей и Чарджуу-Алатской группы структур, расположен Каракульский прогиб. Его ось постепенно погружается к юго-востоку: поверхность верхнемеловых отложений с абсолютных отметок от +100 до —0 м на северо-западе опускается до —400, —450 м к северу от ст. Каракуль. Здесь Каракульский прогиб Испанлы-Кемачинской антиклинальной зоной разделяется на две ветви: северо-восточная ветвь отделяет названную антиклинальную зону от Каганской группы, а юго-западная — от Денгизкульской группы структур. Кровля мела в обеих ветвях прогиба залегает на отметках немногим более —300 м.

Испанлы-Кемачинская антиклинальная зона вытянута в северо-западном направлении на расстояние около 100 км. Она состоит из ряда брахиантиклиналей, в пределах которых кровля верхнемеловых отложений поднимается до отметок —200—150 м.

В районе песков Кимереккум Каракульский прогиб на север-северо-востоке сливается с крупной Рометанской впадиной (Лебзин, Симоненко, 1961). Очень характерно, что эта впадина выполнена толщей неогеновых образований, мощность которых достигает максимальной величины 650 м. Это молодая наложенная впадина, испытывавшая основное прогибание в плиоценовое время. Ее простираение северо-восточное, длина превышает 100 км, ширина достигает 70 км. Довольно интенсивные неогеновые прогибания, происходившие главным образом в «антитяньшанском» направлении, наложили значительный отпечаток на поверхность верхнемеловых отложений. Наиболее погруженной (до —700—800 м) кровля мела оказалась в районе городов Шафрикан и Вабкент, куда проникает идущий вдоль р. Зеравшана мезо-кайнозойский Зеравшанский прогиб. В пределах последнего кровля мела постепенно воздымается к востоку, вдоль долины р. Зеравшан, до отметок 300—500 м. На площади этих крупных прогибов выделяется ряд отдельных брахиантиклинальных складок.

Между Рометанской впадиной на юго-востоке и описанным выше Тузкойским прогибом на северо-западе расположена Газлинская группа структур. Она состоит из ряда антиклиналей и разделяющих их синклиналей. Наиболее хорошо изучены Газлинская и Ташкудукская антиклинали. Описанию первой из них посвящено несколько специальных работ (Дикенштейн и др., 1959, 1961₁; Лебзин, 1961_{1, 2}). В своде Газлинской антиклинали, имеющей почти широтное простираение, обнажаются отложения сенона и низов палеогена, а на крыльях — более молодые породы палеогена и неогена. По контуру выхода на поверхность мергелей алайской свиты палеогена Газлинская антиклиналь вытянута на 43 км и имеет ширину до 16 км. Амплитуда ее поднятия достигает 200 м. Она асимметрична: южное крыло ее более крутое (флексуροобразное), с углами падения до 20°, северное — пологое (2°30'). Южное крыло осложнено сбросом. Западная периклиналь пологая (углы падения 1°—1°30'), восточная — более крутая (до 4°). Свод антиклинали осложнен тремя куполовидными и брахиантиклинальными вздутиями. Отделяясь небольшой синклиналью, в которой кровля мела погружается ниже 200 м, параллельно описанной структуре (южнее ее) протягивается Ташкудукская антиклиналь. В ее своде на поверхность выведены отложения сенона. По контуру кровли мела антиклиналь имеет размеры, близкие к описанной выше структуре (40×12 км). Амплитуда ее поднятия превышает 200 м. Она слабо асимметрична: углы падения слоев палеогена на северном крыле достигают 2°, а на южном 5—7°. Свод структуры осложнен небольшим грабеном, выполненным отложениями эоцена и палеоцена.

Поверхность верхнемеловых отложений при приближении к поднятию гор Кульджуктау недалеко от их подножия испытывает довольно резкое

флексуриобразное воздымание. В ряде мест от этого поднятия к югу отходят структурные носы, нередко осложненные куполами и брахиантиклиналями. Один из таких структурных носов (Ащикудукский) имеется на меридиане Газлинской группы структур.

К юго-востоку от гор Кульджуктау проходит почти широтный Аяк-Агьтминский прогиб, в котором кровля мела погружена до отметок —500 м. Он отделяет от поднятия этих гор расположенную южнее Янгинскую антиклинальную линию, выявленную сейсморазведкой и состоящую из ряда брахиантиклиналей с залеганием поверхности мела в их сводах на отметках выше —250 м.

К юго-востоку от г. Каган выделяется Каганская группа структур. Она образована серией антиклиналей и синклиналей, которые в северной части имеют юго-западное простирание, на юге сменяющееся на почти широтное. Они являются юго-западным продолжением структур Зирабулак-Знаэтдинских гор (Давлятов, 1961). Структуры Каганской группы образуют расходящийся пучок, в миниатюре напоминающий район юго-западного погружения Гиссарского хребта. Они асимметричны — для антиклиналей характерна большая крутизна северо-западных крыльев (углы падения низов палеогена до 10—15°). В сводах большинства антиклиналей обнажены отложения верхнего мела, а в своде Караизской антиклинали — отложения альба. Длина складок достигает 10—20 км, ширина 6—8 км. Многие структуры нарушены продольными сбросами с амплитудой от нескольких десятков метров до 400 м.

На юго-востоке Каганская группа структур ограничена Ямбашиным прогибом, который протягивается в юго-западном направлении вплоть до линии железной дороги, а затем поворачивает к западу и сливается с северо-восточной ветвью Каракульского прогиба. Кровля мела погружается в прогибе до отметок ниже —400 м. Здесь мощности неогеново-четвертичных отложений значительно увеличиваются (до 450 м).

За Ямбашиным прогибом расположена Мубарек-Каршинская группа структур. В ней выделяются Мубарекская и Каршинская антиклинальные зоны, разделенные неглубоким прогибом. Они имеют субширотное простирание.

Мубарекская антиклинальная зона вытянута более чем на 80 км; она состоит из ряда частных структур. Наиболее приподнятыми являются расположенные восточнее антиклинали; к западу происходит погружение их зеркала. В своде Карактайской антиклинали на поднеогеновую поверхность выходят отложения турона, в своде Карабаирской антиклинали — пород сенона, в сводах Актепинской и Южно-Мубарекской складок — отложения палеоцена, а в сводах самых западных структур (Северо-Мубарекской и Шумакской) — осадки эоцена. Антиклинали этой зоны асимметричны, углы слоев палеогена на южном крыле до 6—7°, на северном — не более 2—3°. Отдельные структуры расположены обычно кулисообразно по отношению друг к другу. Их размеры различны, но не превышают 25×10 км. Некоторые антиклинали осложнены продольными разломами. Так, вдоль южного крыла Южно-Мубарекской антиклинали происходит сброс, амплитуда которого достигает 100 м.

Каршинская антиклинальная зона протягивается на расстоянии около 90 км. В ее пределах выделяются отдельные антиклинали, кулисообразно расположенные одна относительно другой. Здесь также отмечается погружение зеркала структур с востока на запад. Ядро восточной антиклинали (Конгуртауской) сложено сеноманскими отложениями, ядро Кассанской структуры — уже породами турона, а в своде западной антиклинали (Майманакской) обнажены отложения сенона. Для антиклиналей Каршинской зоны характерны крутые углы падения на

крыльях (от 15 до 60°). Большинство структур осложнено рядом крупных и мелких нарушений типа сбросов и пологих надвигов, амплитуда которых колеблется от первых десятков до первых сотен метров. Важно отметить, что простирание нарушений юго-западное, параллельное направлению юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ И ВПАДИН

Палеозойские структуры Туркестанского и Нуратауского хребтов Тянь-Шаня по простиранию погружаются под мезо-кайнозойский чехол Туранской плиты и вновь выходят на поверхность в Центральных Кара-Кумах, в виде изолированных гор, сложенных породами палеозоя. В мезо-кайнозойский этап развития они представляли крупные поднятия, разделенные широкими, округлой формы впадинами и, реже, более узкими, но менее глубокими прогибами. В целом здесь развита своеобразная зона высоких поднятий и довольно глубоких впадин. В последнее время они были изучены А. К. Бухариным, И. А. Пяновской, К. К. Пятковым и другими.

Наиболее крупными поднятиями этой зоны являются: поднятия гор Кульджуктау, Ауминзатау, Аристантау, Сангрунтау, Тамдытау, Токтыныктау, Джетымтау и Букантау. В ядрах поднятий обнажены палеозойские породы, внутри которых прослежены довольно сложные герцинские структуры, имеющие в общем тяньшанские простирания. Выходы пород палеозоя достигают в длину 80—100 км при ширине до 20—30 км, имеется большое количество более мелких выходов (до сотен метров и первых километров). Многие из этих выходов являются эрозионными останцами. Однако наиболее крупные выходы, а в ряде случаев группы более мелких или даже отдельные небольшие обнажения палеозойских пород соответствуют сводовым частям мезо-кайнозойских поднятий. Палеозойские ядра поднятий почти всюду окружены выходами сенонанских, туронских и сенонских отложений, а местами и альбских. В ряде случаев палеогеновые осадки трансгрессивно залегают непосредственно на породах палеозоя, а меловые отложения здесь срезаны и поэтому отсутствуют. По направлению к поднятиям довольно интенсивно воздымается поверхность меловых отложений. Кровля мела в предгорных участках залегают на абсолютных отметках от 100 до 200, а нередко до 300—400 м и выше.

К югу от западной части поднятия Букантау расположена обширная Мынбулакская впадина, в общем совпадающая с бессточной котловиной того же названия. С севера впадина ограничена горами Букантау, а с запада и востока — поднятиями (Джаракудукским и Тамдыкудукским), хорошо выделяющимися по выходам на поверхность меловых отложений. Среди поля меловых отложений свода восточного поднятия (Тамдыкудукского) возвышаются небольшие горки палеозойских пород. Мынбулакская впадина четко вырисовывается по поверхности верхнемеловых отложений. Она имеет округлую форму с осями длиной до 50—60 км. Кровля мела постепенно погружается к центру впадины, где имеет абсолютные отметки залегания до — 500 м. Восточный борт впадины немного круче западного. От северо-северо-западного угла впадины в полукруг, образуемый Букантаускими горами, ответвляется небольшая мульда, отделяющаяся от основной впадины седловиной. Кровля мела в этой мульде погружается до отметок — 200 м.

К востоку от Мынбулакской впадины, отграниченная от нее Тамдыкудукским поднятием, между горами Букантау и Джетымтау на севере и Тамдытау на юге, находится крупная Жаманкумская впадина. Она вытянута параллельно окаймляющим ее горам, почти в широтном направлении, и имеет длину около 120 км при ширине до 50—60 км.

На северном борту ее средней части находится поднятие с резко выступающим палеозойским ядром горы Окжетпес. В длину это поднятие имеет 25 км, в ширину — около 10 км. К югу от Окжетпесского поднятия отходит седловина, которая делит Жаманкумскую впадину на две мульды. Западная мульда имеет форму неправильного многоугольника. Кровля мела в ее пределах погружается до отметок ниже — 200 м. Размеры восточной мульды несколько меньше; она вытянута к востоку на значительное расстояние (до 30 км) в виде структурного залива. Кровля мела в ее центре лежит на отметках ниже — 300 м. На юге Жаманкумская впадина осложнена крупным, почти широтным разломом, протянувшимся более чем на 170 км и ограничивающим горы Тамдытау на севере и Тамдыкудукское поднятие на юге. Еще дальше к востоку, отделяясь от Жаманкумской впадины седловиной, расположена обширная, слегка вытянутая почти в широтном направлении Ергашкудукская впадина, с отметками кровли мела, по-видимому, до — 400 м.

Поднятие гор Тамдытау отделено от поднятия Аристантау неглубоким (кровля мела несколько ниже нуля), но довольно резким Сардарским прогибом, который вытянут на 50 км при ширине до 10 км.

К югу от него, между Аристантауским и Ауминзатауским поднятиями находится небольшая (длина оси до 25—30 км), округлой формы, неглубокая Тишкурская впадина.

К северу от Ауминзатауского поднятия лежит другая небольшая впадина, в пределах которой кровля мела, по-видимому, погружена немного глубже, до — 100 м. Западнее нее, после седловины, продолжающей к югу Тамдыкудукское поднятие, расположена еще одна довольно обширная впадина, слабо изученная. Она находится к юго-западу от Мынбулакской, отделяясь от последней небольшой седловиной. В пределах описываемой впадины кровля мела лежит на отметках, видимо, ниже — 100 м.

Между поднятиями Ауминзатау и Кульджуктау проходит узкий неглубокий прогиб, который на востоке вливается в крупную Карактинскую впадину. Кровля мела опускается в ее центральной части ниже — 300 м. Она имеет округлую форму; длина оси до 50—60 км. С запад-северо-запада кровля мела круто в нее погружается, а на противоположной стороне происходит постепенный, очень плавный подъем этой поверхности.

На продолжении к запад-северо-западу поднятия Кульджуктау, на меридиане Питняк-Мешеклинской группы структур, отделяясь от них Северо-Питнякской синклиналию, расположена Кошайская антиклиналь, вытянутая более чем на 100 км и состоящая из ряда брахиантиклиналей, в сводах которых выходят верхнемеловые отложения.

К северу от Кошайской антиклинали намечается Северо-Кошайская синклинали (Лигуша, 1962), вливающаяся в Ургенчский структурный залив и отделяющая расположенную севернее Мамырдын-Каракырскую антиклиналь, которая является восточным окончанием крупной, вытянутой более чем на 450 км Нижнеамударьинской антиклинальной зоны. Мамырдын-Каракырская антиклиналь этой зоны очень хорошо выделяется обнажающимися в ее своде меловыми отложениями, выходы которых вытянуты почти широтно. Ее ось по простиранию ундулирует, образуя ряд (не менее четырех) брахиантиклиналей, наиболее восточная из которых (Бузаубайская) кулисообразно расположена по отношению к Джаракудукской антиклинали и с юго-запада ограничивает Мынбулакскую впадину. Протяженность Мамырдын-Каракырской антиклинали достигает 110 км. На западе эта структура оканчивается Джанбаскалинской брахиантиклиналью, которая глубоко вдается в пределы Ургенчского структурного залива, разделяя его на две части.

Кулисообразно по отношению к описанной выше антиклинали расположено поднятие гор Султан-Уиздаг. Выходы палеозоя этого массива окаймлены обнажениями меловых пород, по которым поднятие прослеживается на восток вплоть до возвышенности Кокча в 50 км от гор Султан-Уиздаг. Как показало бурение, проведенное главным образом Союзной геологопоисковой конторой (Кузьмина, 1960; Пантелеев, Попов, 1961), и Кара-Калпакской поисково-разведочной партией (Г. Н. Носов), под аллювиальными наносами низовьев Аму-Дарьи, от Султан-Уиздага до п-ова Муйнак на южном побережье Аральского моря, протягивается сплошная полоса распространения меловых отложений, вытянутая вдоль Аму-Дарьи. С запада и юго-запада эта полоса на всем протяжении оборвана разломом, который идет южнее Султан-Уиздага и заканчивается где-то восточнее. Нижнеамударьинская антиклинальная зона в районе дельты Аму-Дарьи с востока ограничена флексурой, которая хорошо намечается по резкому сгущению стратоизогипс кровли мела, поднимающихся из соседней к востоку Восточно-Аральской впадины.

Кроме упомянутых выше антиклиналей, в пределах Нижнеамударьинской зоны выделяется еще несколько. В районе г. Ходжейли намечается Ходжейлинская антиклиналь. Еще севернее, на широте оз. Судочье, непосредственно под аллювиальными отложениями обнаружены породы апта, образующие сводовую часть Тахта-Каирской антиклинали (В. А. Кручинин). По-видимому, п-ов Муйнак также соответствует по площади отдельной антиклинали. В пределах Нижнеамударьинской антиклинальной зоны размытая вплоть до апта поверхность мела лежит на абсолютных отметках от 0 до 200—250 м.

ВОСТОЧНО-АРАЛЬСКАЯ И СЫРДАРЬИНСКАЯ ВПАДИНЫ

К востоку и юго-востоку от Аральского моря расположена обширная низменная территория, в геоморфологическом отношении отвечающая Северным Кызылкумам или аллювиальным равнинам левобережья низовьев Сыр-Дарьи, Жана-Дарьи, Куван-Дарьи и правобережья низовьев Аму-Дарьи. С северо-востока эта территория ограничена хр. Каратау, а с севера — Нижнесырдарьинским сводом. На юго-западе и юге ее границей служит Нижнеамударьинская антиклинальная зона и палеозойские возвышенности Центральных Кызылкумов (Букантау).

Западную часть этой равнины, прилегающую к Аральскому морю, занимает широкая, сравнительно плоская и, по-видимому, неглубокая Восточно-Аральская впадина. Большая часть впадины находится в пределах акватории моря. Нам известно только ее юго-восточное, очень пологое крыло, вырисовывающееся стратоизогипсами — 200 и — 300 м. В пределах моря кровля мела погружается глубже, до — 300 м. В низовьях Аму-Дарьи прослеживается участок западного ограничения Восточно-Аральской впадины. Здесь она по резкой флексуре сопрягается с Нижнеамударьинской антиклинальной зоной. Близ этого участка намечается несколько небольших структурных носов и заливов.

В юго-восточной части Восточно-Аральской впадины выделяется Таджиказганская мульда (Лигуша, 1962). Она ориентирована почти широтно и по стратоизогипсе — 200 м имеет размеры 80 × 40 км. В наиболее глубокой центральной ее части абсолютная отметка кровли мела погружается до — 380 м. От северо-западной части Восточно-Аральской впадины она отделяется небольшой седловиной с отметками кровли мела до — 100, — 150 м.

С востока Восточно-Аральская впадина ограничена Аккырско-Бозгульской седловиной. Отметки кровли мела в значительной части ее превышают — 100 м и лишь в отдельных наиболее погруженных

местах опускаются до — 150 и — 155 м. Северная часть этой седловины является как бы подземным склоном Нижнесырдарьинского свода, а южная — северным склоном Букантауского поднятия. Конфигурация южной границы распространения на поверхности меловых отложений, слагающих Нижнесырдарьинский свод, дает возможность наметить ряд структурных носов, прослеживаемых далее на юг по стратоизогипсам кровли мела (Самодуров, 1957). Среди них можно назвать Майлибашский, Караташтакский, Джусалинский и Джалагашский. Следует указать, что почти все эти структурные носы несколько асимметричны — их западные крылья обычно круче восточных.

Далее к югу на продолжении этих структурных носов находятся брахиантиклинальные поднятия: Сарыбулакское, Бекандыкское, Аккырское, брахиантиклинали Кумкалинской зоны и некоторые другие. Простираание их либо юго-западное, либо близкое к меридиональному. Склон седловины, обращенный к Букантаускому поднятию, изучен хуже. Здесь в пределах седловины выделяются структурный нос, являющийся как бы южным окончанием Кумкалинского поднятия, и Бозгульское поднятие, в центральной части которого на поверхности выходят меловые отложения. Ориентировка обоих поднятий меридиональная. К востоку от Бозгульского поднятия расположена наиболее опущенная часть всей Аккырско-Бозгульской седловины, с отметками до — 150—155 м.

К востоку от Аккырско-Бозгульской седловины выделяется Сырдарьинская впадина. Она вытянута с юго-востока на северо-запад вдоль хр. Каратау, ограничивающего ее с северо-востока. На юго-западе Сырдарьинская впадина полого поднимается в сторону крупного поднятия Букантау; на юге она ограничена поднятиями Дорткудукским, Карактау и Приташкентских чулей. Южная граница Сырдарьинской впадины в плане очень неровная; она далеко заходит на юг — до 42° ширины, между Дорткудукским и Карактауским поднятиями и между Карагауским и поднятием Чулей. На востоке впадина резко сужается и замыкается примерно около меридиана 70°. В восточной части простираение Сырдарьинской впадины близко к широтному, с небольшим отклонением на северо-запад. Длина впадины около 500 км при ширине 125—175 км.

Сырдарьинская впадина имеет значительную глубину; строение ее довольно сложно и не однородно. Она разделяется на три мульды, разграниченные седловинами. В северо-западной части впадины прослеживаются (с запада на восток): Урменкульская и Жаугаш-Бердинская мульды. Отметка залегания кровли мела, по сейсмическим данным, достигает в них — 600 и — 800 м. Участок Сырдарьинской впадины, расположенный восточнее Карактауского поднятия, выделяется под названием Арысской мульды. Последняя ограничивается изогипсой с отметкой — 600 м, но в отдельных участках ее, по сейсмическим данным, кровля мела опущена до — 700 и даже до — 900 м (Кунин, 1962). Амплитуда опускания южной части Арысской мульды по отношению к поднятию Приташкентских чулей местами достигает 1500 м. В южной части мульды развита мощная (до 650 м) толща неогеново-четвертичных осадков.

НИЖНЕСЫРДАРЬИНСКИЙ СВОД

Непосредственно к востоку от зоны линейных унаследованных складок южного погружения Уральской складчатой системы, в основном на правобережье Сыр-Дарьи, расположен крупный Нижнесырдарьинский свод¹ (Тектоническая карта СССР, 1956; Самодуров, 1957). Этот свод

¹ М. Е. Воскобойников (1956) описал его под наименованием Джусалинского поднятия.

занимает центральное положение в Северо-Восточном Приаралье, на стыке крупных отрицательных структур первого порядка — Тургайской и Чуйской синеклиз, Восточно-аральской и Сырдарьинской впадин. Он достаточно ясно вырисовывается на структурной и геологической картах по обширному полю развития меловых пород, закартированных еще в 1932—1933 гг. Б. А. Петрушевским и Н. С. Зайцевым (Петрушевский, 1933). Это структура округло-угловатой формы. На юго-востоке, в направлении хр. Каратау, от нее отходит сравнительно узкий структурный нос. Площадь выхода на поверхность меловых отложений в пределах Нижнесырдарьинского свода достигает 21 тыс. км². С запада Нижнесырдарьинский свод ограничен Майлибашской меридиональной флексурой (Самодуров, 1957). Б. А. Петрушевский (1933) в районе ст. Майлибаш наблюдал значительный наклон слоев основания палеогена — до 8°, в то время как на отдельных мелких структурах, осложняющих Нижнесырдарьинский свод, наклон слоев обычно не превышает 30'. По данным сейсморазведки (КМПВ), в районе флексуры по поверхности фундамента резко изменяются скорости преломленных волн, что, по-видимому, указывает на наличие разлома.

На северо-востоке Нижнесырдарьинский свод ограничен сбросом, который является северо-западным продолжением Каратауского разлома. На значительном участке сброс перекрыт недислоцированными отложениями миоцена, но в пределах Мынбулакской впадины они отсутствуют, и здесь видно, как по сбросу контактируют породы мела в западном, поднятом крыле и различные горизонты палеогена в восточном, опущенном. На юге Нижнесырдарьинский свод не имеет резкого ограничения; он постепенно погружается к югу, образуя ряд структурных носов.

В пределах Нижнесырдарьинского свода выделяется ряд структур второго порядка, отличающихся не всегда правильными, часто изометричными формами и чрезвычайно пологими крыльями, углы наклона слоев на которых не превышает 1° (более обычны углы даже 30'). Наиболее изучены в настоящее время Тюратамское, Кемесалганское и Тюлькелийское поднятия. Следует отметить, что в ядрах Тюратамского и Кемесалганского поднятий выходят верхнеальбские и сеноманские породы, а в ядре Тюлькелийского поднятия (И. И. Бляхер, 1962) — даже пестроцветы среднего альба. Первые два поднятия ориентированы в меридиональном направлении. Тюлькелийское, так же как и ряд более мелких поднятий, осложняющих северо-восточную часть Нижнесырдарьинского свода, имеет северо-западное простирание. Наиболее высокая точка залегания кровли мела наблюдается на северо-восточном крыле Тюлькелийского поднятия, в останце Егыз-Кара; и равна 280 м, но с учетом надстройки размытой части разреза она в ядре этого поднятия могла достигать 400—450 м.

К северо-западу от Нижнесырдарьинского свода находится выход верхнемеловых отложений, который обычно объединяли с полем развития меловых пород свода. В действительности этот выход отделен от Нижнесырдарьинского свода синклиналью, выполненной отложениями палеогена, и намечает резко выраженную *К а й н а р б у л а к с к у ю* *а н т и к л и н а л ь*. Она вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 40 км. В ее сводовой части выходят отложения турона и сантона, а на крыльях — породы кампана, маастрихта и палеогена. Восточное крыло антиклинали крутое (углы падения слоев верхнего мела до 10—15°), западное пологое (менее 1°). Ее образование связано с оперяющим разломом, отходящим от Восточно-Уральского регионального шва (Гарецкий, Шрайбман, 1960).

СИНЕКЛИЗЫ ПЕРИФЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (ТУРГАЙСКАЯ И ЧУЙСКАЯ)

Тургайская синеклиза занимает большую, восточную часть Тургайских степей, ограничивая с запада и юго-запада Центрально-Казахстанский массив.

Тургайская синеклиза, так же как и Чуйская, была выделена Н. С. Шатским (1938). Структура платформенного чехла этой синеклизы освещена в работах Н. Г. Кассина (1934, 1937, 1941), Б. А. Петрушевского (1939^{1,2}, 1955), Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского (1950), Н. С. Шатского (1951), Н. К. Овечкина (Бойцова и др., 1954), В. И. Самодурова (1957), Б. М. Михайлова и В. А. Ларионова (1961), Е. А. Мазиной и Н. К. Овечкина (1961).

Как видно из структурной карты, Тургайская синеклиза представляет собой пологую, вытянутую в меридиональном направлении структуру. Длина ее в пределах нулевой изогипсы достигает 500 км, максимальная ширина в центральной части — около 200 км, но к северу и югу она сужается. На севере Тургайская синеклиза ограничена Кустанайской седловиной, на юге — Нижнесырдарьинским сводом. На юге Тургайская синеклиза разделяется на две синклинали; западная имеет юго-западное простирание и отделяет Кайнарбулакскую антиклиналь от Нижнесырдарьинского свода; восточная, М а ш а й с к а я, является юго-восточным окончанием Тургайской синеклизы и отделяет Центрально-Казахстанский массив от Нижнесырдарьинского свода (Самодуров, 1957). Машайская синклиналь замыкается в северной части уроч. Мынбулак. В пределах последнего расположена Мынбулакская седловина, отделяющая Машайскую синклиналь от Арыкумской впадины, являющейся крайней северо-западной структурой Чуйской синеклизы.

Наиболее прогнутая часть Тургайской синеклизы, в которой кровля мела опущена до —300 м, прослеживается к югу от излучины р. Каратургай. Восточное ее крыло, видимо, более крутое, чем западное. Породы мела и палеогена залегают в пределах Тургайской синеклизы очень полого, что в свое время заставляло многих исследователей считать их лежащими горизонтально. В действительности слои наклонены повсеместно, хотя углы наклона их и не превышают обычно 1°.

К востоку от Тургайской синеклизы, отделяясь от нее Мынбулакской седловиной, находится Чуйская синеклиза. Она занимает равнинную территорию между Центрально-Казахстанским массивом на северо-востоке и хр. Каратау на юго-западе. Различные вопросы тектоники платформенного чехла Чуйской синеклизы освещены в работах Б. А. Петрушевского (1942, 1955), А. В. Кучапина (1957), В. И. Елисева (1961), Н. Я. Кунина (1961), К. В. Никифоровой (1960), К. Х. Бакирова и др. (1960). Чуйская синеклиза протягивается вначале в юго-восточном направлении, а затем приобретает почти широтное простирание. Ее длина достигает 800 км. В поперечном сечении синеклиза асимметрична. На ее очень пологом северо-восточном крыле развиты широкие поля меловых отложений. Более прогнутые юго-западная и южная части синеклизы двумя широкими пологими седловинами разделяются на три впадины. Крайняя из них северо-западная — Арыкумская впадина имеет относительно небольшие размеры: ее длина около 150 км, ширина 75 км. Она расположена между Нижнесырдарьинским сводом на юго-западе, отделяясь от него продолжением Каратауского разлома, и структурным носом, отходящим от палеозойского поднятия Улутау на северо-востоке. Кровля мела в пределах Арыкумской впадины погружена до отметок ниже —200 м.

Средняя, Сарысуйская впадина отделена от предыдущей Кзылординской седловиной (Петрушевский, 1955). Она вытянута на

300 км. В ее средней части к северу отходит далеко выдающийся пологий структурный залив, вследствие чего ширина ее здесь достигает 250 км. Наиболее прогнутая часть Сарысуйской впадины приближена к хр. Каратау и оконтуривается стратоизогипсой — 200 м.

Обе описанные впадины имеют асимметричное строение: южные их крылья более крутые и оборваны Каратауским разломом, северные — полого поднимаются в сторону Казахской складчатой страны.

Восточно-Чуйская впадина (Петрушевский, 1955), расположенная по правобережью и левобережью р. Чу восточнее Уламбель-Таласской седловины (Новиков, Сеницын, Скворцов, 1961), представляет собой территорию с неглубоким залеганием фундамента, перекрытого в основном кайнозойскими отложениями.

К северу от Восточно-Чуйской впадины находится сливающийся с ней молодой, плиоценово-четвертичный прогиб, образовавшийся в результате неотектонических поднятий палеозойского массива Джалаир-Найманской зоны разломов. На юге Восточно-Чуйская впадина переходит в описываемый ниже значительно более глубокий Предкиргизский предгорный прогиб.

Особенностью Чуйской синеклизы является присутствие на ее пологом северном крыле солянокупольных структур, связанных с соленосной толщей самых верхов фамена и, может быть, самых низов турне (Дитмар, 1961). Некоторые из этих соляных куполов расположены уже в поле сплошного распространения палеозойских отложений, но на правобережье нижнего течения р. Сары-Су еще в 1938 г. Б. А. Петрушевским были описаны купола, в которых гидрохимические осадки верхов девона — низов карбона поднимаются и частично прорывают слои верхнего мела и палеогена (Зайцев, 1940, 1946; Смехов, 1958, и др.).

В последнее время бурением в низовьях р. Кара-Кенгир (правый приток Сары-Су) обнаружена более молодая, палеозойская соленосная толща, по возрасту соответствующая нижней перми (Дитмар, 1962). В поле развития этой толщи, по гравиметрическим данным, предположительно указываются соляные структуры, однако геологическими работами они пока не подтверждены.

ПРЕДКИРГИЗСКИЙ ПРЕДГОРНЫЙ ПРОГИБ

К югу от Восточно-Чуйской впадины, сливаясь с ней в рельефе, параллельно Киргизскому хребту проходит молодой предгорный прогиб, выполненный в основном неогеновыми и четвертичными молассовидными отложениями. Длина его около 300 км, ширина 25—30 км. В поперечном разрезе он имеет резко асимметричную форму — более крутое южное крыло и выположенное северное. Максимальная глубина прогиба достигает 4000 м (Новиков, Сеницын, Скворцов, 1961).

В юго-восточной части прогиба неогеновые отложения образуют ряд линейных антиклинальных складок, из которых наиболее известна и хорошо изучена *С е р а ф и м о в с к а я*. В западной части прогиба, в районе ст. Луговой, сейсмическими работами также обнаружены небольшие антиклинальные структуры.

ПОДНЯТИЯ ПРИТАШКЕНТСКИХ ЧУЛЕЙ И КАРАКТАУ

Под Приташкентскими чулями понимается холмистая, неглубоко расчлененная предгорная равнина, расположенная к северу от Ташкента, между хр. Каржантау на востоке и юго-востоке, долиной р. Арысь и ее притоков на севере и Сыр-Дарьей на западе.

В литературе имеется довольно много работ о геологическом строении района Приташкентских чулей. Вопросы тектоники освещены

в работах Е. В. Иванова (1925), В. И. Попова (1938), Н. П. Васильковского (1948), Г. А. Беленького (1961) и др. Наибольшее значение имеет последняя работа, в которой сведены все имеющиеся данные по геологии Приташкентских чулей.

Вся эта область в тектоническом отношении сильно приподнята, что прекрасно видно на геологических картах любых масштабов по выходам отложений мелового возраста в ее центральной части. Простирание этого поднятия близко к широтному, с некоторыми отклонениями с северо-востока на юго-запад. Длина его по контурам выхода на поверхность меловых отложений около 135 км, наибольшая ширина в центральной части, как раз на меридиане Ташкента, достигает 75 км, а если к нему присоединить отделенное лишь узкой и неглубокой седловиной Дарбазинское поднятие, то ширина его увеличится до 86 км. К востоку и западу поднятие сужается.

Г. А. Беленький (1961) на территории Приташкентских чулей выделяет ряд структурных зон, состоящих из более мелких структур второго порядка. С востока на запад, от хр. Каржантау до Сыр-Дарьи, можно указать Майско-Полторацкую антиклинальную зону, Дарбазинскую зону складок, Богоналинскую и Мансуратинскую антиклинальные зоны. Следует отметить, что Майско-Полторацкая зона складок не входит в собственно поднятие Приташкентских чулей, под наименованием которого объединяются все остальные структуры, и отделяется от него Келеской синклиналью.

Преобладающей формой складок в чулях являются брахиантиклинали и куполовидные складки. Последние расположены кулисообразно относительно друг друга и вытянуты с северо-востока на юго-запад, с общим погружением шарнира складок в юго-западном направлении. В ядрах наиболее приподнятых антиклиналей выходят палеозойские породы (Мансуратинская и Богоналинская брахиантиклинали).

Поднятие Карактау расположено к западу от чулей, на левом берегу Сыр-Дарьи. В морфологическом отношении поднятие совпадает с возвышенностями Карактау, от которых оно и получило название. Оно хорошо выделяется на геологической карте по выходам отложений мелового возраста в его центральной части, причем в ядре выходят породы сеномана. Вытянуто оно в меридиональном направлении, с небольшим отклонением его длинной оси на северо-северо-восток. Длина поднятия по контурам выхода на поверхность меловых отложений достигает 60 км, ширина не превышает 35 км; у северного и южного краев ширина уменьшается до 20 км. Как с запада, так и с востока крылья поднятия оборваны разломами, за которыми расположены сравнительно глубокие прогибы (глубина погружения кровли мела до —400 м к западу от поднятия и до —600 м к востоку от него). Эти прогибы являются южными окончаниями Жаугаш-Бердинской и Арысской впадин. К юго-востоку от поднятия Карактау и непосредственно к западу от поднятия Приташкентских чулей находится синклинальный участок с глубиной залегания кровли мела —200 и —300 м. На юге этот участок ограничен северным крылом поднятия Джамсугум.

ПРИТАШКЕНТСКАЯ ВПАДИНА И ПОДНЯТИЕ ДЖАМСУГУМ

Под Приташкентской впадиной понимается глубоко погруженный участок Туранской плиты, ограниченный на севере Приташкентскими чулями, а на юге антиклинальной зоной Туркестанского хребта. На востоке граница Приташкентской впадины проводится по выходам палеозоя западных складок хребтов Каржантау, Чаткальского, Кураминского, Моголтау. С запада она ограничена Джамсугумским поднятием. Последнее было впервые описано Г. А. Беленьким (1954) как небольшой выход.

меловых отложений в излучине р. Сыр-Дарьи, в пределах которого углы наклона слоев на северо-западном крыле в отдельных случаях достигают 70°, а на юго-восточном не превышает 10—12°. Однако буровые скважины, вскрывшие породы мелового возраста непосредственно под четвертичными отложениями южнее этого выхода, позволяют проследить погруженную большую, южную часть поднятия и провести по его восточному склону западную границу Приташкентской впадины. В географическом отношении южная часть впадины входит в пределы Голодной степи. В центре северной части впадины находится Ташкент, почему вся впадина и получила название Приташкентской. В связи с повсеместным распространением в пределах Приташкентской впадины более или менее мощного покрова неогеново-четвертичных осадков тектоника платформенного чехла ее изучена очень слабо и выявляется в значительной степени на основе геофизических данных.

Некоторые сведения о тектонике Приташкентской впадины можно почерпнуть в работах Б. А. Петрушевского (1955_{1,2}), Г. А. Беленького (1961), О. А. Рыжкова, Р. Н. Ибрагимова, А. А. Юрьева (1961), И. М. Мелькановицкого (1962_{1,2}) и др.

Ширина Приташкентской впадины достигает 125 км. Вытянута она в меридиональном направлении, и длина ее от южного склона Приташкентских Чулей до северного склона Туркестанского хребта достигает 200 км. Северная ее половина, судя по структурной карте, составленной, с некоторой долей условности, по кровле меловых отложений, распадается на два меридионально вытянутых, глубоко погруженных участка, с глубиной залегания кровли мела в центральных частях до —1200 м. Разделены они узкой приподнятой зоной шириной около 12 км, ограниченной изогипсами с отметками —400 м, лежащей на южном продолжении Дарбазинской антиклинали.

На северо-востоке Приташкентская впадина соединяется с Келесской синклиналью. На востоке она заходит глубокими заливами между хребтами Каржантау и Чаткальским — Чирчикская депрессия (Беленький, 1961) и между Чаткальским и Кураминским — Ангренская депрессия (Суворов, 1956).

Южная часть Приташкентской впадины входит в зону мощного развития орогенного комплекса, и детали внутреннего строения ее здесь неясны. Мощность отложений мелового и палеогенового возраста очень незначительна. Так, в скважине, пробуренной недалеко от ст. Мирзачуль и вскрывшей складчатое основание на глубине 1670 м, на долю меловых и палеогеновых отложений приходится всего 30 м, а остальные 1640 м — на долю неогеново-четвертичного комплекса. Местами же меловые и палеогеновые отложения, вероятно, отсутствуют вообще, и на складчатое основание ложатся грубые пестроцветные отложения неогеново-четвертичного возраста.

ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Ферганская впадина в структурном отношении представляет собой типичную молодую межгорную депрессию со специфической для таких депрессий тектоникой, которая носит уже не платформенный характер. Описание детально изученных структур Ферганы не входит в задачу настоящей работы, поэтому мы ограничимся лишь самыми краткими сведениями об этой впадине, поскольку она изображена на нашей карте.

Ферганская впадина на юге ограничена Туркестанским и Алайским хребтами, на востоке и северо-востоке Ферганским хребтом, а на севере и северо-западе Чаткальским и Кураминским хребтами Тянь-Шаня. Ее ориентировка близка к широтной, с некоторым отклонением оси с северо-востока на юго-запад. В длину она имеет около 370 км, а в ширину около

200 км. В юго-западной части Ферганская впадина сужается, соединяясь в районе Ходжентских ворот сравнительно узким «проливом» с южной частью Приташкентской впадины, которая иногда выделяется под названием Голодностепской (Рыжков и др., 1961). Благодаря наличию в Ферганской впадине нефтяных месторождений, она с давних пор привлекала внимание исследователей, а в последние годы в ней проведено большое количество буровых и геофизических работ.

Вопросы тектоники Ферганы разбираются в многочисленных статьях и монографиях, из которых наибольшее значение имеют работы В. И. Попова (1938), Н. П. Васильковского (1948), Б. А. Петрушевского (1955, 2), А. И. Суворова (1954, 1956), А. М. Габрильяна (1957) и О. А. Рыжкова (1959). Особенно большой интерес представляет работа О. А. Рыжкова, в которой он суммировал не только свои многолетние наблюдения в области тектоники рыхлых отложений, выполняющих Ферганскую впадину, но и все имеющиеся по этому вопросу материалы.

Данные о стратиграфии и структуре мезозойских и палеогеновых отложений свидетельствуют о том, что в период с верхнего триаса до нижнего олигоцена включительно Ферганская впадина переживала платформенный этап развития, близкий к тому, который в это время переживали районы Сырдарьинской и Восточно-Аральской впадин и другие участки Туранской эпипалеозойской плиты.

В основании мезо-кайнозойской толщи залегают угленосные осадки верхнего триаса, нижней и средней юры, мощностью от 200 до 400 м; лишь в отдельных случаях мощность их достигает 800—1000 м. На рэтюрских породах залегают преимущественно красноцветные породы мелового возраста. Мощность их на западе составляет всего 190—300 м, но в Восточной Фергане она увеличивается до 1600—1700 м. Как указывает Б. А. Петрушевский (1955), наибольшее сходство эти отложения обнаруживают с меловыми отложениями в Приаральском и Присырдарьинском районах погребенных герцинид. Отложения палеогена — от палеоцена до нижнего олигоцена включительно — представлены морскими осадками мощностью до 350 м. Разрез их очень близок к разрезу палеогена Приаралья и других мест Турана.

Наиболее характерной особенностью геологического строения Ферганской впадины является огромная мощность четвертичных и неогеновых грубых, в значительной мере красноцветных осадков. Мощность их, судя по данным бурения, даже в предгорьях достигает 3000 м, в центральных же частях впадины, по геофизическим данным, она достигает 5—6 тыс. м. Накопление этой мощной серии осадков связано с определенным этапом усиления тектонической деятельности в неогеново-четвертичное время.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПОГРУЖЕНИЕ СТРУКТУР ГИССАРСКОГО ХРЕБТА И ТАДЖИКСКАЯ ВПАДИНА

Как мы видели выше, некоторые из структур Бухаро-Хивинской системы дислокаций в восточной части приобретают юго-западное простирание. Примерно по линии пос. Башир (на Аму-Дарье) — немного южнее г. Карши происходит довольно резкое изменение простирания мезокайнозойских структур: к востоку все они имеют юго-западное направление. От этой линии вплоть до подножия юго-западных отрогов Гиссарского хребта расположен Предгиссарский прогиб (Борисов и др., 1960; Теплицкий, 1960; Айзберг, 1961, и др.).

Предгиссарский прогиб имеет форму раструба, расширяющегося с северо-востока на юго-запад. В его пределах выделяется серия резких линейных антиклинальных и синклинальных структур, хорошо видимых на структурной карте, составленной по кровле мела. В синклиналях по-

верхность верхнемеловых отложений расположена на отметках от —800 до —900 м. В сводах же ряда антиклиналей отложения верхнего мела и низов палеогена выходят на поверхность. Ряды структур вытянуты на расстояние до 100—130 км. Углы падения слоев мела и низов палеогена равны 10—20°. Обычно структуры асимметричны — на антиклиналях юго-восточные крылья более крутые. Амплитуда колебаний поверхности мела 300—900 м. В ряде случаев структуры осложнены разломами, амплитуды которых достигают 500 м.

На северо-востоке Предгиссарского прогиба, в треугольнике между юго-западными отрогами Гиссарского хребта и продолжением Зеравшанского хребта, развита молодая Кашкадарьинская предгорная впадина (Екшибаров, 1959, 1960, и др.), выполненная неогено-четвертичными молассами. Длина впадины достигает 75 км; ее ширина, на западе равная 35—40 км, к востоку быстро сужается и сходит на нет. В ее западной части кровля меловых отложений местами погружается до отметок ниже —1000 м. В северо-восточной части впадины выявлены три ряда антиклиналей, вытянутых с северо-востока на юго-запад. В центральной части впадины имеются антиклинали в районе селений Яккабаг и Кайраган. Для наиболее погруженных участков Кашкадарьинской впадины, приближенных к горным хребтам, характерны очень большие мощности (до 3500 м) неоген-четвертичных молассовых образований.

К востоку от Предгиссарского прогиба расположена область, которая охватывает юго-западные отроги Гиссарского хребта и представляет собой крупную Гаурдак-Кугитангскую мегантиклиналь. Строение этой области подробно описано во многих работах (Чуенко, 1931, 1937; Херасков, 1932; Туаев, 1936; Мирошниченко, 1945, 1957; Петров, 1952, 1957; Екшибаров, 1960, и др.). В тектоническом отношении Гаурдак-Кугитангская мегантиклиналь построена весьма сложно. На поверхность здесь выведены отложения мела и юры, а местами, в ядрах наиболее резких антиклиналей, и палеозойские породы. Она состоит из системы сложно построенных антиклинальных и синклиналильных структур юго-западного простирания, нередко нарушенных разрывными дислокациями. Общий характер строения еще более осложнен соляной тектоникой, обусловленной наличием соляной толщи в верхней юре.

Между юго-западными отрогами Гиссарского хребта и Дарвазским хребтом находится крупная межгорная Таджикская впадина, строение которой описано во многих работах (Чихачев, 1934, 1958; Попов, 1938; Ильин и др., 1947; Губин, 1943, 1960; Петрушевский, 1955_{1, 2}; Захаров, 1955, 1958, и др.). Не останавливаясь подробно на разборе этих работ, что вышло бы за рамки поставленных нами задач, отметим, что в пределах Таджикской впадины выделяется система сложно построенных синклиналильных и антиклинальных зон юго-западного простирания. В первых кровля мела погружена до отметок —4000—4500 м, во вторых меловые отложения выходят на поверхность.

Названные выше крупные структуры исследователи в тектоническом отношении классифицируют по-разному. Юго-западные отроги Гиссарского хребта многие считают альпийскими складчатыми сооружениями, а Предгиссарский прогиб — краевым. Таджикскую впадину одни геологи представляют как межгорный прогиб внутри альпийской складчатой системы, другие подразделяют ее на две части и восточную из них относят к краевому прогибу Памирской складчатой области; некоторые же исследователи всю впадину считают краевой и т. д. Обзор всех этих точек зрения приводят Б. А. Петрушевский (1955_{1, 2}) и С. А. Захаров (1958).

Как показали исследования Б. А. Петрушевского, С. А. Захарова и других геологов, в описываемой области в мезо-кайнозойских отложе-

ниях следует различать два структурных этажа — донеогеновый и неоген-четвертичный. Из анализа мощностей и формаций донеогеновых отложений выявляется, что в донеогеновое время характер развития этой территории был близок к характеру развития остальных частей Туранской плиты. Здесь был расположен один из весьма погруженных участков эпипалеозойской платформы Турана. Детальное изучение изменений литологического состава и мощностей донеогеновых отложений Таджикской депрессии показало, что здесь в это время структуры имели тяньшанское, широтное простирание (Захаров, 1958). Только с конца палеогена, под влиянием складкообразовательных движений в Памирской области, описываемая территория претерпела интенсивные процессы активизации, причем ее структуры приобрели юго-западное простирание. Неогеново-четвертичные движения привели к резкой дифференциации области на высокие антиклинальные структуры и глубокие синклинальные прогибы. Последние были заполнены толщей моласс, мощность которой в Таджикской впадине достигает 5,5—7 км.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПО КРОВЛЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как ясно видно из приведенного выше описания тектоники отдельных крупных регионов Туранской плиты, поверхность меловых отложений в ее пределах довольно интенсивно дислоцирована. В ряде мест Туранской плиты меловые отложения выходят на поверхность, причем обычно здесь они наиболее высоко приподняты. Меловые отложения выходят в сводовых частях крупных антиклинальных зон, в апикальных частях поднятий и вдоль подножия палеозойских массивов, погружающихся под платформенный чехол. Их выходы расположены в пределах Мангышлакской и Туаркырской систем дислокаций, Чушкакульской антиклинали, Нижнеамударьинской антиклинальной зоны, Нижнесырдарьинского свода и в других местах.

В ряде случаев меловые породы перекрыты залегающими резко несогласно неогеново-четвертичными осадками. В сводовых частях ряда поднятий значительные толщи верхнемеловых отложений размыты до весьма глубоких горизонтов, вплоть до полного их отсутствия. В этих случаях можно наблюдать выход на поверхность отложений нижнего мела и юры.

В других местах Туранской плиты поверхность меловых отложений оказалась глубоко опущенной и погребенной под мощной толщей более молодых осадков. Это — участки крупных прогибов, синклиналей, синеклиз и впадин. К ним относятся Североустюртский и Челкарский прогибы, Тургайская и Чуйская синеклизы, синклинальная зона «бессточных впадин», Хорезмско-Измаильский прогиб, моноклинал южной окраины плиты вдоль границы ее с Копет-Дагом, Мынбулакская впадина и др. Кроме основных крупных структур, поверхность меловых отложений образует большое количество различных по форме и размерам антиклинальных и синклинальных складок. Во многих местах она нарушена разломами и флексурами разной протяженности и амплитуды.

Таким образом, установлено, что в пределах Туранской плиты нет значительных участков с горизонтальным залеганием поверхности меловых отложений: она всюду в той или иной степени дислоцирована.

Как было показано, по поверхности меловых отложений вырисовываются самые разнообразные по размерам и форме тектонические структуры: резко линейные и почти изоморфные, с крутыми углами падения слоев и с крайне пологими, вытянутые на сотни километров и небольшие (несколько километров), осложненные дизъюнктивными дислокациями и без них, резко асимметричные и, реже, симметричные и т. д.

Проследим, каков размах тектонических движений за послемеловое время.

В зоне южного погружения Уральской складчатой системы кровля меловых отложений близ выходов их на поверхность имеет абсолютные отметки 200—350 м. Если принять во внимание размыв значительной части пород мела (с учетом конседиментационного уменьшения мощностей к сводам антиклиналей), то его восстановленная кровля должна лежать на отметках до 400—500 м, а в ряде случаев и выше. В синклиналях указанной зоны поверхность верхнемеловых отложений погружается до отметок ниже —300 м, в Кургантузской мульде до —450 м, а в Кашкаратинской мульде до —900 м. Таким образом, предельный размах тектонических движений в зоне южного погружения Урала приближается к 1500 м. Амплитуда «волн» основных североприаральских структур колеблется от 400 до 1000 м. Обычно градиент наклона поверхности меловых отложений (исключая участки флексур и приразломных опусканий) здесь изменяется от 5 до 20 м на 1 км.

В краевых участках развития палеогеновых отложений на Мангышлаке кровля мела расположена на отметках 100—150 м. Такие же отметки эта поверхность имеет на Кассарминском поднятии, немногим меньше (около 0) — на Северо-Бузачинском. В пределах обнаженной части меловые породы на Мангышлаке залегают на отметках до 300—350 м.

Такие же отметки меловые отложения имеют на продолжении Мангышлака под неогеновым покровом Устюрта. При отсутствии преднеогенового эрозионного среза, который в наиболее приподнятых участках суммарно достигает 800 м, а может быть, и более, меловые отложения располагались бы здесь на отметках не менее 1000 м (Шлезингер, Плещеев, 1959).

В соседних с Мангышлакской системой дислокаций Северо-Устюртском и Южно-Мангышлакском прогибах кровля мела опускается соответственно до —1100 и —1200 м. Следовательно, максимальный размах послемеловых движений на Мангышлаке и прилежащих территориях достигает 1550 м. Если же принять во внимание восстановленную кровлю меловых отложений на Мангышлаке и считать, что она достигала 1000 м, то амплитуда тектонических движений за время, прошедшее после мелового периода, будет не менее 2200 м. Поверхность меловых отложений чаще всего имеет наклон 10—20 м на 1 км. Нередко этот наклон увеличивается до 30—35 м на 1 км и более, а иногда, наоборот, падает до 6—8 м на 1 км.

В пределах Нижнеамударьинской антиклинальной зоны, Питнякской и Мешеклинской антиклиналей поверхность размытых (до нижнего мела) меловых отложений залегают на отметках до 200—250 м, а в соседнем Хорезмско-Измаильском прогибе кровля мела погружается до —600, —1000 м, т. е. разница в залегании меловых пород здесь превышает 1200 м.

В Карашорской антиклинальной зоне меловые отложения поднимаются до 200 м, а к юго-западу, в Учтаганской синклинали, опускаются до —1200 м, причем средний градиент падения поверхности мела равен 30—40 м на 1 км. В пределах Бухаро-Хивинской системы дислокаций амплитуда движений по кровле меловых отложений близка к 1000 м, но градиент ее падения остается таким же, как и к юго-юго-западу от Аму-Дарьи, а в ряде случаев даже несколько больше.

В зоне Центрально-Кызылкумских поднятий и впадин сохраняются предельные амплитуды колебаний кровли мела, характерные для Бухаро-Хивинской системы дислокаций, хотя градиент наклона поверхности меловых отложений обычно значительно ниже (5—20 м на 1 км). Если сравнивать наиболее низкое залегание кровли мела во впадинах

с восстановленным ее положением на поднятиях, то общий размах послемеловых движений будет 1500—2000 м.

На Нижнесырдарьинском своде размытая до среднего альба поверхность меловых отложений имеет отметки до 200—300 м. У подножия юго-восточной части хр. Каратау мел залегает на отметках, превышающих 250—300 м. В соседней к югу Сырдарьинской впадине кровля мела погружается до —700, —800 м. Наклон поверхности меловых отложений обычно достигает 10—16 м на 1 км.

В пределах Тургайской и Чуйской синеклиз разница между максимальным и минимальным положениями поверхности меловых отложений имеет значительно меньшую величину (500—700 м), чем в других местах Туранской плиты. В этих участках меньше и величина градиента наклона кровли мела, она не превышает 8—10 м на 1 км.

Как вытекает из краткого обзора поведения кровли мела, в пределах внутренних частей Туранской плиты наибольший размах тектонических движений в послемеловое время имел место в районе Мангышлака — Туаркыра. Здесь же наблюдаются и наибольшие градиенты наклона поверхности меловых отложений. Наименьшие цифры как амплитуды тектонических движений за послемеловое время, так и градиентов наклона кровли мела наблюдаются в Тургайской и Чуйской синеклизах. Остальные участки Туранской плиты занимают промежуточное положение.

Для сравнения проследим, каков характер залегания осадочного чехла на Русской платформе. Он хорошо выявляется на структурных картах разных горизонтов, опубликованных в различных работах (Шатский, 1945; Бакиров, 1948; Наливкин и др., 1956; Тектоническая карта СССР, 1956; Нечитайло и др., 1957; Фотиади, 1958; Клименко, 1958, и мн. др.).

На картах, на которых показана современная поверхность кристаллического фундамента Русской платформы (Нечитайло и др., 1957; Фотиади, 1958), видно, что разница в залегании наиболее повышенных и наиболее пониженных ее участков (исключая глубочайшие окраинные синеклизы платформы — Прикаспийскую и Печорскую) достигает 3—4 тыс. м. Градиент наклона поверхности фундамента обычно не превышает 5—15 м на 1 км и лишь местами, в зоне флексур, увеличивается до 30—50 м на 1 км.

В центральных областях Русской платформы крайние точки залегания кровли нижнешигровского горизонта (Нечитайло и др., 1957) разнятся на 1900 м, а градиенты ее наклона колеблются от 2,5 до 5 м на 1 км и только в местах флексуобразных изгибов увеличиваются до 10 м на 1 км. Кровля верейского горизонта имеет крайние значения с разностью 1300 м, а градиент ее наклона примерно тот же. По подошве казанского яруса первая величина для северо-востока Московской синеклизы достигает 650 м, градиенты же падения обычно равны 2,5—4 м на 1 км и нигде не превышают 7 м на 1 км.

На обширной территории Волго-Уральской нефтеносной области кровля верейского горизонта залегает на отметках от 0 до —1500 м (Наливкин и др., 1956). Градиенты наклона этой поверхности не превышают 5—10 м на 1 км. Такие же градиенты падения мы видим на структурных картах, составленных по кровле кыновских слоев и по кровле угленосного горизонта нижнего карбона. Только в отдельных случаях, при наличии резких флексур, они возрастают до 15—20 м на 1 км. Кровля отложений перми в крайних точках разнится на 1000 м, а градиент ее падения обычно равен 3—5 м на 1 км, увеличиваясь на флексурах до 13—15 м на 1 км. Колебание отметок юры в районе Саратова — Пензы — Пугачева достигает 650 м, а градиент ее падения обычно не превышает 5 м на 1 км и только в полосе флексур увеличивается до 16 м на 1 км. Кровля турона в районе Пенза — Ульяновск залегает на отметках от 0

до 250 м, причем градиент наклона поверхности турана колеблется от 3 до 6 м на 1 км.

В пределах глубоко погруженной Днепровско-Донецкой впадины поверхность пестроцветной толщи триаса и перми (Клименко, 1958) погружается от 100 м на окраине впадины до —1200 м в ее осевой части. Градиент падения этой поверхности в местах наибольшего сгущения стратоизогипс, соответствующих флексуорообразным ограничениям впадины, достигает 15—20 м на 1 км. За пределами этих участков он падает до 2—5 м на 1 км. Примерно так же ведет себя кровля юрских отложений. Кровля сеномана на площади Воронежской антеклизы расположена на отметках от —100 до +220 м (Мушенко, 1960); она погружается в сторону Днепровско-Донецкой впадины и в ее осевой части залегает на отметках —900 м, т. е. размах послесеноманских движений по линии через одну из наиболее подвижных впадин Русской платформы немного превышает 1100 м. Градиент падения поверхности сеноманских отложений в полосе флексур не превышает 8 м на 1 км, а за ее пределами — 4—5 м на 1 км.

Из сравнения цифр, относящихся к Туранской плите и Русской платформе, можно сделать вывод, что для первой характерны большие величины размаха тектонических движений и большая их дифференцированность. По предельной разнице колебаний отметок поведение кровли мела почти по всей Туранской плите можно сравнить с поведением поверхности кристаллического фундамента Русской платформы (если не брать в расчет глубочайшие Прикаспийскую и Печорскую синеклизы, расположенные на ее окраинах). Также вполне сравнимы градиенты наклона этих поверхностей. Еще ближе по размаху к кровле мела Турана, а местами даже имеют меньшие значения более высокие палеозойские горизонты Русской платформы. Градиент же падения слоев здесь, как правило, значительно меньше, он сравним только с градиентами Чуйской и Тургайской синеклиз Туранской плиты. К нему приближаются градиенты наклона кровли мела в Сырдарьинской впадине. Еще более спокойны условия залегания мезозойских горизонтов Русской платформы по сравнению с поверхностью мела Туранской плиты. Исключение опять-таки составляет ее чуйско-тургайская часть. Правда, в отдельных интенсивно прогибающихся впадинах Русской платформы (например, в Днепровско-Донецкой впадине) предельные колебания поверхности сеноманских отложений достигают 1000 м и более и по амплитуде приближаются к амплитуде колебаний кровли мела многих районов Туранской плиты. Но даже в сравнении с этой областью Русской платформы стратиграфически более высокий, чем поверхность сеномана, горизонт, каким является кровля мела, в пределах Туранской плиты имеет значительно больший размах. Еще значительно эти поверхности различаются по градиенту их наклона, который в Туране, как правило, больше в 2—5 раз.

Таким образом, можно констатировать, что для внутренних частей Туранской плиты характерен больший размах тектонических движений и большая их интенсивность, чем для Русской платформы.

Еще больший размах движений отмечается в южных, окраинных частях Туранской плиты, при приближении к альпийским складчатым сооружениям Кавказа, Копет-Дага и Памира и эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня.

Юго-западная окраина Туранской плиты в неоген-четвертичное время испытала очень интенсивные опускания и вошла в состав системы краевых прогибов альпийской складчатой зоны. Здесь намечаются два таких прогиба. Один из них (Предкопетдагский) компенсирован осадками и в геоморфологическом отношении представляет низменную равнину. Восточная часть другого краевого прогиба (Терско-Каспийского)

соответствует глубоководной впадине среднего Каспия. Интенсивность прогибания в ней превышает скорость накопления осадков, в связи с чем этот прогиб является некомпенсированным. Прилежащие к названным прогибам окраинные участки Туранской плиты подвергались их воздействию.

На обширной территории Низменных Кара-Кумов, от хр. Большой Балхан на западе до р. Теджен на востоке, меловая поверхность испытывает региональное погружение с севера на юг, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

На Каракумском своде граница палеогена и мела расположена на отметках —25, —50 м, в отдельных блоках неогеновые породы лежат на размытой поверхности меловых отложений, а непосредственно к югу она погружается до —2000 м, т. е. здесь размах колебаний поверхности мела приближается к 2000 м, а градиент ее общего наклона равен 10—20 м на 1 км.

Такое же региональное погружение поверхность меловых пород испытывает в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба на восточном побережье Каспия, между п-овом Тюб-Караган и заливом Кара-Богазгол. Это погружение продолжается под водами среднего Каспия, где отметки залегания кровли меловых отложений (по данным морских сейсморазведочных работ) составляют примерно —2000 м. Если же принять во внимание отметки залегания восстановленной кровли меловых отложений на п-ове Мангышлак (+1000 м) т. е. размах движений за послемеловое время составит 3000 м. Такое глубокое погружение меловых пород по периферии Туранской плиты, тяготеющей к альпийским геосинклиналям, объясняется вовлечением по фронту окраинных участков платформы в опускания, вызванные образованием краевых прогибов.

Вовлечение окраинных участков платформы в опускание краевых прогибов может происходить не только по их фронту, но и в районах замыкания краевого прогиба по его простиранию. Примером такого опускания является западная часть Мургабского прогиба, непосредственно продолжающаяся по простиранию восточную центриклиналь Предкопетдагского прогиба. Эта часть Мургабского прогиба выполнена также довольно мощной (до 500 м) толщей неогеново-четвертичных отложений, но не носящих, в отличие от одновозрастных осадков в Предкопетдагском прогибе, молассового характера. Кроме того, этот прогиб, в отличие от краевого, не компенсирует растущего горного сооружения, а целиком находится внутри платформенной области. По сравнению с фронтальным опусканием величина прогибания здесь несколько меньше: кровля мела залегает на отметках до —1700 м.

Внешнюю границу как Предкопетдагского, так и Терско-Каспийского краевого прогиба мы проводим, с некоторой долей условности, по намечающемуся увеличению крутизны наклона слоев (флексуры) и по исчезновению характерного для краевых прогибов набора формаций. Однако область опускания, связанная с формированием этих краевых прогибов, распространяется на десятки или даже сотни километров далеко в глубь платформы. Это опускание компенсируется толщами неогеново-четвертичных осадков, мощность которых закономерно уменьшается от многих сотен и даже тысячи метров у внешнего борта краевого прогиба до десятков метров во внутренних частях платформы.

Граница участков платформы, захваченных опусканием в связи с формированием краевых прогибов, имеет сложные, извилистые очертания. Максимально в глубь платформы она распространяется на участках, прилегающих к наиболее прогнутым частям краевых прогибов, и, наоборот, резко сокращается в местах их замыкания. В то же время не менее существенное значение имеют структурные элементы платформы, прилегающие к краевым прогибам. В зонах крупных поднятий прогибание,

вызванное формированием краевых прогибов, проникает на значительно меньшее расстояние, так как оно здесь быстрее нейтрализуется противоположным для этих отрезков характером развития.

Опускание, обусловленное формированием краевых прогибов, охватывает территории, которые и до этого испытывали длительные опускания, усиливая их темп и общую величину, как это, например, имеет место на большей части площади Низменных Кара-Кумов. В других случаях эти прогибания резко накладываются на структурные элементы, испытывающие относительный подъем, и приводит к их погребению. Примером такого наложенного прогибания является восточное побережье Каспийского моря между п-овом Тюб-Караган и заливом Кара-Богаз-гол. Неогеновые осадки здесь регионально погружаются на юго-запад, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба, несогласно перекрывая различные структурные элементы платформенного чехла, четко выраженные в юрском, меловом и палеогеновом комплексах пород (Столяров, Шлезингер, 1962).

Таким образом, резкое погружение меловых пород на окраинных участках Туранской плиты, прилегающих к альпийским геосинклинальным областям, обусловлено главным образом их вовлечением в опускания неогеново-четвертичных краевых прогибов.

Еще большего размаха тектонические движения, деформировавшие меловую поверхность, достигли в юго-восточных окраинных частях Туранской плиты (Предкиргизский прогиб, Приташкентская, Ферганская, Кашкадарьинская, Таджикская и Мургабская впадины и разделяющие их горные возвышенности). Начиная со среднего олигоцена эта окраинная область Туранской плиты была охвачена мощными процессами эпиплатформенной орогении, характеризующейся резкой дифференциацией тектонических движений. Границу Туранской плиты, существовавшую до среднего олигоцена, в этом районе установить трудно. Сейчас здесь существует ряд высоких горных хребтов, разделенных и окаймленных глубокими тектоническими депрессиями. Судя по характеру разреза, о чем говорилось выше, на месте этих депрессий до нижнего олигоцена включительно господствовал режим платформенный или очень близкий к платформенному. Позднее здесь начались прогибания и отложение континентальной красноцветной молассовидной формации, мощность которой в Ферганской впадине достигает 6 км, а в Таджикской — 6—7 км. При сравнении поверхности горных хребтов и указанных выше впадин устанавливается, что общий размах тектонических движений в этой области составляет за рассматриваемое время 10—15 км.

Эпиплатформенные орогенные движения создали высокие горные хребты и прилегающие к ним глубокие предгорные и межгорные впадины и прогибы. Предгорные впадины и прогибы отличаются от межгорных тем, что внешняя граница распространения выполняющих их пород в рельефе, как правило, не выражена, в то время как вторые со всех или почти со всех сторон окружены горными массивами.

Следует сразу же оговориться, что мы считаем предгорные впадины и краевые прогибы (часто фигурирующие в геологической литературе как синонимы) принципиально различными структурными элементами. Первые возникают в результате эпиплатформенных орогенных движений, которым предшествовал платформенный этап развития. Краевые же прогибы, как известно, являются компенсационными структурами, возникавшими вдоль фронта растущих складчатых горных сооружений в период главного этапа складчатости и орогении.

Область очень активных эпиплатформенных орогенных движений ограничена на северо-западе зоной, идущей наискось к простиранию древних структур, примерно от г. Джамбул на северо-востоке до г. Карши на юго-западе, или от северо-западного окончания Терскей-Алатау

к северо-западному борту Предгиссарского прогиба. От этой зоны в глубь Туранской плиты еще протягиваются отдельные невысокие палеозойские хребты, возникшие в результате эпиплатформенных орогенных поднятий, но контрастность молодых тектонических движений здесь резко уменьшается, и в образованных ими впадинах исчезает типичная для Ферганской и Таджикской впадин молассовидная формация. Ее место занимают сравнительно тонкие терригенные отложения, которые местами имеют еще повышенные мощности, но в формационном отношении близки к соответствующим им по возрасту осадкам внутренних частей Туранской плиты.

Эпиплатформенные орогенные движения отличаются от соответствующих по времени тектонических движений более внутренних областей Туранской плиты преемственностью от более древних движений. На обширных пространствах Мангышлака, Устюрта, Северного Приаралья и других внутренних территорий Туранской плиты наблюдается соответствие структурных планов мела, палеогена и неогена, вплоть до того, что современный рельеф неогенового плато Устюрта наследует основные черты структурного плана более низких горизонтов платформенного чехла (Яншин, 1948; Шлезингер, Плещеев, 1959; Васильев, Мильничук, 1961). Здесь в неогеновое и четвертичное время происходили движения земной коры, представляющие собой заключительную стадию импульса, полученного от герцинского цикла тектогенеза. Напротив, имеются данные о наложенности в рассмотренных районах активных эпиплатформенных орогенных движений (Петрушевский, 1955, 1, 2; Захаров, 1955, 1958, и др.); хотя для ряда конкретных участков вопрос о соотношениях юрско-палеогенового и неогенового структурных планов до сих пор не решен. Возможно, что в некоторых случаях орогенные движения связаны с перемещениями по глубинным швам, которые существовали в палеозое, но не проявлялись в течение мезозоя и палеогена.

Туранской плите свойственно большое разнообразие морфологических типов тектонических структур — от пологих, изоморфных, до резких, линейных. В ее пределах известны такие структуры, как Центрально-Каракумский свод, имеющий форму неправильного треугольника, округлый Карабогазский свод, своеобразный Нижнесырдарьинский свод в форме неправильного многоугольника. Несколько более линейный характер, но также весьма неправильную, «глыбовую» форму имеют поднятия гор Ауминзатау, Тамдытау и других кызылкумских возвышенностей. Приближается к ним по форме поднятие Приташкентских чулей. Также неправильную, слаболинейную форму имеет широкое Северо-Бузачинское поднятие. Наиболее пологие отрицательные структуры известны на востоке и северо-востоке Туранской плиты. Это Чуйская и Тургайская синеклизы. К ним приближается по форме Сырдарьинская впадина, но она имеет гораздо большую глубину. Округлую форму приобрели впадины, разделяющие поднятие Кызылкумских гор, — Мынбулакская, Карактинская и др.

Однако Туранской плите более свойственны не изоморфные структуры подобного типа, а структуры линейные, голоморфные. Последние как бы роднят дислокации молодых платформ с дислокациями складчатых областей. К таким структурам прежде всего относятся четкие дислокации Мангышлакской системы. Для них характерна резкая выраженность, исключительная линейность, соответствие по величине положительных и отрицательных форм, ориентированность движения масс, выражающаяся в однообразном наклоне плоскостей складок. Весьма близки к мангышлакским структурам тектонические формы Туаркырской системы дислокаций. Несколько более слабо выраженные, но также достаточно четкие структуры, обладающие названными выше свойствами, развиты в зоне южного погружения Уральской складчатой системы.

К ним приближаются структуры Северо-Западного Устьярта. Многими чертами голоморфности обладает ряд структур Бухаро-Хивинской системы дислокаций и Нижнеамударьинской антиклинальной зоны. Весьма линейны структуры Северного Устьярта, синклиналиной зоны «бессточных впадин», Хорезмско-Измаильского прогиба и др.

Все перечисленные структуры по происхождению и развитию являются унаследованными (Яншин, 1948; 1951; Гарецкий, 1962). Они-то и определяют облик Туранской плиты. На Русской платформе имеются описанные выше структуры Турана типа пологих синеклиз, округлых неправильных впадин и сводов, а унаследованные линейные тектонические формы на ней отсутствуют.

Унаследованные дислокации эпигерцинской части Туранской плиты резко отличаются от плакантиклиналей и плакосинклиналей древних платформ. Прежде всего в большинстве случаев они различны по форме. Для первых характерна исключительно выдержанная линейность. Среди вторых только некоторые типы (туймазинский и бугурусланский; Шатский, 1945) более или менее линейны, но в несравненно меньшей степени, чем унаследованные дислокации молодых платформ. Многие структуры древних платформ имеют вид широких щитообразных асимметричных вздутий, коробчатых структур или очень неправильных поднятий.

Плакантиклинали расположены спорадически, поодиночке или образуют вытянутые ряды. Часто отдельные плакантиклинали располагаются под углом, а изредка и перпендикулярно одна другой.

Унаследованные дислокации на многих участках выполняют все пространство молодых платформ и образуют параллельные ряды линейно-вытянутых антиклинальных и синклиналиных зон, сходных в этом отношении с рядами линейных складок в геосинклиналиных областях.

Ряды плакантиклиналей не сопровождаются рядами синклиналей, унаследованные же антиклинали, наоборот, всегда сопровождаются равновеликими унаследованными синклиналиями.

Плакантиклинали древних платформ представляют собой образования, возникшие в результате вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента по рассекающей его сети расколов. В образовании унаследованных структур также большое значение имеют разломы, но не меньшую роль в их возникновении и развитии играют климативные изгибы.

Отмеченное выше различие морфологических особенностей тектонических структур связано с различием возраста складчатого фундамента. Чем меньше время, отделяющее эпоху отложения платформенных осадков от эпохи складчатости геосинклиналиных пород фундамента, т. е. чем меньше перерыв между складчатым фундаментом и платформенным чехлом, тем более резкие унаследованные формы развиваются в чехле. Так, наиболее резкие дислокации возникли в зоне Мангышлакского пермо-триасового внутреннего прогиба, складчатость которого развивалась в конце среднего или в начале верхнего триаса. Менее резкие, но весьма отчетливые дислокации развиты в зоне южного погружения Урала, где складкообразование началось в верхнем карбоне и закончилось в нижнем триасе. Еще менее выразительные унаследованные структуры расположены в районе Северного Устьярта и в Приамударьинском районе, на продолжении широтных герцинид Тянь-Шаня, складчатость которых началась в среднем карбоне. На эпикаледонской же части Туранской плиты в мезо-кайнозойских отложениях унаследованные дислокации почти полностью отсутствуют. На них в мезозое образуются уже крупные идиоморфные платформенные структуры типа синеклиз. На докембрийских платформах унаследованные дислокации не отмечались, что, скорее всего, обусловлено большим перерывом между временем развития складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла.

Следует отметить, что в зоне Центральнокызылкумских поднятий и впадин, в восточных частях Бухаро-Хивинской и Сырдарьинско-Приташкентской областей в морфологии структур осадочного чехла начинает ощущаться блоковое строение района. Это, по-видимому, связано с тем, что тектоника фундамента тех областей Туранской плиты, которые прилегают к Тянь-Шаню, имеет преимущественно складчато-глыбовый характер. Раскальвание фундамента на отдельные глыбы особенно усилилось в неогеново-четвертичное время в результате воздействия орогенных эпиплатформенных движений. Это явление получило определенное отражение в строении поверхности меловых отложений.

Выясненная выше взаимосвязь между строением платформенного чехла и характером фундамента позволяет на основе изучения структур чехла, легче достижимых для исследования, судить о строении погребенных областей фундамента. В этом отношении особенно важен тот факт, что большая часть структур эпигерцинских платформ имеет унаследованный характер. Изучая план дислокаций чехла и особенности их развития, можно сделать выводы о простираниях погребенных структур фундамента, о взаимоотношениях их в плане, а в ряде случаев даже об их интенсивности, местах погружения и воздымания их осей и т. д. Ряд примеров подобного использования характера дислокаций чехла для расшифровки устройства фундамента приведен в работах А. Л. Яншина (1948, 1951) и Р. Г. Гарецкого (1962). Разбор строения платформенного чехла имеет особое значение для решения таких вопросов, как, например, установление тектонической природы Южно-Эмбенского краевого поднятия и проведение юго-восточной границы Русской платформы, уточнение восточной границы уралид, выяснение связей между складчатыми сооружениями Урала и Тянь-Шаня, определение границ Мангышлакской зоны и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р. Е. Основные черты строения Приамударьинской части Юго-Восточной Туркмении.— Геол. нефти и газа, 1961, № 2.
- Айзберг Р. Е., Камышев Н. Н. О солянокупольных поднятиях Юго-Восточных Каракумов и возрасте слагающих их отложений.— Геол. нефти и газа, 1960, № 6.
- Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак.— Труды Нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1941, вып. 16.
- Алешин В. М. Условия залегания палеогеновых отложений Южно-Эмбенского поднятия Северо-Западного и Северного Устюрта.— Труды Ин-та нефти АН Казахской ССР, 1959, 3.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркенистана. Ашхабад, Изд-во АН Туркменской ССР, 1961.
- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. 2. Мангышлак.— Труды Арало-Касп. экспед., 1915, вып. 8.
- Астафьева Л. Ф. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражение в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт).— Труды Союзной геолого-поиск. конторы, 1961, вып. 2.
- Бабаев А. Г. О характере тектонических движений в Западном Узбекистане в меловом периоде.— Изв. АН Узбекской ССР, серия геол., 1955, № 7.
- Бабаев А. Г. Фации и геологическая история Западного Узбекистана в меловой период.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1957, 32, вып. 3.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1959.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. К познанию тектоники Западного Узбекистана в связи с его нефтегазоносностью.— Узб. геол. журнал, 1959, № 3.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. 1. Геологическое районирование мезозойских нефтегазоносных отложений Западного Узбекистана.— Сов. геология, 1960, № 12.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. 2. О закономерностях размещения залежей газа и нефти в мезозойских отложениях Западного Узбекистана.— Новости нефт. техн., геология, 1960, № 3.
- Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности Кара-Колпакии.— Узб. геол. журнал, 1960, № 5.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н. Этапы развития основных структурных элементов Западного Узбекистана. В кн.: «Новые данные о геологии

- и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Ин-т научн. и техн. информ., 1961.
- Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М.—Л., Госнаучтехиздат, 1948.
- Бакиров К. Х., Чимбулатов М. А., Лушков Ю. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности Чуйской впадины. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Ин-т научн. и техн. информ., 1961.
- Балашов Е. В., Бараш Б. И., Грачев Г. И., Соколов В. Я. Вопросы геологического строения Фарабской антиклинали. В кн.: «Геология и нефтегазосность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Бараш Б. И., Соколов В. Я. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности Фарабской структуры. В кн.: «Новые данные по геологии и нефтегазосности Средней Азии». Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Беленький Г. А. Геологическое строение Джамсугумского поднятия.— Докл. АН Узбекской ССР, 1955, № 5.
- Беленький Г. А. Геологическое строение Приташкентских чучей.— Труды Ташкент. ун-та, 1961, вып. 181, геол. науки, кн. 16.
- Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов В. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 5.
- Борисов А. А. О глубинном строении Мургабского погребенного выступа.— Геол. нефти и газа, 1959, № 10.
- Борисов А. А. и др. Очерки геологического строения и нефтегазосности Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Варганов С. П., Корнев В. А. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия. (По результатам морских сейсмических исследований).— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 5.
- Васильев Ю. М. Тектоническое строение полуострова Бузачи.— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
- Васильев Ю. М. Перспективы нефтегазосности полуострова Бузачи.— Новости нефт. техн., геология, 1957, № 4.
- Васильев Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.
- Васильев Ю. М., Миляничук В. С. Структурный план неогеновых отложений Устюрта.— Новости нефт. и газ. техн., геология, 1961, № 3.
- Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое.— Труды Ин-та геол. АН Узбекской ССР, 1948, вып. 1.
- Воскобойников М. Е. О стратиграфии мезозойских отложений района низовьев р. Сыр-Дарья.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1956, вып. 24.
- Габрильян А. И. Литология, палеогеография и вопросы нефтеносности верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1957.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Кара-Кумов.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, вып. 30.
- Габриэлянц Г. А., Смолко А. И. Новые данные о геологическом строении. В кн.: «Перспективы нефтегазосности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примугоджарья. (О древнем рельефе палеозойского основания периферии Мугоджар).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 2.
- Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 6.
- Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 5.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы. Сов. геология, 1958, № 2.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубины залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. Морские альбские отложения на западном берегу Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 6.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. К стратиграфии верхнемеловых отложений Кассарминской антиклинали на западном берегу Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1959, 124, № 5.

- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума.— Сов. геология, 1961, № 12.
- Гейман Б. М., Коккина Н. С. Новые данные о тектонике севера Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции.— Геол. нефти, 1958, № 8.
- Германюк М. М. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Юго-Восточной Туркмении. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Германюк М. М., Давыдов А. Н., Дикенштейн Г. Х., Комиссаров Г. И. Геологическое строение и перспективы газонефтеносности южной группы структур юго-восточной Туркмении.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1961, вып. 35.
- Годин Ю. Н. 1. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Годин Ю. Н. 2. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Туркменистана.— Новости нефт. техн., геология, 1960, № 11.
- Годин Ю. Н. 3. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 4.
- Годин Ю. Н., Сытин Ю. И. О методике построения и основных чертах строения поверхности доюрского фундамента в пределах закрытой территории западной части Средней Азии.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1961, 46. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2.
- Годин Ю. Н., Фоменко К. Е. Глубинное геологическое строение Юго-Восточной Туркмении по данным региональных сейсмических исследований.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 6.
- Годин Ю. Н., Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г. и др. Каракумский нефтегазоносный бассейн.— Новости нефт. техн., геология, 1960, № 11.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР (к проблеме нефтегазоносности западных областей Средней Азии).— Сов. геология, 1958, № 1.
- Губин И. Е. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования юга Средней Азии).— Изв. Тадж. филиала АН СССР, 1943, № 2.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. (Геология и сейсмичность). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гумбольдт А. Центральная Азия. Исследования о цепях гор и по сравнительной климатологии Т. I. Пер. с франц. П. И. Бородзича. Под ред. Д. Н. Анучина. М., 1915.
- Давлятов Ш. Д. Об альпийской тектонике западных окончаний Зирабулак-Зиаэтинских антиклинальных поднятий и их связи с Каганской группой положительных складок.— Узб. геол. журнал, 1961, № 2.
- Дикенштейн Г. Х. Новые данные по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности западной части Средней Азии.— Геол. нефти и газа, 1959, № 5.
- Дикенштейн Г. Х. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности запада Средней Азии. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Зайдельсон М. И. и др. Газлинское газонефтяное месторождение. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Ильин В. Д., Каеш Ю. В. и др. 1. Геология и газонефтеносность месторождения Газли. В кн.: «Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Ильин В. Д., Каеш Ю. В. и др. 2. Основные черты геологического строения и газонефтеносности Бухаро-Хивинской провинции. В кн.: «Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Димаков А. И. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб., № 4.
- Дитмар В. И. Соляные купола в Бетпак-Дала (Южный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 5.
- Дитмар В. И. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности палеозоя Чу-Сарыусуйской (Чуйской) впадины.— Новости нефт. и газ. техн., геология, 1962, № 3.

- Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Геол. нефти, 1957, № 7.
- Екшибаров С. В. Кашка-Дарьинская область. Т. I. Геология.— Труды Ташкент. ун-та, новая серия, 1959, вып. 155, геогр. науки, кн. 14.
- Екшибаров С. В. О тектонике и нефтегазоносности Кашка-Дарьинской впадины и юго-западной части Гиссарской мегантиклинали. В кн.: «Вопросы геологии Узбекистана». Ташкент. Изд-во АН Узбекской ССР, 1960.
- Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 56.
- Жуковский Л. Г. Результаты геологоразведочных работ треста «Узбекнефтегазразведка» за 1957—1958 гг. и их направление на ближайшие годы. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Жуковский Л. Г., Дудова Н. Ф., Каеш Ю. В., Петров И. В. Новые газонефтяные месторождения Бухаро-Хивинской депрессии.— Геол. нефти, 1957, № 11.
- Жуковский Л. Г., Ильин В. Д. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Бухаро-Хивинской депрессии.— Геол. нефти, 1957, № 7.
- Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42.
- Загоруйко В. А., Скворцов И. В. Палеогеновые отложения Западного Приаралья.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1959, вып. 23.
- Зайцев Н. С. О строении Сарысуйских куполов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 5.
- Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гилсов Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 108, серия геол. (№ 36).
- Замаренов А. К., Бройтман А. Р., Дунаев В. Ф., Скибельский В. Л. О юго-восточном обрамлении Прикаспия.— Геол. нефти, 1959, № 1.
- Захаров С. А. Условия формирования структур Таджикской депрессии.— Изв. Отд. естеств. наук АН Таджикской ССР, 1955, вып. 9.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН Таджикской ССР, 1955, вып. 9.
- Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии.— Труды АН Таджикской ССР, 1958, 95.
- Иванов Е. В. Гидрогеологические исследования северной части Приташкентского уезда в 1923 г. Материалы по гидрогеологии. Ташкент, Изд-во Упр. водн. хоз-ва Средней Азии, 1925.
- Ишутин В. В. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Северо-Устьюртского прогиба.— Геол. нефти и газа, 1960, № 10.
- Калинин О. Н. О тектонике Репетекской зоны поднятий.— Геол. нефти и газа, 1961, № 7.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности Тургайской и Иртышской впадин.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Кассин Н. Г. Тургайская впадина. В кн.: «Геология СССР. Т. 20. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание». М., Госгеолгиздат, 1941.
- Клименко В. М. Тектоника Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: «Геология СССР. Т. 5. Украинская и Молдавская ССР, ч. 1.». М., Госгеолгиздат, 1958.
- Коган А. Б. О тектоническом строении полуострова Тюб-Караган.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
- Коган А. Б., Пасуманский И. М. Новые данные о тектоническом строении южного Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
- Копавевич Л. П. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Корнев В. А. Геологическое строение юго-восточной части акватории туркменского сектора Каспийского моря по данным морских геофизических исследований.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн. и геол. наук, 1960, № 6.
- Кравченко Н. Е. О сочленении Большебалханской антиклинали и Каракумской платформы.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1961, вып. 35.
- Краев П. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Устьюрта.— Новости нефт. техн., геология, 1957, № 4.
- Крымгольц Г. Я. О результатах геологических исследований в южной части Питнякского района.— Изв. Всес. геол. фонда, 1946, вып. 1.
- Жузнецов Ю. Я., Прусов В. В. Результаты геолопоисковых работ Аэрогеологической экспедиции 11 (ВАГТ) за 1957—1958 гг. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.

- Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 3.
- Кузьмина О. А. Геологическое строение левобережья р. Аму-Дарьи на участке Кунград—Ташауз.— Труды Союза. геологопоиск. конторы, 1960, вып. 1.
- Кунин Н. Я. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Чу-Сарысуйской депрессии.— Изв. АН Казахской ССР, серия геол., 1961, вып. 2 (43).
- Кунин Н. Я. О тектоническом строении Средне-Сырдарьинской депрессии по результатам геофизических съемок.— Новости нефт. и газ. техн., геол., 1962, № 3.
- Куприн П. Н. Основные черты тектоники Прикарабагаской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности.— Новости нефт. техн., геология, 1959, № 1.
- Кучапин А. В. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Чуйской впадины.— Геол. нефти, 1957, № 7.
- Лебзин Е. В. 1. Некоторые черты структуры северо-западной части Бухаро-Хивинской депрессии.— Докл. АН Узбекской ССР, 1958, № 12.
- Лебзин Е. В. 2. О некоторых особенностях тектоники покровных отложений северо-западной части Бухаро-Хивинской депрессии.— Докл. АН Узбекской ССР, 1958, № 10.
- Лебзин Е. В. 1. О тектоническом строении и нефтегазоносности северо-западной части Бухаро-Хивинской впадины.— Узб. геол. журнал, 1961, № 1.
- Лебзин Е. В. 2. Об изучении истории развития Газлинской антиклинали в связи с формированием залежей нефти и газа. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Изд-во Гос. ин-та научн. и техн. информ., 1961.
- Лебзин Е. В., Симоненко А. П. К вопросу о формировании Рометанской впадины.— Докл. АН Узбекской ССР, 1961, № 2.
- Левин А. И., Левин Л. В. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Красноводского полуострова.— Новости нефт. техн., геология, 1959, № 9.
- Левин А. И., Левин Л. В., Шолохов В. В. О тектонике и перспективах нефтегазоносности Восточного Прикарабагазья.— Новости нефт. техн., геология, 1961, № 11.
- Лигуша В. Н. К вопросу о тектоническом районировании Южного Приаралья.— Докл. АН Узбекской ССР, 1962, № 1.
- Луппов Н. П. 1. Большой Балхан и Куба-Даг. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР, ч. 1». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Луппов Н. П. 2. Красноводское плато и Чильмамедкумы. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР», ч. 1 М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Луппов Н. П. 3. Туаркырский район и Юго-Западный Устюрт. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР», ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мазина Е. А., Овечкин Н. К. Тектоника. В кн.: «Геологическое строение Тургайского прогиба».— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1961, 53.
- Мелькановицкий И. М. 1. Геологическая интерпретация материалов глубинных геофизических исследований закрытой части Приташкентского района.— Узб. геол. журнал, 1962, № 1.
- Мелькановицкий И. М. 2. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов, по данным геофизических исследований.— Сов. геология, 1962, № 2.
- Мильштейн Д. М. 1. К вопросу о строении свода Байрамалийской структуры.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 5.
- Мильштейн Д. М. 2. К истории тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 5.
- Мирошниченко В. П. Тектоника Гаурдака.— Изв. Туркм. филиала АН СССР, 1945, № 5—6.
- Мирошниченко В. П. Общая характеристика тектоники Гаурдак-Кугитангского района. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР, ч. 1». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Михайлов Б. М., Ларионов В. А. Тектоника и возможная нефтегазоносность южных районов Тургайского прогиба.— Материалы Всес. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1961, вып. 43.
- Мушенко А. И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 38.
- Наливкин В. Д. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1956, вып. 100.
- Нечитайло С. К. и др. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Скворцов И. В. Перспективы нефтегазо-

- ности Южного и Юго-Восточного Казахстана, Северной Киргизии и Восточного Приаралья.— Труды Всес. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1961, вып. 35.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран. Сост. Н. С. Шатский и А. А. Богданов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Пантелеев Г. Ф., Киченко Е. А. Геологическое строение северо-восточного окончания Туаркырской группы складок.— Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2.
- Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. Тектоника Южного Приаралья.— Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2.
- Петров Н. Н. Соляная толща и ее тектоника в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.— Докл. АН Узбекской ССР, 1952, № 12.
- Петров Н. П. Некоторые особенности тектоники Гаурдак-Кугитангского района, связанные с наличием соляной толщи. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР, т. I». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 3.
- Петрушевский Б. А. Сарысуйские купола.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 3.
- Петрушевский Б. А. 1. Артезианский бассейн Мын-Булак в Тургайском прогибе.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1939, 17, вып. 4—5.
- Петрушевский Б. А. 2. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бет-Пак-Далы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 5.
- Петрушевский Б. А. 1. О мезозойско-кайнозойской истории развития и структуре Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 3.
- Петрушевский Б. А. 2. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о структурной принадлежности Большого Балхана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 3.
- Плещеев И. С., Шарапов А. И., Шлезингер А. Е. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающей территории плато Устюрт.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 1.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук Узбекской ССР, 1938.
- Прусов В. В. Новые данные о геологическом строении Северных (Заунгузских) Кара-Кумов.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Птушкин Э. И., Тиунов К. В., Худайназаров Г. Тектоника Большого Балхана.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 1.
- Радюкевич Н. М. Тектоника неогенового покрова участка Эшекан—Кренкыр—Тузкыр (Каракумы).— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 46. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2.
- Рыжков О. А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1959.
- Рыжков О. А. К методике палеотектонического анализа.— Узб. геол. журнал, 1961, № 2.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д. К тектонике покровных отложений Западного Узбекистана.— Докл. АН Узбекской ССР, 1959, № 12.
- Рыжков О. А., Ибрагимов Р. Н., Юрьев А. А. Тектоника Ташкентско-Голостепенской предгорной олигоцен-антропогеновой впадины.— Узб. геол. журнал, 1961, № 5.
- Самодуров В. И. Тектоника Северо-Восточного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, серия геол., 1957, 32, вып. 4.
- Ситников В. И., Екшибаров С. В., Хаджибеков М. О строении Алатской и Фарабской антиклиналей в связи с перспективами их нефтегазоносности. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., 1961.
- Скворцов И. В. Схема тектоники и перспектива нефтегазоносности Северо-Восточной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана и Казахстана.— Геол. нефти, 1958, № 7.
- Смехов Е. М. Сарысуйские дислокации.— Докл. АН СССР, 1958, 92, № 6.
- Смирнов Л. Н. Мургабская впадина — перспективный нефтегазоносный бассейн.— Геол. нефти, 1957, № 10.
- Смирнов Л. Н. Вопросы стратиграфии и структурного плана неогеновых отложений Юго-Восточной Туркмении. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Госгостехиздат, 1961.
- 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. II. Каракалпакия». Л., 1934.

- Смолко А. И. Тектоника и нефтеносность Юго-Западного Приаралья.— Труды Колп. научно-исслед. ин-та Кара-Калпакской АССР, 1936, № 7.
- Смолко А. И. Приамударьинский район. Средний участок. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР, ч. 1». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Смолко А. И. История развития рельефа и тектоника Краснодарского полуострова.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1961, 46. Проблема нефтегазосности Средней Азии, вып. 2.
- Смолко А. И., Радюкевич Н. М., Виханский Г. Н. Тектоника неогенового покрова Северо-Западных Каракумов.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та, 1960, 42, вып. 1.
- Сотиряди К. А. Основные результаты геологопоисковых работ геологопоисковой конторы треста «Узбекнефтегазразведка» за 1957—1958 гг. и их направление на ближайшие годы. В кн.: «Перспективы нефтегазосности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Старобинец Е. Я., Эвентов Я. С. Чарджоу-Питнякский район.— Новости нефт. техн., геология, 1948, № 6.
- Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1962, 37, вып. 3.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 153, геол. серия (№ 68).
- Суворов А. И. К тектонике Ангренской долины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Сытин Ю. И. Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В кн.: «Перспективы нефтегазосности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Таль-Вирский Б. Б. Результаты геофизических работ на нефть и газ в Западном Узбекистане за 1957—1958 гг. и их направление на ближайшие годы. В кн.: «Перспективы нефтегазосности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- Таль-Вирский Б. Б. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазосной провинции по результатам геофизических исследований. В кн.: «Геология и нефтегазосность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. академика Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Теплицкий В. А. Новые данные о глубинном геологическом строении районов среднего течения Аму-Дарьи по материалам сейсмических исследований.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ. техн., хим. и геол. наук, 1960, № 4.
- Теплицкий В. А. Тектоника Репетекской зоны.— Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 4.
- Тиунов К. В. Сравнение разреза мезозойских и третичных отложений, вскрытых глубокой картировочной скважиной на площади Северо-Балханского прогиба, с разрезами Большого Балхана и восточной части Краснодарского плато.— Новости нефт. техн., геология, 1960, № 11.
- Тиунов К. В. Новые данные о возрасте и условиях залегания магматических пород на Большом Балхане.— Новости нефт. и газ. техн., геология, 1961, № 3.
- Туаев Н. П. Проблема соляной тектоники и нефтеносности соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии.— Материалы по геол. Средней Азии, 1936, вып. 6.
- Туголесов Д. А. Геологический очерк Сарыкамышской впадины и района истоков Узбоя.— Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Туголесов Д. А. Тектоника Большебалханского горста.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 3.
- Умаров А. У. 1. К характеристике формирования локальных складок Сарыташ-Джаркакской плакантиклинали.— Докл. АН Узбекской ССР, 1959, № 11.
- Умаров А. У. 2. О строении Сарыташ-Джаркакской плакантиклинали.— Узб. геол. журнал, 1959, № 5.
- Умаров А. У. К вопросу о тектонике и газонефтеносности юго-восточной части Бухаро-Каршинской антеклизы.— Узб. геол. журнал, 1960, № 4.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та геофизики, 1958, вып. 4.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Худобина Е. А. Краснодарский роин. Магматизм и явления метаморфизма. В кн.: «Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР, Ч. 1». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Худобина Е. А. Магматические породы Западной Туркмении. Труды Всес. научно-

- исслед. геол. ин-та, новая серия, 1961, 45. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 4.
- Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана.—Труды Тадж. компл. экспед., 1932, 1934, вып. 4.
- Чихачев П. К. Юго-Западный Таджикистан и Южный Узбекистан (Таджикская виргация). В кн.: «Геологическое строение». Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Чуенко П. П. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта.—Изв. Главн. геол.-развед. упр., 1931, 50, вып. 33.
- Чуенко П. П. Юго-западные отроги Гиссарского хребта. В кн.: «Геология Узбекской ССР», т. 2. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Шатский Н. С. К тектонике Центрального Казахстана.—Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шейманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.—Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов. Магадан, 1959, вып. 49.
- Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 3.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Яншин А. Л. Объяснительная записка к листу L-40. Геологическая карта СССР в масштабе 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1949.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. [Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 15(19)].
- Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Яншин А. Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Яншин А. Л. и др. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.

*В. Н. СОБОЛЕВСКАЯ***НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР
ЧЕХЛА ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛИТ****(Разбор представлений об унаследованности в тектонике
эпипалеозойских плит)****ВВЕДЕНИЕ**

Настоящая статья посвящена рассмотрению некоторых закономерностей преемственного развития структурных форм чехла от структур складчатого фундамента, наблюдаемых в пределах эпипалеозойских плит (молодых платформ).

Известно, что по этому вопросу, т. е. по вопросу об унаследованности в тектонике, существуют очень большие разногласия как в понимании самого явления, так и в трактовке термина. Поэтому задачей данного введения прежде всего является уточнение представлений, которые вкладываются нами в главные применяемые в статье термины.

Кстати, хотелось бы заметить, что, пожалуй, ни в одной науке не наблюдается такого свободного обращения с однажды введенным термином, как это имеет место в геологии и особенно в тектонике. При этом не всегда это результат закономерной эволюции и усложнения вложенных в термины понятий или установления ошибочности положенного в основу его представления, а часто — следствие произвольного толкования и применения его разными исследователями по отношению к совершенно различным явлениям. Достаточно вспомнить такие широко распространенные термины, как «фация», «формация», «унаследованность» и многие другие, которые без оговорок употреблять сейчас невозможно.

В первую очередь остановимся на определении понятия «плита», поскольку разбираемые в статье вопросы связаны с этими элементами земной коры. Хотя особых расхождений в отношении его определения пока нет, но по ряду признаков они уже намечаются.

Как известно, плитой принято называть участок земной коры, прошедший после складкообразовательных процессов стадию консолидации. В результате приобретенной жесткости дальнейшее смятие в складки жесткого основания невозможно и разрядка возникающих в нем напряжений происходит главным образом путем образования разломов.

А. Д. Архангельский употреблял этот термин как синоним термина «платформа» для древних и молодых (эпипалеозойских) консолидированных областей. Н. С. Шатский, уточняя понятие, предложил именовать плитами лишь те участки платформ, на которых накапливается рыхлый, осадочный чехол, в отличие от поднятых участков — щитов, лишенных покрова. В этом смысле, т. е. с уточнением Н. С. Шатского, мы и применяем термин «плита».

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, как правило, не допускали возможности формирования в платформенном чехле структур, в морфологическом и формационном отношении однотипных со структурами геосинклинальных областей, и полагали, что структурные особенности, наряду с формациями и магматизмом, являются одним из главных признаков, который позволяет подойти к тектоническому районированию.

Однако, как исключение из правила, на платформах, даже древних, могут быть отклонения от условий, определяющих соответствующий тектонотип. В этих случаях требуется специальное выяснение причины такого явления. Например, появление отклонений от нормальных платформенных условий может быть следствием влияния процессов, протекающих в смежных геосинклинальных областях. Так, в Скандинавии близость каледонид обусловила дислоцированность кембрия — силура в северной части грабена Осло и кембрия в районе Емтланда. Такие явления могут иметь место не только на древних, докембрийских платформах, но и на молодых, эпипалеозойских плитах.

Сказанное не следует понимать как полное отождествление тектонических свойств древних и молодых плит. Молодые плиты могут обладать также рядом характерных отличительных черт. Изучению сходства и различий древних и молодых платформ, т. е. их сравнительному анализу, в настоящее время уделяют много внимания крупные советские геологи (А. Л. Яншин и другие).

Однако, по-видимому, пока нет оснований считать, как иногда полагают, что некоторые черты отличия всех молодых платформ являются настолько значительными, что, по существу, стираются грани между мобильными геосинклинальными областями, для которых складчатость является одним из характерных признаков, и молодыми стабильными плитами, где, с нашей точки зрения, складчатость может проявиться лишь как отклонение от нормальных платформенных условий. Поэтому для сравнительного изучения древних и молодых плит с целью выявления характерных признаков, определяющих их тектонотипы, и для получения максимально точных ответов на поставленные вопросы, чрезвычайно важно выбирать такие территории, где влияние процессов складкообразования, протекающих в ближайших геосинклинальных областях, было бы минимальным. Например, Западно-Сибирская плита находится в условиях, сравнительно благоприятных для изучения молодых плит, так как имеет жесткое обрамление, в значительной степени ограждающее ее от влияния расположенного южнее пояса альпийского тектогенеза. В то же время в пределах Туранской плиты, непосредственно примыкающей к этому поясу с севера, по всей вероятности, осложняются и затушевываются процессы, характерные для развития уже консолидированных участков земной коры, переживающих стадию формирования плит, щитов и других структур платформенного чехла. Из сказанного следует, что южная часть Турана и ряд других плит, занимающих подобное структурное положение, менее удачны для изучения закономерностей, определяющих развитие плит с молодым палеозойским основанием. Сложность тектонических условий развития таких «неогражденных» территорий ставит новые, дополнительные вопросы, разрешение которых требует специальных и, вероятно, более сложных исследований.

Таким образом, среди известных нам эпипалеозойских плит намечаются два типа. К первому относятся, если так можно выразиться, «огражденные» плиты, например, Западно-Сибирская, Северо-Германская, Англо-Парижская, Аквитанская (если рассматривать Пиренеи как варисцийскую зону складчатости), Восточно-Австралийская плита, состоящая из синеклиз Большого Артезианского бассейна, Муррей и Карпентария и др. Ко второму типу относятся плиты, примыкающие к молодым альпийским складчатым зонам, например, Туранская, Скифская, Румын-

ская, Южно-Германская и Лангедокская плиты, может быть Эбро, и некоторые другие (фиг. 1).

Из изложенного следует, что при выборе объекта, могущего служить тектонотипом плит первой группы, наиболее подходящим в наших условиях следует признать Западно-Сибирскую плиту, особенно принимая во внимание возможность сравнительного анализа влияния разновозрастности складчатого основания на формирование структур осадочного чехла. Подойти к выяснению этих вопросов на примере Западно-Сибирской плиты вполне возможно ввиду уже значительной ее изученности.

Перейдем к рассмотрению следующего термина, определение которого для данной работы является особенно важным, это «унаследованность» в тектоническом развитии структурных форм.

История возникновения понятия унаследованности в тектонике и обзор большого количества современных представлений по этому вопросу могут служить темой специальной работы. Многочисленность существующих определений термина привела к необходимости в каждом отдельном случае пояснять, какое именно представление в него вкладывается.

По вопросу о преемственном развитии в структурах чехла некоторых черт строения складчатого основания накоплен большой фактический материал. Для этих явлений широко применяется рассматриваемый термин, однако понимается он существенно различно даже в основных, ведущих работах по этому вопросу (Архангельский, 1923; Шатский, 1951, 1955; Яншин, 1948, 1951, 1953, 1955; Пейве, 1956, и др.).

Как известно, термин «унаследованный» первоначально применялся в русской геологии (А. Д. Архангельским и другими) как синоним термина «постумный», введенного Э. Зюссом. Зюсс (Suess, 1888, т. 2, стр. 114) описывает строение Англо-Парижского мезо-кайнозойского бассейна (при изучении которого им была установлена постумность) следующим образом. Формирование Армориканской дуги, в которую входят складки Южной Ирландии, северного берега Бристольского залива, седло Мендипс, складчатые сооружения Сомерсета, Девона, Корнуэлла, Бретани, Вандеи, девонский остров у Булони и западная часть бельгийских поднятий — от Кале до Дувра закончилось в конце карбона. Затем горы были абрадированы и перекрыты мощными более молодыми отложениями. Эта зона разламывалась, и отдельные ее глыбы вовлекались в погружение. В пределах таких опущенных участков в мезо-кайнозойском чехле образовались «складки» старого армориканского направления. Это явление Зюсс предложил называть «постумностью». Вновь образованные дислокации унаследовали простираения складчатого фундамента, но не продолжали развития частных структурных форм.

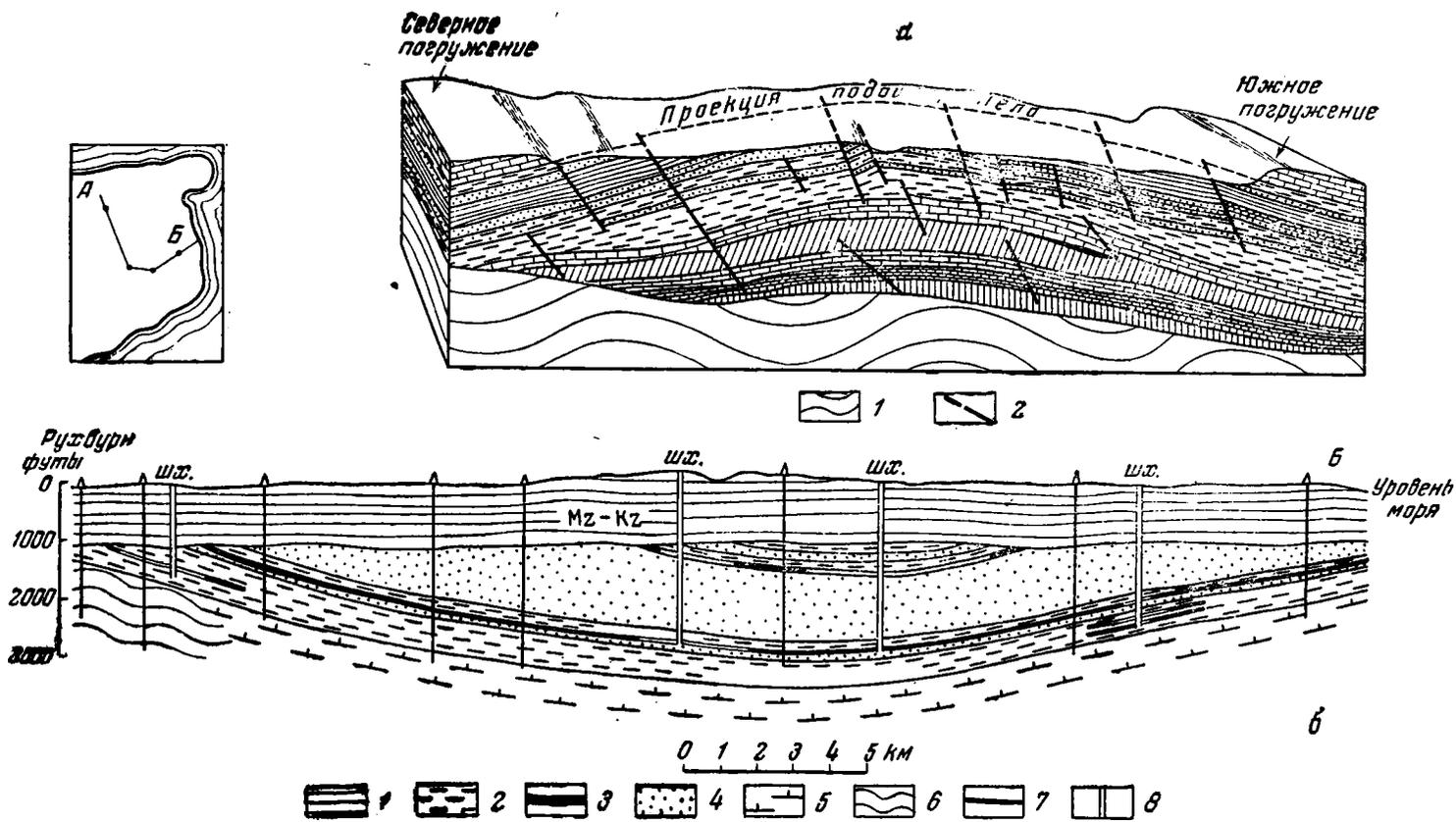
Кстати, необходимо иметь в виду, что Зюсс, устанавливая постумность в развитии платформенного чехла, именует возникающие в чехле структуры «молодыми складками», отнюдь не отождествляя их ни в генетическом, ни в морфологическом отношении со складками геосинклинальных областей. Таким же образом поступают на западе и современные геологи, которые понимают под складчатостью не только структуры геосинклинального происхождения, но и любые изгибы слоев платформенного чехла, как, например, «саксонская, или германотипная складчатость» в Северной Германии и другие платформенные структуры, для которых в нашей геологической литературе существуют специальные термины.

Представление Зюсса о постумности прекрасно изложено в работе А. Л. Яншина (1951, стр. 275), где указано, что термин этот предложен для «молодых складок» мезозоя Англо-Парижского бассейна, простираения которых совпадают с простираениями складок карбона во внешней зоне Армориканской дуги герцинид. При этом, как пишет А. Л. Яншин,



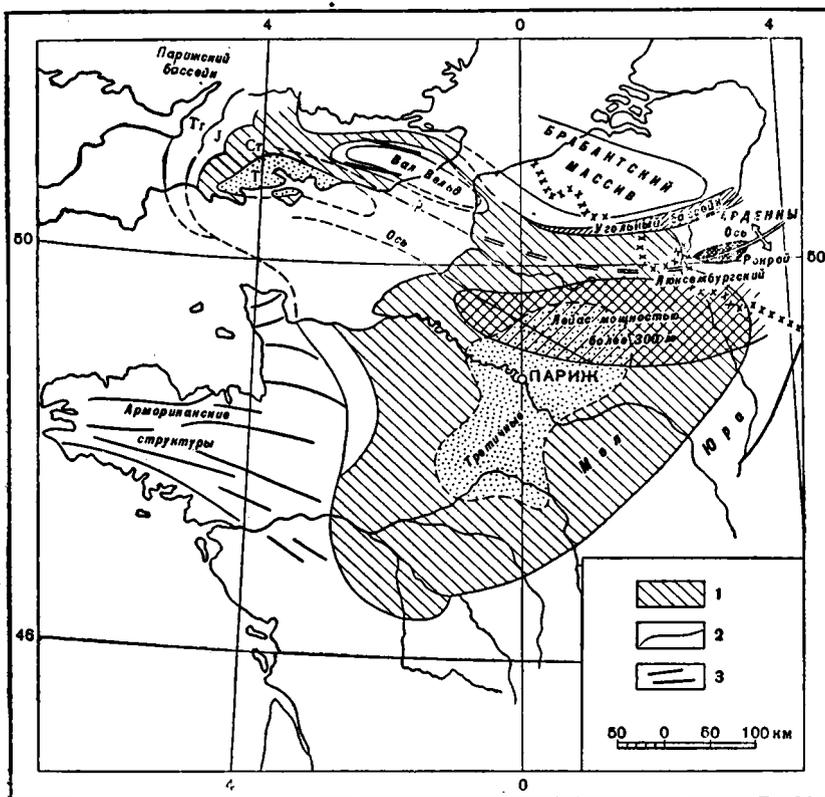
Фиг. 1. Схема размещения основных платформенных сооружений, упоминаемых в работе.

Древние платформы: 1 — щиты; 2 — плиты (области развития платформенного чехла). Области развития эпипалеозойской консолидации: 3 — лишенные покровных отложений (складчатые зоны); 4 — эпипалеозойские плиты (огражденные); 5 — эпипалеозойские плиты, примыкающие к зоне альпийской складчатости; 6 — границы синеклиз; 7 — границы пояса альпийской складчатости; 8 — разломы фундамента; 9 — простирации в зонах варисийской складчатости. Западно-Сибирская плита. Цифры на карте: Синеклизы: 1 — Омская, 2 — Ханты-Мансийская, 3 — Обско-Газовская. Западно-Европейские плиты: 1 — Англо-Парижская, 2 — Северо-Германская, 3 — Эбро, 4 — Аквитанская, 5 — Лангедокская, 6 — Южно-Германская. Австралийская плита. Синеклизы: 1 — Большого Артезианского бассейна, 2 — Муррей, 3 — Карпентария



Фиг. 2. Структура вала Вельд. По Edmunds, 1948.

а — общий разрез: 1 — палеозойский складчатый фундамент; 2 — разломы и асимметричные складки в чехле; (штриховкой показаны различные толщи мезо-кайнозойского чехла; б — разрез разрабатываемого угольного месторождения Кент Колфилд: 1 — отложения мезозоя и кайнозоя; 2 — сланцы; 3 — уголь; 4 — песчаники; 5 — известняки карбона; 6 — отложения палеозоя древнее карбона; 7 — рабочий пласт; 8 — угольные выработки 1932 г.



Фиг. 3. Англо-Парижский бассейн (Ситтер, 1960, стр. 394).

1 — область развития отложений мезо-кайнозойского чехла; 2 — простирания складчатых структур палеозойского фундамента; 3 — разломы

Зюсс исходил из того положения, что древние складки умерли, но спустя некоторый срок в результате повторных движений на их месте родились новые, молодые складки, наследующие некоторые черты древних.

Таким образом, Э. Зюсс, а позднее и А. Д. Архангельский, говоря о постумности — унаследованности для эпипалеозойских плит, имели в виду соотношение структур платформенного чехла со строением складчатого основания (а не соотношение структур разных структурных этажей в условиях продолжающегося геосинклинального развития) и не предполагали при этом продолжения роста отдельных складок фундамента в платформенном чехле.

Такие соотношения для Англо-Парижского бассейна не отрицаются и современными исследователями, как это хорошо иллюстрируют приводимые рисунки (фиг. 2 и 3). Несмотря на схематичность, на профиле ясно отражены условия залегания чехла (что подтверждает представление Зюсса) и подчеркнута значение разрывных дислокаций при формировании платформенных структур (в данном случае — вала Вельд). Отвергнуть рассматриваемый термин или придать ему другой смысл можно, только доказав отсутствие в природе явлений, установленных Зюссом.

Забегая вперед, отметим, что в настоящей работе делается попытка на основании фактических данных и критического разбора существующих по этому вопросу представлений подтвердить достаточно широкую распространенность выявленных Зюссом соотношений структур фунда-

мента и чехла, поэтому термин «постумность» — «унаследованность» нами применяется в понимании Зюсса — Архангельского.

При установлении иных, возможно, имеющихся в тектонике закономерностей должны быть предложены другие термины. Можно добавить, что Зюсс, установив закономерность, которую он именует постумностью, и придавая большое значение разломам в развитии молодых плит, все же недостаточно четко вскрыл механизм возникновения в чехле старых, присущих фундаменту простираний.

На основании анализа очень большого фактического материала по тектонике Западно-Сибирской, Северо-Германской, Восточно-Австралийской плит и некоторых других территорий автор сделал совершенно определенный вывод, что унаследованные простирания структур чехла в пределах молодых плит связаны с разломами, параллельными складчатости основания. Разломы этого типа являются длительно живущими, и движения по ним продолжались или неоднократно подновлялись на протяжении больших отрезков геологического времени, в течение которых происходило накопление осадков и формирование структур осадочного чехла. Последние, под влиянием движений по этим разломам, наследуют простирания складчатого фундамента.

Необходимо заметить, что, кроме параллельных разломов очень часто развивается система разломов, секущих простирания складчатого фундамента, осложняющих картину общего тектонического плана и ведущих к его постепенной переработке. Секущие разломы обуславливают возникновение в чехле структур, которые, хотя и связаны с разломами фундамента, но унаследованными считаться, естественно, не могут уже по одной той причине, что эти разломы, как правило, более молодые, конседиментационные по отношению к отложениям чехла.

Хотя в настоящей статье мы не касаемся вопроса проявления унаследованности и применения этого термина для структур геосинклинальных областей, все же заметим следующее.

В складчатых областях унаследованными часто именуется структуры, длительно развивающиеся, иногда растущие, на протяжении нескольких геологических периодов. В таких случаях, вероятно, правильнее было бы говорить именно о длительно, прерывисто или непрерывно развивающихся структурах, и не об унаследованных (постумных), ибо прежде всего неизвестно, что от чего наследуется, так как отсутствует отмирание ранее развивавшихся форм, черты которых могли бы быть унаследованы более молодыми структурами. Для плит это отмирание выражается в переходе от фундамента к чехлу, т. е. в изменении тектонического режима и смене геосинклинальных формаций платформенными, а для территорий геосинклинального строения — это переход от одного структурного этажа к другому или смена складчатости одного возраста — другой, более молодой. Появление в верхних структурных этажах древних простираний, несомненно, свидетельствует о преемственном, унаследованном развитии вновь образованных структур.

Определив, таким образом, свое отношение к пониманию унаследованности в тектонике, перейдем к краткому критическому разбору некоторых представлений о явлениях унаследованности в тектонике и о трактовке самого термина.

Из более поздних, послезюссовских, и современных работ с несомненностью вытекает, что унаследованность в тектоническом развитии платформенных структур не исчерпывается закономерностью, установленной Э. Зюссом. По мере накопления новых данных становится очевидным, что не только простирания структур фундамента оказывают влияние на структурные особенности чехла.

Как будет видно из дальнейшего, в некоторых из рассматриваемых нами работ сделана попытка выявить разнообразные проявления унаследованности в тектонике. Однако на основе имеющихся фактических данных можно полагать, что установленная Зюссом закономерность, т. е. наследование простираний, остается ведущей и во всех остальных случаях проявления преемственности в развитии частных структурных форм и общего тектонического плана чехла.

Ниже в кратком обзоре мы коснемся лишь некоторых, наиболее известных воззрений на унаследованность, оказавших влияние на формирование представлений в этой области широкого круга геологов.

Пожалуй, все известные нам исследователи, занимающиеся вопросами соотношения структур чехла и складчатого основания (в том числе и автор настоящей статьи), считают себя в этом вопросе учениками и последователями Н. С. Шатского. Это не мешает многим из них зачастую стоять на чрезвычайно различных, иногда прямо противоположных позициях. В этом, вероятно, нет ничего удивительного, так как рассматриваемый вопрос до сих пор не мог быть достаточно освещен ввиду больших трудностей, обусловленных слабой изученностью фундамента, обычно глубоко погребенного под мощным осадочным чехлом. В последние годы, в связи с бурением многочисленных глубоких опорных и поисковых скважин, а также с обширными геофизическими исследованиями, появилась возможность ближе подойти к решению этого вопроса.

А. Д. Архангельский, который, как указывалось, впервые ввел понятие «унаследованности» в русскую геологию и рассматривал его как синоним «поступности», специально этим вопросом не занимался, однако его представления достаточно ясно выявляются из высказываний по поводу развития Арало-Кызылкумского вала (1923).

В качестве поступных дислокаций А. Д. Архангельский рассматривает «нарушения напластований, которые возникли в осадочных породах, скрывающих древние, опустившиеся в настоящее время горные хребты. К таким поступным дислокациям можно отнести дислокации меловых и третичных пород к югу от Мугодзар» (1923, стр. 47). Последние представляют собой следы меридиональной дислокации в виде пологой антиклинальной складки север-северо-восточного простирания, сложенной меловыми, палеогеновыми и миоценовыми породами; антиклиналь осложнена продольными и поперечными сбросами. Сюда же им отнесены и близкие к меридиональным дислокации, расположенные восточнее Чегана, по восточной окраине песков Большие Барсуки, где им наблюдались выходы палеогеновых пород, поставленных на голову, и полоса поднятий, пересекающая в меридиональном направлении Аральское море и продолжающаяся на юг от него в Кызылкумы. Далее А. Д. Архангельский указывает, что как к западу, так и к востоку от этой полосы выходов верхнего мела на островах и берегах Арала развиты спокойно залегающие третичные породы.

Таким образом, А. Д. Архангельский показал, что к югу от обнаженной, поднятой на поверхность Уральской полосы герцинских сооружений прослеживается зона погребенных поднятий складчатого палеозоя, отразившаяся на структуре чехла. Наличие такой зоны и сейчас не отрицается.

Важно отметить, что А. Д. Архангельский обратил внимание на особенности строения этих антиклиналей в чехле. Он не связывает эти дислокации чехла с отдельными структурами складчатого основания. Кроме того, он писал, что в северных Кызылкумах «меловые породы не имеют простого антиклинального расположения, как это может казаться с первого взгляда, но образуют целый ряд параллельных несимметричных антиклиналей — флексур, подразделенным полосами опускания» (1923, стр. 50 и 136). (Подчеркнуто мной. — В. С.).

Таким образом, определяя постумные структуры, А. Д. Архангельский указывает на совпадение простираций структур фундамента и чехла и на флексуорообразное строение последних.

Одним из первых, кто в русской геологической науке вполне определенно ставил вопрос об унаследованности в тектонике и подчеркивал его исключительное значение для теоретических и практических целей, был Н. С. Шатский. Главнейшие из выдвинутых им положений находят подтверждение в многочисленных новых данных. Однако Н. С. Шатский не считал этот вопрос вполне разработанным и продолжал им интересоваться до самого последнего времени. Многие казались ему недостаточно выясненными и еще слабо обоснованными. Под его влиянием вопросы унаследованности в тектонике развивались не только его учениками (А. Я. Яншин, А. В. Пейве, Б. А. Петрушевский и др.), но и многими другими советскими геологами, не говоря уже о том, что почти в каждой тектонической работе они так или иначе затрагиваются.

В 1938 г. Н. С. Шатский в работе по Казахстану выделил два типа структур, названных им «наложенными» и «унаследованными». Обычно принято ссылаться на эту статью, как на первую, посвященную Н. С. Шатским вопросам унаследованности в тектонике. В ней автор, в отличие от вновь образованных, «наложенных» структур, именует «унаследованными» длительно развивающиеся структуры, в которых от одного структурного этажа к другому продолжается общая направленность развития структурных форм. Первые, т. е. наложенные структуры, отличаются от унаследованных несовпадением простираций с предшествующей складчатостью. В тех и других образуются формации неплатформенного типа.

Таким образом, здесь имеются в виду структуры, формирование которых происходило до образования платформенного чехла; следовательно, в данном случае нельзя говорить о постумности для плит («наложенные» и «унаследованные» мульды Казахстана выполнены отложениями девона и карбона, а формирование чехла окружающих Казахстанский массив территорий, как известно, началось в рэт-лейасе, в лучшем случае, может быть, в пермо-триасе), в то же время это также и не геосинклинальная постумность в понимании Зюсса, так как речь идет о продолжающемся развитии ранее существовавших структурных форм в пределах единого структурного этажа.

По-видимому, термин «унаследованные» здесь применен в известной мере случайно и, как мне кажется, не вполне удачно.

Однако в дальнейшем Н. С. Шатский много внимания уделял вопросам унаследованности в развитии платформенных структур и выяснению их соотношения со структурами складчатого фундамента. Поэтому будет правильным считать основной его работой в этой области статью, опубликованную в сборнике, посвященном памяти академика А. Д. Архангельского (Шатский, 1951). На основе упомянутой работы главные закономерности в развитии чехла эпипалеозойских плит, намеченные Н. С. Шатским, можно сформулировать следующим образом. Это, во-первых, несомненная зависимость простираций структур чехла от простираций складчатого основания и, во-вторых, — унаследованность общего тектонического плана от строения фундамента. Важная роль при этом отводится длительно живущим, подновленным молодыми движениями разломам.

Рассматривая тектонику Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности, Н. С. Шатский высказал ряд интересных соображений о соотношениях платформенных структур и структур складчатого фундамента и разобрал вопрос об унаследованности на некоторых конкретных примерах.

Н. С. Шатский соглашался с Б. А. Петрушевским в том, что наследуются простираения складчатости основания (имеются в виду Тургай-

ская и Чуйская впадины), так как эти структуры расположены по простиранию, а не вкрест простираний фундамента. Он отмечал паразитическое совпадение общего простирания платформенных синеклиз типа Тургайской, Чуйской и Иртышской с простираниями основания и подчеркивает, что совпадение простираний является одним из главных признаков структурного унаследования. Указывая также на большое значение разломов в развитии черт унаследованности, Н. С. Шатский пишет, что «в Тургае линейная складчатость и связанные с ней разломы в основном отвечают по простиранию и по характеру длинным, вытянутым постумным складкам, возможно, и разломам мезо-кайнозойского покрова» (стр. 249).

Развивая указанные положения, которые подтверждаются многочисленными новыми данными, Н. С. Шатский под влиянием исследователей, стоящих на различных точках зрения, в той же работе высказывает иные соображения, с частью которых трудно согласиться. Ссылаясь на исследования А. Л. Яншина и П. Л. Безрукова (1937) по Тургайскому прогибу и на более поздние работы А. Л. Яншина (1948, 1951), он говорит о принципиально иных закономерностях, которые заключаются в том, что в областях крупных палеозойских синклинальных зон или синклинориев, в перекрывающем их чехле, унаследованно развиваются синеклизы или пологие постумные синклинальные складки. Так, на основе первой из упомянутых работ Н. С. Шатский допускает, что намечается определенная морфологическая связь между молодыми дислокациями и древней палеозойской тектоникой Урала, свидетельствующая о их преемственной зависимости, которая выражается в том, что, например, на Южном Урале, «в бассейне рек Губерля и Таналык широкая полоса мезо-кайнозойских отложений представляет собой опущенную область, связанную с определенным структурным элементом их палеозойского ложа, а именно с Баймакской синклинальной зоной, расположенной между антиклиналью кристаллических сланцев и антиклиналью Ирендька. Или, отмечая унаследованность простирания Чуйской мульды, Н. С. Шатский указывает, что ее северный конец как бы вложен в расширяющуюся к югу верхнепалеозойскую Джекказганскую мульду.

Однако все же Н. С. Шатский проявлял большую осторожность в вопросе об установлении зависимости частных структур чехла (даже таких крупных) от частных структур основания, оговаривая, что все сказанное не исключает возможности существования других соотношений, так как часто наблюдается смещение платформенных структур по отношению к структурам складчатого фундамента: «Такие смещения идут иногда так далеко, что покровные отрицательные тектонические структуры располагаются на положительных структурах складчатого основания» (1951, стр. 250).

Таким образом, из сказанного видно, что определенную закономерность в отношении преемственного развития конкретных структур здесь вывести не удастся. Очевидно, возможны самые различные соотношения структур фундамента и чехла.

Н. С. Шатский также обратил внимание на различие в строении рядом расположенных Чуйской и Тургайской впадин, изученных разными исследователями. Он указывает, что в сравнительно хорошо изученной северной части Чуйской мульды до сих пор не найдено таких линейных постумных складок, какие широко развиты в южной части Тургайской синеклизы.

Необходимо также остановиться на статье Н. С. Шатского, посвященной происхождению Пачелмского прогиба. Несмотря на то что унаследованность здесь рассматривается в условиях древней, а не молодой платформы, эта работа важна для выяснения общих представлений автора по интересующему нас вопросу. На примере Пачелмского

прогиба Н. С. Шатский стремится показать, каков механизм образования унаследованных структурных элементов платформ «в связи с общей глыбовой структурой земной коры» (1955, стр. 7).

По Н. С. Шатскому, Пачелмский прогиб образовался в результате неравномерного прогибания отдельных крупных блоков, слагающих Русскую плиту. Так, он указывает, что «Пачелмский прогиб, возникший и развивавшийся в рифейское время, к концу его представлял грабенообразную депрессию» (там же, стр. 15). Далее говорится, что рифейские отложения в прогибе были довольно сильно деформированы еще в додевонское время и прежде всего в период их образования. На дислоцированные рифейские отложения ложатся с резким угловым и стратиграфическим несогласием живетские отложения платформенного чехла.

Заметим, что в таком строении Пачелмского прогиба можно видеть некоторую аналогию с развитием грабенов Западно-Сибирской плиты. На этой территории завершение формирования пенепленезированной поверхности фундамента, также предшествовавшего началу развития чехла сопровождалось возникновением грабенообразных депрессий, выполненных эффузивно-осадочными отложениями и отложениями пролювиального характера, пермо-триаса и рэт-лейаса. Они большей частью значительно дислоцированы и уплотнены и на них ложатся резко несогласно рыхлые отложения мезо-кайнозойского чехла.

Унаследованность в тектонике Пачелмского прогиба, по мнению Н. С. Шатского, выражена в следующем: «Если прогибания всей синклинальной формы, как единого целого, в дальнейшем не происходило, то это не значит, что прекратились все деформации в пределах прогиба. Наоборот, эти деформации, создававшие тектонические формы унаследованного типа, проявлялись достаточно интенсивно и в палеозое и в мезокайнозое» (1955, стр. 15). Он указывает, что эта унаследованность проявилась, например, в среднем девоне — вместо сравнительно узкого грабенообразного рифейского прогиба северо-западного простирания по новым параллельным разломам образовалась широкая синеклиза примерно того же простирания, которая продолжала развиваться в конце палеозоя и в мезозое. Н. С. Шатский считает, что это первая стадия постумных структурных изменений Пачелмского района.

Таким образом, здесь мы видим унаследованность простираний в развитии крупного тектонического плана. В этом смысле представления Н. С. Шатского очень близки к представлениям Зюсса о постумности, но последний устанавливает унаследованность простираний от складчатости фундамента к чехлу, в то время как Н. С. Шатский для района Пачелмского прогиба связывает постумность простираний с наличием в фундаменте длительно живущих разломов, развивающихся по определенной системе, может быть — планетарной. Выяснить связь этих разломов с простираниями складчатости основания в настоящее время, вероятно, не представляется возможным, так как мы здесь имеем дело с древним кристаллическим фундаментом.

Таким образом, по Н. С. Шатскому, «в управлении механизмом структурного наследования всегда проявляется, кроме древних факторов, глыбовая структура земной коры» (1955, стр. 17). Он следующим образом определяет морфологические особенности унаследованных структур. «К унаследованным чертам подобного типа в Пачелмском прогибе... относятся такие формы, как Керенско-Чембарская и Сурско-Мокшинские дислокации. К ним же относятся и деформации Окско-Цнинского вала и флексуры В. А. Жукова около Рязани и к югу от нее и, по существу, все дислокации типа плакантиклиналей, флексур, куполов и так далее...» (подчеркнуто мной.— В. С.) (1955, стр. 17). Из сказанного совершенно ясны представления Н. С. Шатского о морфологии унаследованных структур и о механизме их образования.

В процессе формирования платформенных структур он отмечает явление временного замирания в развитии некоторых структурных форм, которое, однако, через определенный промежуток геологического времени снова «унаследованно» продолжается. Такое явление существенно отличается от унаследованности — постумности Зюсса и, вероятно, как уже указывалось выше, должно рассматриваться как длительное прерывистое развитие единой структурной формы в едином структурном этаже, а не как проявление унаследованности.

Перейдем далее к разбору представлений А. Л. Яншина. Многолетние крупные и чрезвычайно обстоятельные исследования в области тектонической унаследованности, проводившиеся им в пределах Туранской плиты и несомненно повлиявшие на представления многих исследователей, заставляют нас в первую очередь после Н. С. Шатского обратиться к нему, хотя следует отметить, что идентичность в их представлениях далеко не всегда удается обнаружить.

А. Л. Яншин в результате своих работ пришел к ряду существенно иных заключений, чем Н. С. Шатский. Теоретическое кредо А. Л. Яншина по рассматриваемому вопросу наиболее полно выявляется в трех работах — 1951, 1953 и 1955 гг. По этому же вопросу под руководством и под редакцией А. Л. Яншина ряд работ опубликован его учениками — Р. Г. Гарецким, В. И. Самодуровым и А. Е. Шлезингером.

Разбирая вопрос об унаследованности, Н. Л. Яншин устанавливает иные (не зюссовские) закономерности соотношения структур чехла и фундамента. Он считает, что изучение «постумных» складок Англо-Парижского бассейна и Южного Урала показало, что представления Зюсса оказались «не вполне правильными». По мнению А. Л. Яншина, «Во всех случаях» (подчеркнуто мной.— В. С.) молодые складки не являются новообразованными, а «представляют собой, таким образом, результат постепенного затухания процессов геосинклинальной складчатости. Никакой «смерти» древних складок при этом не происходило. Молодые складки являются прямыми наследниками (подчеркнуто мной.— В. С.) их развития, а не «постумами» (1951, стр. 275).

Этот тезис, отсутствующий у Н. С. Шатского и не отвечающий основному положению Зюсса, был первоначально сформулирован А. Л. Яншиным следующим образом: «Каждой крупной антиклинали, вернее, каждой крупной зоне антиклинального строения, независимо от того, имела ли она геоантиклинальный режим развития или возникла из геосинклинали, соответствует пологое поднятие мезо-кайнозоя, а каждой крупной синклинальной зоне, независимо от того, является ли она остаточным или наложенным прогибом, соответствует столь же пологое синклинальное погружение молодых слоев». А. Л. Яншин в этой работе уточняет, что «мелкие складки палеозойских пород в залегании слоев юры и мела, конечно, никак не отражаются» (1948, стр. 136).

Однако А. Л. Яншин, несомненно, имеет в виду частные структуры складчатого фундамента как это будет видно из разбираемых ниже примеров и из следующего его высказывания: «молодые поднятия третичных отложений Приаралья не только по общему простиранию, но и по своему положению точно соответствуют антиклиналям палеозойских пород, то есть являются строго унаследованными» (1953, стр. 87). Иначе говоря, по А. Л. Яншину, не происходит, как полагает Зюсс, «смерти» структур фундамента, и частные антиклинальные и синклинальные структуры чехла возникают в результате продолжения роста соответствующих структур фундамента.

Придя к такому заключению, А. Л. Яншин применяет термин «унаследованность» не в смысле Зюсса — Архангельского, а для совершенно иных, принципиально отличных, устанавливаемых им в пределах Туранской низменности закономерностей, обуславливающих, по его мнению

появление в чехле не постумов, а прямых наследников, «завершающих процесс геосинклинальной складчатости» (1951, стр. 275). А. Л. Яншин предлагает применять для такого типа выделенных им структур чехла термин «унаследованная складчатость». Он подчеркивает, что для устанавливаемой им «унаследованной складчатости» характерны линейность и конгруэнтность, и поэтому относит ее к голоморфному типу складчатости. В то же время А. Л. Яншин указывает, что рассматривать здесь голоморфность в качестве синонима альпинотипности нельзя, так как «она (складчатость.— В. С.) развивается в осадках, которые мы привыкли считать типичными для платформ» и обладает «небольшой амплитудой движения масс» (там же, стр. 276).

По А. Л. Яншину, эти «унаследованные складки» глубоко отличаются от плакантиклиналей и плакосинклиналей древних платформ не только морфологически, но и генетически, так как «первые представляют собой в основном пликативные структуры», и «их образование связано прежде всего с изгибами поверхности погребенного фундамента. Морфология же вторых показывает, что они представляют собой отражение в осадочном чехле серии расколов фундамента, сопровождающихся вертикальным поднятием или опусканием отдельных блоков» (1951, стр. 276). Поэтому антиклинальные унаследованные складки также никак нельзя называть валами, так как это синоним плакантиклиналей. Отсюда А. Л. Яншин делает совершенно логичный вывод, что «проследивание этих дислокаций дает нам наиболее верный способ для реконструкции плана погребенной складчатой структуры» (1948, стр. 153).

А. Л. Яншин устанавливает далее, что унаследованные дислокации имеют определенный период развития. «При большом интервале между временем складчатости основания и временем отложения покрывающего чехла осадков они перестают ощущаться». Кроме того, по его мнению, «унаследованные дислокации достаточно отчетливо проявляются только при сравнительно небольшой мощности чехла молодых осадков, не превышающей 1—2 км». И, наконец, продолжительность формирования унаследованной складчатости в абсолютном летоисчислении А. Л. Яншин определяет в пределах 150—200 млн. лет. Он пишет: «На эпикаледонских платформах мы можем наблюдать унаследованную складчатость в осадках верхнего палеозоя, но уже не видим ее в мезозое», а на герцинском основании унаследованная складчатость проявляется «по крайней мере до палеогена» (1951, стр. 277).

Таким образом, из сказанного вполне ясно, что А. Л. Яншин доказывает возможность продолжения складкообразовательных процессов в платформенную стадию развития некоторых участков земной коры. Необходимо согласиться с тем, что для описываемых им явлений термин «постумность»¹ неприемлем.

Однако, отдавая дань праву приоритета, все же, по нашему мнению, не следует называть устанавливаемые А. Л. Яншиным явления «унаследованностью», не доказав ошибочности представлений Зюсса, так как термин «постумность» и «унаследованность» понимаются в нашей литературе однозначно. Тем более, что изученность внутреннего строения складчатого основания Турана и южного погружения Уральской складчатой системы находится еще в таком состоянии, что считать бесспорно доказанными описываемые А. Л. Яншиным закономерности нельзя. Приводимый им же фактический материал едва ли является убедительным, так как необходимых данных, выясняющих внутреннее строение погребенного складчатого основания и подтверждающих продолжение роста структур одного знака в фундаменте и в чехле, пока нет.

Указанные выше представления А. Л. Яншин развивает и во всех своих более поздних исследованиях.

¹ См. значение слова «postumi» у А. Л. Яншина, 1951, стр. 275.

В работе, посвященной изучению продолжения погребенного южного окончания Урала, А. Л. Яншиным применен разработанный им метод, «основанный на принципе унаследованности в развитии тектонических структур» (1955, стр. 52). Имея в виду платформы с палеозойским складчатым основанием, он пишет, что «осадочный чехол всех таких платформ дислоцирован, причем наблюдающиеся в нем поднятия, прогибы, сбросы и взбросы по своему пространственному расположению точно соответствуют антиклинориям, синклинориям и разломам погребенного складчатого фундамента» (там же, стр. 52). Как следует из дальнейшего текста, ту же закономерность он распространяет и на развитие частных антиклиналей и синклиналей.

Необходимо заметить, что упомянутый выше метод изучения структур фундамента путем исследования дислокаций платформенного чехла, которые, согласно представлениям Э. Зюсса, действительно отражают простирания складчатости основания, как и следовало ожидать, должен был дать положительный результат. Поэтому выявленные А. Л. Яншиным структуры чехла, по всей вероятности, показали истинные меридиональные простирания погребенных палеозойских складчатых сооружений на территории Устюрта, Аральского моря и Северных Кызылкумов. Таким образом, он доказал отсутствие на этом участке ранее предполагавшихся поворотов погребенного Урала к западу или востоку.

Однако А. Л. Яншин не в этом видит проявление унаследованности в развитии структурных форм чехла. Он считает, что прослеженным поднятиям в толще платформенного чехла отвечают отдельные антиклинории Уральской складчатой системы; это позволяет говорить о прямой связи структурных элементов чехла и фундамента. В качестве одного из аргументов в пользу такого понимания А. Л. Яншин указывает, что бурением на унаследованных структурах периферии и южного продолжения Мугодзар под меловыми отложениями на небольшой глубине вскрыт палеозой. Это обстоятельство, естественно, оспаривать невозможно!

Приведем несколько примеров из работ А. Л. Яншина и его учеников, которыми авторы аргументируют свои выводы.

В качестве таких конкретных примеров унаследованно развивающихся структур рассматриваются Кокпектинское, Теректысайское и Чушкакульское поднятия в чехле, которым, по мнению А. Л. Яншина, соответствуют антиклинальные структуры в фундаменте.

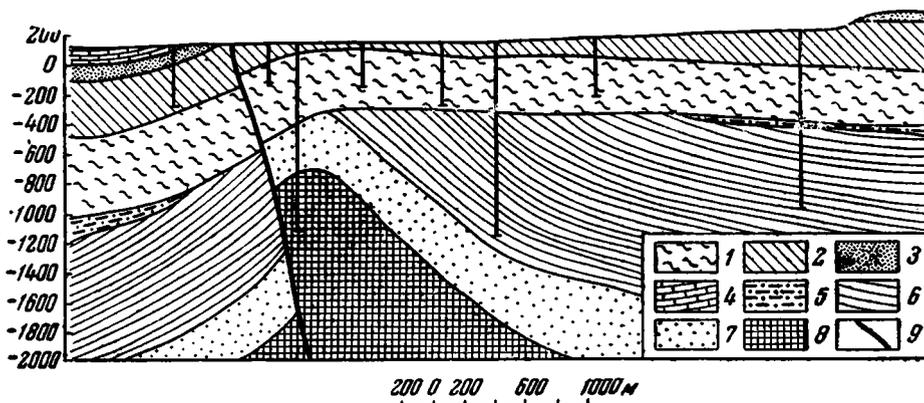
Особое внимание уделено Чушкакульской «антиклинали». Ее строение подробно описано А. Л. Яншиным (1955), и Р. Г. Гарецким (1959), поэтому повторять его здесь нецелесообразно. Приведу лишь профиль (фиг. 4), на котором соотношения фундамента и чехла хорошо показаны.

На основании рассмотрения этого профиля, можно, как нам кажется, считать, что, во-первых, не доказано антиклинальное строение отложений палеозоя, во-вторых, палеозой может быть здесь поднят по разлому, в-третьих, профиль легко может быть построен совершенно иначе, без антиклинального изгиба пермских отложений, и, наконец, в-четвертых, антиклинали в чехле не существует, а есть типичная флексура, осложненная разрывом. По-видимому, этот пример не может убедить нас в продолжении роста антиклинальной структуры фундамента в чехле. Однако ее уральское простирание несомненно и оно унаследовано от складчатого основания через посредство разлома.

В качестве следующего примера рассмотрим Кокпектинскую антиклиналь, на которую неоднократно ссылается А. Л. Яншин и которую детально описал Р. Г. Гарецкий (1957).

Кокпектинская антиклиналь расположена несколько западнее Мугодзар. Соотношения структурных форм складчатого основания и чехла иллюстрированы рядом профилей, из которых наиболее полный пересекает в широтном направлении центральную часть структуры (фиг. 5).

Если принять полностью интерпретацию разреза в таком виде, как ее дает автор, то даже в этом случае не представляется возможным увидеть преемственное развитие структур фундамента в чехле. В западной части разреза (скв. 2), где изображена палеозойская антиклиналь, в чехле наблюдаются максимальные мощности. Никак не отражена в чехле также и сопряженная с антиклиналью синклинали структура, сложенная нижнепермскими отложениями (скв. 1). В то же время мощность и полнота разреза чехла четко увязываются с разломами фундамента. Что собой представляет структура в центральной части профиля, где скв. 19



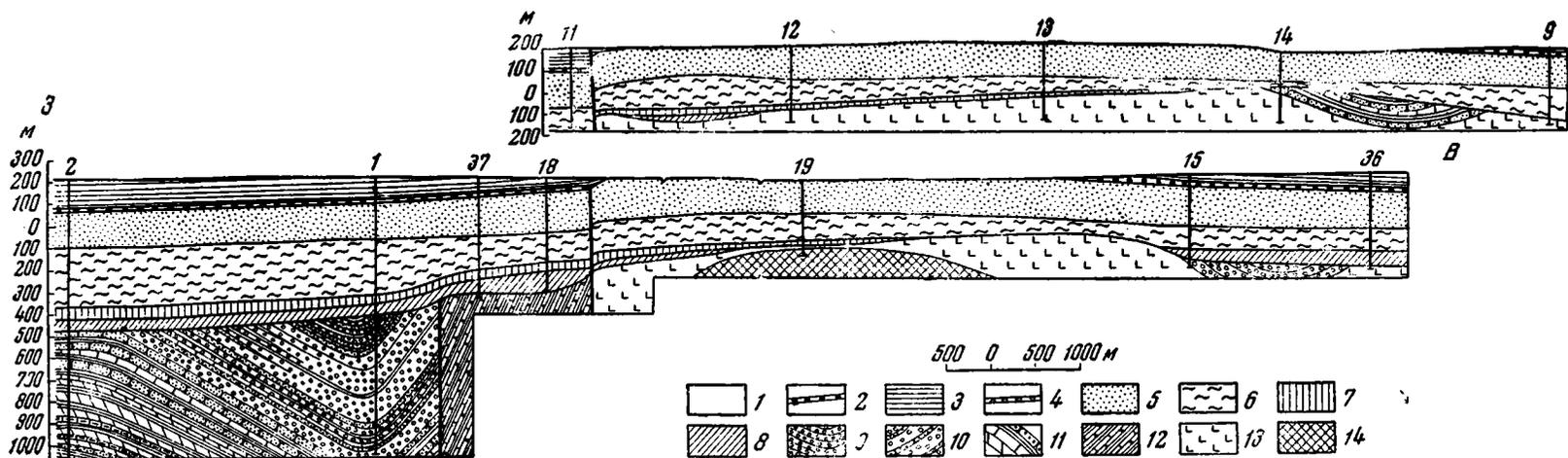
Фиг. 4. Широтный разрез через южный конец Чушкакульской унаследованной антиклинали. По А. Л. Яншину, 1955.

1 — отложения верхнего мела; 2 — пески верхнего альба; 3 — глины, алевроиты и пески различных свит среднего и нижнего альба; 4 — пестроцветные глины неокома; 5 — сероцветные угленосные породы средней юры; 6 — темные аргиллиты с прослоями сидеритовых песчаников нижней юры; 7 — красноцветные конгломераты и песчаники верхней перми; 8 — черные глинистые сланцы ближе неопределенного палеозоя; 9 — линия надвига

вскрыла ордовик, вообще сказать трудно. Образуют ли здесь отложения ордовика действительно антиклиналь или падают в одном каком-либо направлении, — неизвестно. Эта часть профиля наименее убедительна. По-видимому, бесспорно лишь то, что, если скв. 19 вскрыла ордовик, то этот участок может представлять собой выступ фундамента, по всей вероятности, ограниченный разломами. Вообще методика составления правой части профиля требует разъяснений. Рассматривать эту часть профиля как антиклинальную складку с ордовиком в ядре, по-видимому, нет достаточных оснований, тем более, что вышележащие слои чехла не отображают антиклинальной складки.

Отсутствие преемственной связи структур можно видеть и в восточной части профиля, где отложения чехла также совершенно не реагируют на наличие изображенной на профиле пермской синклинали, а его мощность постепенно нарастает в восточном направлении.

Каким образом Р. Г. Гарецкий объясняет показанные на профиле соотношения структур фундамента и чехла (согласно его представлениям об унаследованном развитии), можно видеть из следующей цитаты: «Эрозионная расчлененность поверхности палеозойского основания была настолько сильной, что зачастую в тех случаях, когда древняя долина или какая-нибудь другая отрицательная форма рельефа проходила по своду палеозойской антиклинальной складки, последующее унаследованное развитие структуры в мезо-кайнозой не компенсировало размыва поверхности палеозоя, и отметки ее продолжают сейчас оставаться относительно пониженными» (1957, стр. 53). Следовательно, автор полагает, что на эрозионную деятельность не влияют продолжающиеся (по его



Фиг. 5. Геологические разрезы через Кокпектинскую антиклиналь. По Р. Г. Гарецкому, 1957.

1 — палеоген; 2 — маас-рихт; 3 — кампан; 4 — сантон; 5 — альб; 6 — несоком континентальный; 7 — несоком морской (готерив); 8 — средняя юра; 9 — верхняя перм (?); 10 — нижняя перм; 11 — верхний карбон; 12 — нижний карбон — верхи верхнего девона; 13 — змеевики; 14 — ордовик

мнению) складчатые процессы. Однако известно, что эрозионные процессы в значительной степени подчинены тектоническим движениям и ими определяются. Поэтому, если допустить, что складчатые движения перестали действовать, то возникает необходимость искать иные направляющие эрозию факторы. По нашему мнению, это могут быть, например, подвижки по разломам, к которым, кстати, и приурочена Кокпектинская «антиклиналь» (см. фиг. 5).

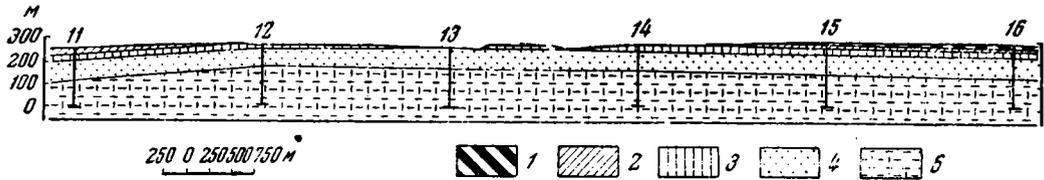
Непонятным остается и следующее заключение Р. Г. Гарецкого: «если в таком случае (т. е. после эрозии.— В. С.) принять поверхность палеозоя за структурную, то можно прийти к ошибочному выводу о том, что своду антиклинали по мезо-кайнозойским отложениям на глубине соответствует синклинальный прогиб по поверхности палеозоя, то есть что здесь имеется налицо факт инверсии» (1957, стр. 54). Такой вывод неизбежен, так как автор не допускает возможности существования в данном случае других соотношений структурных форм разных структурных этажей, кроме тех, которые свойственны геосинклинальным условиям.

В качестве еще одного примера можно привести также коллективную работу П. С. Плещеева, А. И. Шарапова и А. Е. Шлезингера (1961), посвященную структурам Мангышлака. В этой работе авторы доказывают, что «дислокации платформенного чехла этого района наследуют погребенные складки фундамента. При этом структуры платформенного чехла повторяют складки фундамента в значительно сглаженном виде, вследствие чего между породами этих комплексов наблюдаются резкие угловые несогласия и некоторое несовпадение простираций слоев» (стр. 57).

Не говоря уже о том, что здесь имеет место отмечаемое авторами несовпадение простираций слоев, в статье не рассматривается (как можно было бы ожидать) внутреннее строение складчатого основания, без чего невозможно выяснить дальнейшее развитие в чехле структурных форм фундамента. Свои выводы об унаследованном развитии авторы аргументируют тем, что в синклиналях кровля пермо-триаса (предполагаемый фундамент.— В. С.) залегает на глубине 1450—1500 м, а на антиклиналях она располагается на несколько сот метров выше, что, по всей вероятности,— сомнений не вызывает. Геофизическими методами в синклиналях получены отражающие горизонты до глубины 3000 м и в них построен (А. И. Димаковым) преломляющий горизонт, который не обнаруживается на антиклиналях. На этом основании делается вывод, что в синклиналях пермо-триасовые отложения дислоцированы слабее и, по видимому, здесь появляются наиболее молодые части разреза этого комплекса, а также что в основе структур мезо-кайнозойского комплекса Восточного Мангышлака и прилегающих участков плато Устюрт лежат складки пермо-триасового фундамента. Дислокации платформенного чехла этого района наследуют погребенные пермо-триасовые складки фундамента. Многие непонятно в этих рассуждениях, но особенно неясно, почему в синклиналях отложения должны быть менее дислоцированы, чем в антиклиналях.

В общем описываемая авторами картина может иметь место и в том случае, если устанавливаемые ими «синклинали» окажутся грабенами, выполненными отложениями пермо-триаса, как это, например, наблюдается в эпигерцинской зоне восточного склона Урала, где фундамент в грабенах опущен на глубины того же порядка. Такое объяснение тем более вероятно, что авторы сами не отрицают наличия разломов, их тесной связи со структурами и, главное, отмечают влияние блоковых подвижек на формирование пермо-триасовой складчатости. Так, формирование простираций складок каратауского комплекса (пермо-триаса) они связывают со «сдвиговыми напряжениями по глубинным разломам, ограничивающим с севера Мангышлакскую зону дислокаций, по которым

надобности его повторять. Строение антиклинали показано на профиле (фиг. 7). Р. Г. Гарецкий совершенно справедливо отмечает спокойный, платформенный характер строения Теректысайского поднятия, а также его морфологическое сходство с плакантиклиналями Русской платформы. Ссылаясь на недостаток фактических данных, он также высказывает сомнение в возможности развития антиклинальной структурной формы в отложениях сантона и кампана, так как соответствующих изменений мощностей здесь не наблюдается. Возникновение поднятия он относит лишь к началу палеогена.



Фиг. 7. Геологический разрез через Теректысайскую антиклиналь.
По Р. Г. Гарецкому, 1955.

1 — палеоген; 2 — кампан; 3 — сантон; 4 — альб; 5 — верхний палеозой

Можно допустить, что «Теректысайская антиклиналь» начала унаследованно развиваться в платформенном чехле только с палеогена, но остается не выясненным антиклинальное строение ее палеозойского основания, и, следовательно, здесь также невозможно говорить о преемственном развитии.

Таким образом, убедительных доводов в пользу защищаемого этой группой авторов представления об унаследованности обнаружить пока не удается даже в приводимом ими фактическом материале.

Интересно отметить, что почти все структуры чехла в районе Северного Приаралья, изображенные на карте А. Л. Яншина (1953), сопровождаются разломами, например, Жакси-Бурташская, Тугузакская, антиклиналь Малых Барсуков и др.

В отношении более крупных структур, т. е. синклиналиев и антиклинорий, и их дальнейшего унаследованного развития в чехле А. Л. Яншин хорошо показал, что крупные синклиналиевые и антиклинальные зоны палеозойского основания в платформенную стадию развития на Южном Урале могут образовывать в чехле не унаследованные синклиналиевые и антиклинальные структуры, а структуры обратного знака. Так, на южном продолжении Урало-Тобольского (или Мугоджарского) антиклинория, как это видно на тектонической карте А. Л. Яншина, (1951, стр. 233) расположена огромная наложенная Челкарская синклиналь. Мезозойская Чушкакульская антиклиналь также лежит, по существу, на продолжении Зеленокаменной геосинклинальной зоны. Чтобы рассмотреть эту структуру как унаследованно развивающуюся антиклиналь, необходимо доказать, что она отвечает хотя бы отдельной, частной антиклинальной складке этой зоны. Однако подобных данных, по видимому, не имеется, как это следует из рассмотренного выше профиля.

На структурной карте Северного Приаралья, составленной А. Л. Яншиным по поверхности верхнемеловых отложений, изображен ряд меридионально вытянутых синклиналиевых и антиклинальных структур. Для этой территории имеются геофизические данные, рисующие лишь рельеф поверхности палеозойского основания, но не раскрывающие его внутреннего строения. Считая установленную им закономерность доказанной, А. Л. Яншин на основании упомянутой структурной карты делает выводы, касающиеся внутреннего строения палеозойского основания. По его мнению, структурам, выявленным в мезо-кайнозойском чехле, должны

соответствовать аналогичные структуры в фундаменте. В качестве доказательства существования такой связи приводятся, например, выходы на поверхность палеозойских пород у Жыбынын-Тау, расположенные на северном продолжении Тасаранской мезозойской антиклинали и подтверждающие, по мнению автора, наличие здесь антиклинальной структуры в палеозойском основании. Однако выходы палеозоя на поверхность здесь легко можно объяснить и по-иному, так как в непосредственной близости к ним проходит линия разлома.

Следует также отметить, что А. Л. Яншин пришел к выводу не только о погружении уральской складчатой структуры к югу, но и о затухании в этом направлении верхнепалеозойской складчатости. На этом основании, очевидно, можно прийти к заключению, что или мезо-кайнозойский чехол наследует эту затухающую складчатость, или уральская складчатость к югу, в пределах Туранской плиты, переходит в более древнюю складчатую систему и уже эта последняя развивается «унаследованно» в чехле. На основе таких представлений А. Н. Яншин делает далеко идущие, чрезвычайно важные не только в теоретическом, но и практическом отношении выводы о закономерности развития молодых, эпигерцинских плит вообще: «наличие унаследованных (в понимании А. Л. Яншина.— В. С.) поднятий и прогибов является общим свойством мезозойских и третичных осадков, залегающих на герцинском складчатом основании». По его мнению, такое свойство значительно упростит познание внутренней структуры погребенных участков палеозойского основания. Однако из приведенных примеров, как мне кажется, такие возможности не вытекают, и существование устанавливаемых А. Л. Яншиным закономерностей еще требует доказательств.

Выдвинутая А. Л. Яншиным на примере Туранской плиты, принятой им в качестве тектонотипа, теория структурного развития молодых плит позволяет ему установленные здесь закономерности распространить на все плиты с эпипалеозойским основанием. Между тем установить их, например в пределах смежной Западно-Сибирской низменности, на существующем фактическом материале не удастся. Такие закономерности не обнаружены пока и в пределах Западно-Европейских и Восточно-Австралийской плит.

Возможно, это связано с тем, что на Туранской плите (особенно в ее южной части) вследствие ее структурного положения происходят особые, более сложные процессы формирования структур чехла, вызванные непосредственной близостью пояса альпийского тектогенеза, влияние которого полностью исключить невозможно. Поэтому весьма вероятно появление здесь иных закономерностей, несколько отличных от тех, которые имеют место в пределах огражденных плит. Тектоническое строение территорий, подобных Турану, и наблюдаемые здесь тектонические процессы следует изучить с этой точки зрения.

Необходимо остановиться также на работе А. В. Пейве (1956₂), посвященной вопросам преемственности в развитии структурных форм различных структурных этажей. Автор различает три формы проявления унаследованности в тектонике — тектонического плана, тектонических форм и тектонических движений.

Эти положения очень близки к тем, которые можно почерпнуть из работ Н. С. Шатского. А. В. Пейве дал им более четкие и развернутые формулировки. Однако он вкладывает в них несколько иной смысл. Так, если под унаследованностью тектонического плана Н. С. Шатский понимал размещение в пределах крупных тектонических элементов земной коры, например плит, положительных и отрицательных структурных элементов первого порядка, т. е. синеклиз и антеклиз, в зависимости от тех или иных особенностей строения складчатого основания, то А. В. Пейве под унаследованностью тектонического плана понимает в

первую очередь «расположение на поверхности континентов древних платформ и послепротерозойских подвижных поясов, а также простирание главнейших линейных тектонических элементов внутри платформ и подвижных поясов» (1956, стр. 12). Размещение этих структурных зон и элементов он ставит в зависимость от положения глубинных, длительно развивающихся разломов, с которыми, по его мнению, связано формирование геосинклинальных систем послепротерозойского типа. Например, унаследованность А. В. Пейве видит в том, что «начиная с позднего протерозоя разломы... наследуются от одного периода к другому».

Таким образом, эта точка зрения, вероятно, совершенно справедлива в том отношении, что разломы, как правило, очень консервативны. К этому можно добавить, что, ограничивая блоки жесткого основания, они контролируют формирование структур следующего структурного этажа и распределение в нем фациальных зон и мощностей, так как движение по ним продолжается или подновляется в течение очень длительных отрезков геологического времени. Однако понимание термина А. В. Пейве существенно отлично от того, что имел в виду Э. Зюсс, и, следовательно, от принятого нами определения унаследованности. Да и по смыслу этот термин не подходит для обозначения явления длительно живущих разломов, так как неизвестно, что от него наследуется.

«Унаследованность движений» А. В. Пейве также понимает как продолжение или повторяемость движений по одному и тому же разлому иногда в течение нескольких геологических периодов. Следовательно, эти движения собственно и определяют длительность жизни разломов, и разделять эти понятия в данном случае, вероятно, невозможно. Выдвигая на первый план разломы и оставляя за ними ведущую роль в формировании структур верхнего структурного этажа, А. В. Пейве (1956, 1960) все же полностью не отказывается от мысли, что, например, в крупных структурных зонах Урала типа Зеленокаменного синклинория или Уралауского антиклинория наследуются общая тенденция к прогибанию и общие черты плана внутренней структуры территории, выражающиеся в том, что негативные структуры герцинского основания продолжают развиваться в осадочном покрове как отрицательные структуры, а позитивные — как положительные. Такие соотношения несомненно могут иметь место, но в ранг общей закономерности возводить их не следует. В процессе погружения отдельных глыб по разделяющим их разломам могли быть опущены или подняты любые участки складчатого основания, независимо от антиклинального или синклинального характера слагающих их складчатых структур. Линии сочленения разновозрастных складчатых зон часто также определяют места сопряжений крупных структур чехла типа синеклиз и антеклиз. Внутреннее строение этих зон обуславливает унаследованность региональных простираний структур чехла разного порядка и тем самым ведет к развитию общего тектонического плана платформенного чехла в определенном направлении.

По западной окраине Западно-Сибирской плиты, в полосе развития погребенных герцинид уральского типа, на фоне общего регионального падения на восток в мезозойском чехле наблюдаются флексурообразные изгибы слоев и брахиантиклинальные структуры, простирающиеся параллельно уральской складчатости. Там, где можно было проверить бурением и геофизическими исследованиями, оказалось, что этим структурам чехла обычно отвечают разломы фундамента. Посредством последних основные структурные формы чехла унаследовали простиранья уральской складчатости. Следовательно, эти простиранья характерны для всей области развития погребенных уралид.

Наблюдаемые в ряде мест брахиструктуры в отложениях мезо-кайнозойского чехла приурочены, как правило, к отдельным выступам фунда-

мента, обычно сопровождающим линии разломов (Лучинкино, Притобольские дислокации, Березово и др.). Но из этого не следует, что, прямая связь как мелких, так и крупных платформенных структур с положительными или отрицательными складчатыми структурами палеозойского основания может считаться установленной закономерностью.

Однако в самом существенном, с нашей точки зрения, А. В. Пейве прав, считая, что длительному развитию разломов из одного структурного этажа в другой мы обязаны проявлением согласованности простираний тектонических элементов крайне различных по возрасту структурных этажей (1956, стр. 13), т. е., в понимании Зюсса, — проявлением унаследованности (постумности) простираний. Таким образом, принятая нами точка зрения отличается от высказанной А. В. Пейве тем, что унаследованности от одного структурного этажа к другому мы будем считать простираения вновь сформировавшихся структур, а не длительно развивающиеся разломы, которые, по представлению А. В. Пейве, наследуют самих себя. (Если человек живет до 100 лет, это не значит, что он себя наследует.)

Б. А. Петрушевский в своей монографии (1955), посвященной Урало-Сибирской платформе и Тянь-Шаню, и в ряде других работ также касается вопросов унаследованности в тектонике.

Б. А. Петрушевский не видит на территории Тургайского прогиба унаследованного развития структурных форм платформенного осадочного чехла от частных антиклинальных и синклинальных складок палеозойского основания. В связи с этим ему пришлось допустить, что, быть может, тектоническое устройство Тургайской синеклизы существенно иное, чем района Северного Приаралья.

На Западно-Сибирской плите или «Урало-Сибирской платформе» в целом, по Б. А. Петрушевскому, имеется унаследованность общего тектонического плана, которую он видит в зависимости развития покрова от крупных складчатых систем фундамента, что сейчас уже во многих случаях подтверждается новыми фактическими данными.

Что касается роли разломов в формировании платформенных структур, то Б. А. Петрушевский выражает сомнение в исключительно важном значении их вообще для развития земной коры. Признавая, что крупные глубинные разломы обычно расположены на стыках крупнейших, различно развивающихся комплексов и сопровождаются образованием приразломных впадин, он все же предполагает, что их длительное развитие невозможно. Однако, в связи с новыми данными, мы позволим себе не согласиться с этим его утверждением.

На преемственную связь между дислокациями фундамента и мезокайнозойского покрова, вплоть до современного рельефа, указывает также Н. Н. Ростовцев (1956, стр. 148). Владея обширным как геологическим, так и геофизическим материалом по Западно-Сибирской низменности, он на его основе констатирует, что в ряде мест «складчатые комплексы, входящие в состав фундамента, совпадают с простиранием валов и впадин, а последние, соответственно, — с положительными и отрицательными формами рельефа». Н. Н. Ростовцев указывает, что «в приуральской части низменности, от восточных склонов Урала до рр. Вагая, Иртыша и Оби, складчатые комплексы фундамента, имеющие северо-восточное простираение, совпадают с простираением всех выявленных и изученных структур в мезо-кайнозойском покрове и с простираением главных водных артерий» (1956, стр. 149). Совпадение простираний складчатых комплексов с простираениями структур чехла Н. Н. Ростовцев отмечает и на других территориях низменности. Однако, к большому сожалению, тектонические схемы Н. Н. Ростовцев составляет, не всегда учитывая эти свои чрезвычайно ценные наблюдения.

Перейдем к рассмотрению некоторых материалов об условиях залегания и характера соотношения структур чехла со складчатым основанием в пределах эпипалеозойских плит, за исключением Туранской, так как по этой территории нами выше уже было разобрано достаточное число примеров.

Приводимые ниже геологические разрезы взяты из таких областей, где достаточно определенно установлен герцинский возраст складчатости фундамента. Это сделано в целях упрощения сравнения, так как теория «унаследованной конгруэнтной, голоморфной складчатости в платформенном чехле» была разработана А. Л. Яншиным на примерах погребенной герцинской складчатости, так же как и установленная Зюссом постумность в развитии структур чехла.

Однако имеется достаточное число фактических данных по областям, где развита складчатость более древней консолидации, на основании которых можно было бы показать, что здесь возникновение ведущих структурных форм чехла также обычно подчинено разломам, параллельным складчатости фундамента.

Примечательно, кстати, и то, что знак движения по разломам обычно не меняется в течение больших отрезков геологического времени. Блок, вовлеченный однажды в поднятие, длительно развивается в чехле как антиклинальная структура, которая иногда постепенно выполаживается, но, как правило, не превращается в синклинальную форму. Это, вероятно, можно объяснить тем, что плоскости смещения, возникшие под определенным углом к горизонту, в дальнейшем этот угол, видимо, изменить не могут или меняют его незначительно. Угол наклона и направление падения сместителей, очевидно, играют решающую роль в определении направления движений блоков. По-видимому, только в случае параллельности ограничивающих блок плоскостей можно предполагать перемену знака движения.

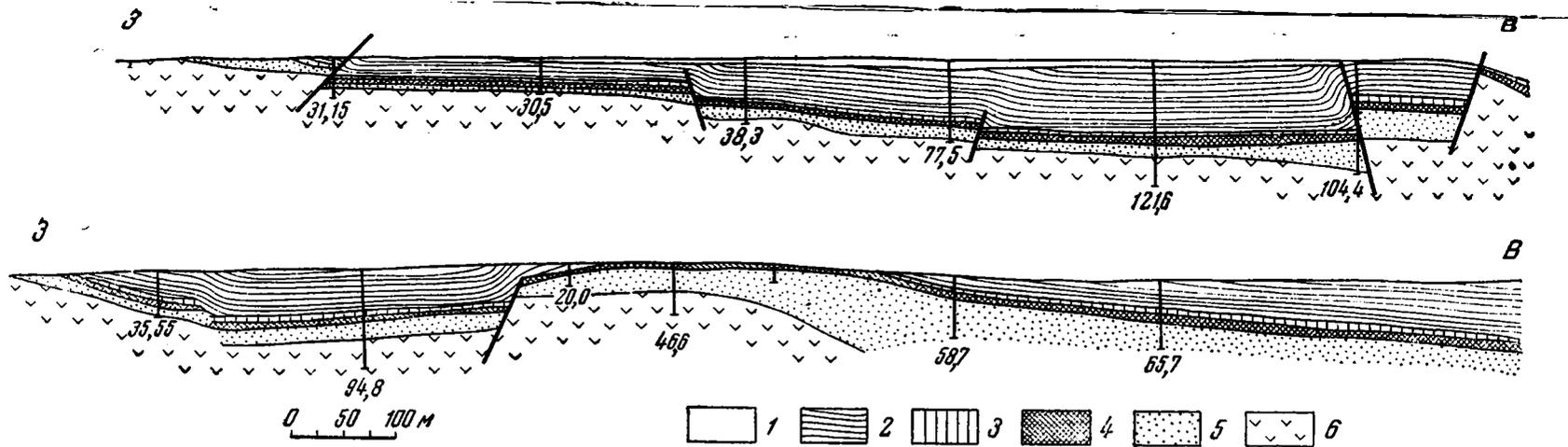
Приведем вначале два примера, иллюстрирующих только морфологию структур чехла, очень типичную для эпигерцинской зауральской части Западно-Сибирской плиты, хотя структура фундамента в разрезах и не показана.

Первый пример взят из хорошо изученного района Марсятского месторождения железных руд, расположенного на восточном склоне Урала, подробно описанного Н. И. Архангельским (1955). Здесь на эпигерцинском складчатом фундаменте залегает толща мезо-кайнозойских отложений чехла, охватывающая возрастную диапозон от нижнего мела до палеогена включительно (фиг. 8).

Отложения чехла образуют ряд асимметричных флексур и более пологих флексуорообразных изгибов. Эти нарушения связаны с разломами в фундаменте, что установлено не только бурением, но и хорошо видно в открытых выработках. Ясно выраженные местами разрывы слоев в нижней части чехла постепенно переходят во флексуру и продолжают выполаживаться вверх по разрезу. Некоторые скважины пересекают разломы уральского направления, которые проявились после отложения марсятской свиты нижнего палеогена и обусловили развитие флексур лишь в верхней, аргиллитовой толще нижнего палеогена. Морфологически, генетически и формационно это типичные платформенные структурные формы.

Таким образом, постепенное региональное погружение складчатого фундамента в восточном направлении, как это видно по нарастающим мощностям чехла, осложняется рядом разломов субмеридионального, уральского простирания, с которыми связано возникновение и развитие асимметричных структурных форм в покровных отложениях.

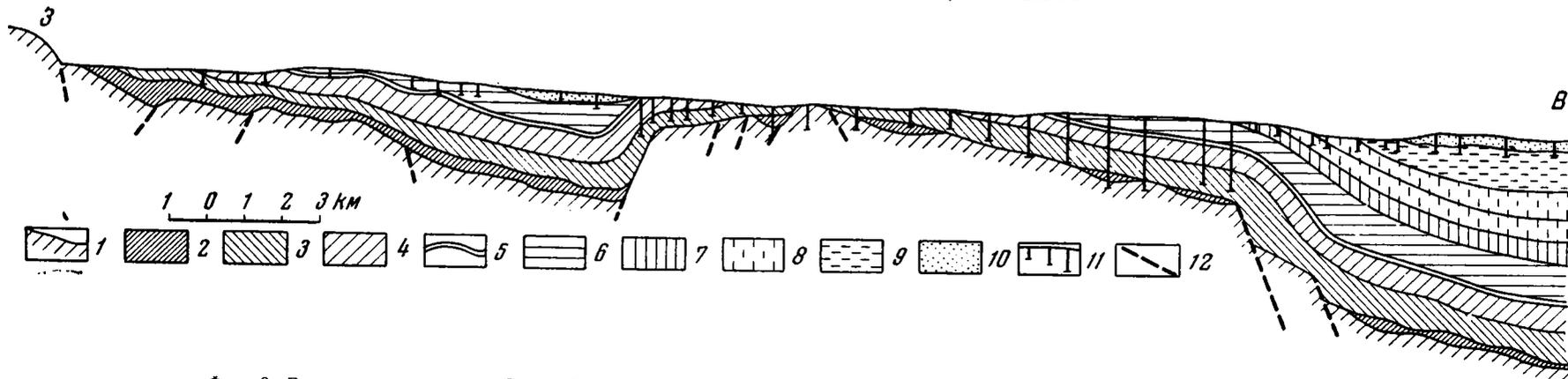
Не располагая данными о внутреннем строении фундамента в этих разрезах, мы все же можем сказать, что возникновение структур чехла



Фиг. 8. Марсятское месторождение железных руд. По Н. И. Архангельскому, 1955.

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — свита опоковых аргиллитов (Pg⁶); 3 — марсятская свита — глауконитово-кварцевые песчаники с марганцевой рудой (Pg⁴); 4 — аятская свита — гравийные песчаники с оолитовыми железными рудами (Cr₂^{dn}); 5 — континентальные песчано-глинистые отложения (Cr₁); 6 — складчатый фундамент

(1:1) — Соотношение масштабов вертикального и горизонтального 1 : 1



Фиг. 9. Геологический разрез Северо-Сосвинского бурогольного бассейна на широте р. Тольи. По В. А. Лидеру, 1958.

1 — палеозойский фундамент и кора выветривания; 2 — яны-маньинская свита (J₁kl); 3 — оторьинская и тольинская свиты (J₁oxl); 4 — аммонитосные глины (J₁kn); 5 — Федоровская свита (маркирующий горизонт глауконитовых пород (J₁ — Cr₁vn)); 6 — оолитовые железняки, пески алевроиты и глины (Cr₁); 7 — песчаники глауконито-кварцевые на опоковом цементе и диатомитах (Cr₂); 8 — диатомиты, бейделлитовые глины (Pg₁³); 9 — чеганская свита (Pg₁¹) — бейделлитовые глины с конкрециями сидерита; 10 — хангейская и пельмская свиты (Pg₃²⁻³ — N₁) — галечники, пески, алевроиты; 11 — разрезы, вскрытые в обнажениях и горных выработках; 12 — линии тектонических нарушений

здесь, несомненно, контролируется дизъюнктивной тектоникой основания.

Следующий пример взят также из приуральской части низменности в пределах Северо-Сосьвинского бурогольного бассейна на р. Толье. На профиле (фиг. 9), составленном по этому району В. А. Лидером (1958), видно, что чехол сложен отложениями различных горизонтов верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена. Общая мощность их в восточной части профиля превышает 1000 м. Условия залегания этих отложений, по В. А. Лидеру, определяются наличием разломов в фундаменте. Эти разломы, как можно видеть на геологической карте в работе того же автора, имеют меридиональное или субмеридиональное уральское направление. В целом для описываемой серии осадков характерны малые углы падения и лишь в зоне разломов они достигают 10—12 и даже 45—90°.

Развитые здесь структуры чехла В. А. Лидер (1958) описывает следующим образом: «Разломы в фундаменте... продолжали развиваться в мезозое и кайнозое, усиливаясь на границе средней и верхней юры, верхнего палеогена и неогена, с образованием горстов и грабенов. Непосредственно восточнее палеозойского уступа по всему восточному склону Северного Урала от 62 до 64° с. ш. в палеозойском фундаменте прослеживается ступенчатый грабен». Продолжения роста складчатых структур фундамента в чехле автор, видимо, не наблюдал, так как ни разу о таких соотношениях (чехла и фундамента) в работе не упоминает.

Здесь, так же как и в районе Марсятского месторождения, отчетливо показана морфология структур, развитых в приуральской части низменности, и связь этих флексуорообразных, типично платформенных образований чехла с разломами фундамента уральского простираения.

Морфология этих структур типична не только для покровных отложений приуральской части, но и для всей Западно-Сибирской низменности. Поэтому подобных примеров можно было бы привести неограниченное число.

Значительно труднее найти примеры, из которых было бы видно соотношение структур фундамента со структурами чехла, ввиду чрезвычайно большой мощности последнего на преобладающей части низменности, однако, такой материал все же существует.

В Каменском районе Среднего Зауралья расположена Байновско-Каменская депрессия меридионального уральского простираения. Эта депрессия подробно изучена Л. И. Кортаевой и С. А. Рязановой, по данным которых мы ее и описываем.

Байновско-Каменская депрессия прослеживается на расстоянии около 150 км. На многих участках хорошо выявляются ограничивающие ее разломы. Депрессия выполнена отложениями нижнего и верхнего мела, палеоцена и олигоцена. Общая мощность чехла изменяется от 0 до 150 м. Благодаря детальной изученности этой структуры при посредстве большого числа скважин (не только тех, которые показаны на широтных профилях,— фиг. 10, 11, но и многих других) можно видеть соотношение этой хорошо выраженной в чехле структуры со структурами герцинского складчатого основания.

На первом профиле (фиг. 10) на участке, где развиты наиболее древние, силурийские отложения, наблюдаются максимальные мощности в чехле. В левой его части, где расположена синклинали, сложенная отложениями среднего и нижнего карбона, чехол образует пологую моноклинали. Сокращенные мощности в чехле отвечают выдвинутым по разломам глыбам девона.

Второй профиль (фиг. 11) пересекает очень отчетливо выраженную в фундаменте синклинали структуру, центральная часть которой сложена отложениями среднего карбона, однако чехол реагирует лишь

на поднятый по разлому блок, а над центральной частью синклинали мощности пород чехла резко сокращаются.

В южной, примыкающей к Тюрингии части Северо-Германской плиты, в области развития отложения цехштейна, слагающего чехол над герцинским складчатым основанием, удается наблюдать следующую картину. Между селениями Кодиц и Мюль-Тааль, в дорожной выемке близ г. Заальфельд (фиг. 12), которая тянется более чем на 3 км, обнажены интенсивно смятые и разбитые разломами толщи среднего и верхнего девона и нижнего карбона, перекрытые полого лежащими отложениями нижнего и среднего цехштейна (верхняя пермь). На профиле видно, что на условиях залегания отложений чехла структурные формы основания не сказались. Изменение мощности покрова обусловлено здесь неровностями рельефа основания и влиянием некоторых разломов. Наиболее поднятой оказалась синклиналиная структура, над которой мощности чехла минимальны.

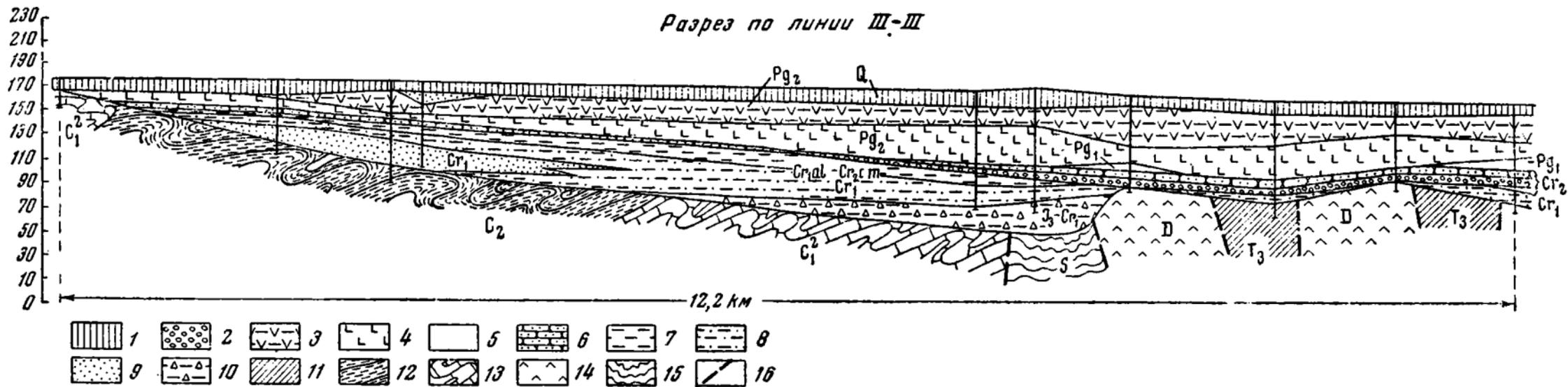
Можно было бы привести еще ряд подобных примеров, из которых видно, что во многих случаях в чехле возникают структуры обратного знака по отношению к структурам основания или чехол вообще не реагирует на внутреннее строение фундамента. Однако едва ли это целесообразно. Сами по себе даже совершенно бесспорные факты могут не быть признанными, как опровергающие вообще возможность существования «унаследованной складчатости» на территории Туранской или других молодых плит. Так как нам пока ни для одной территории не удалось встретить упоминания о наличии соотношений структур фундамента и чехла подобных туранскому типу (за исключением самого Турана), то основные возражения против теории «голоморфной конгруэнтной платформенной складчатости» мы черпаем из того фактического материала, на котором эта теория была построена.

Мы полагаем, что приведенных примеров все же вполне достаточно, чтобы показать существование принципиально иных, широко развитых в пределах различных эпипалеозойских плит соотношений структур фундамента и чехла, чем те, которые устанавливаются для Туранской плиты. Следовательно, последние не характеризуют свойств, присущих всем эпипалеозойским плитам вообще, и, хотя бы уже по одной этой причине, «унаследованная складчатость» не может быть признаком, отличающим молодые платформы от древних.

Обзор представлений об унаследованности показывает, что среди них в конечном итоге должны быть отмечены две полярные точки зрения. Это, с одной стороны, теория унаследованности простирающихся структур, развивающихся в нормальных платформенных условиях и, с другой — теория продолжения складчатых процессов в платформенном чехле.

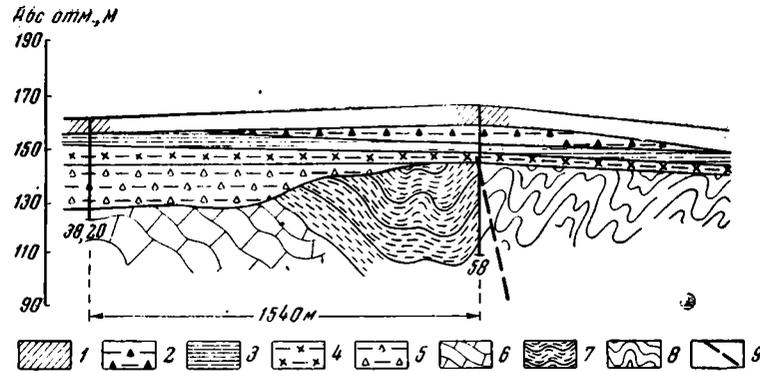
В первом случае в чехле образуются структуры типа плакосинклиналей, плакантиклиналей или валов, во втором — пликативные структуры, продолжающие развитие геосинклиналиной складчатости основания.

При рассмотрении второго случая необходимо помнить, что эта «унаследованная складчатость» на эпипалеозойских плитах не имеет ничего общего с так называемыми складками срыва или «покровными складками», описанными Арганом, а также со складками «юрского типа», описанными Буксторфом (Buxtorf, 1916), которые образуются в результате скольжения отложений чехла по поверхности жесткого основания, так как эти складки проявляются только в чехле и не затрагивают складчатого основания. Такие дислокации известны по окраинам Балтийского щита, в Юрских горах Западной Европы; возможно, что к этому типу придется отнести часть складчатости покровных отложений древних китайских платформ.



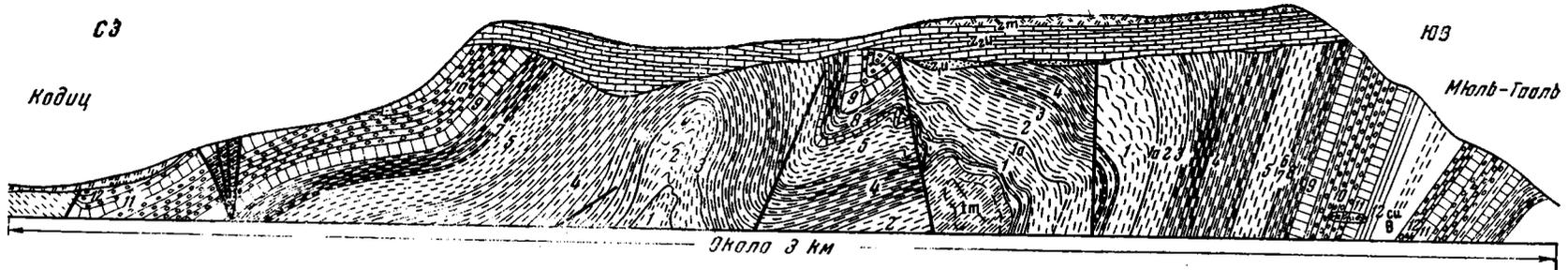
Фиг. 10. Геологический профиль через Байновско-Каменскую депрессию.
По П. И. Коротаевой

1 — суглинки, глины песчаные (Q); 2 — песок кварцевый разнозернистый с гальками кварца (Q); 3 — глина опоковая и диатомитовая, диатомиты (Pg₂); 4 — опоки, песчаники опоковые с прослоями опоковой глины (Pg₂); 5 — аргиллиты темно-серые, тонкослойные (Pg₁); 6 — песчаник глауконито-кварцевый с гальками кварца и кремния (Cr₂ m — d); 7 — глина серая с растительными остатками, конкрециями пирита и марказита (Cr₂ al — sm); 8 — глины каолиновые, пестроцветные (Cr₁); 9 — песок кварцево-сланцевый, разнозернистый (Cr₁); 10 — белики (Cr₁ — J₃); 11 — глинистые сланцы, полимиктовые песчаники (T₃); 12 — глинистые и глинисто-известковистые сланцы, песчаники, конгломераты (C₂); 13 — известняки (C); 14 — днабазовые и пироксен-плагноклазовые порфириды и их туфы (D); 15 — сланцы кремнисто-хлоритовые, кремнисто-серицитовые, актинолитовые и другие с прослоями мраморизованных известняков и эффузивов (S₂); 16 — разломы



Фиг. 11. Широтный геологический разрез через Байновско-Каменскую депрессию.
По П. И. Коротяевой, 1954 г.

1 — четвертичные отложения; 2 — опоки и глина опоковая (Pg_2); 3 — аргиллиты темно-серые, тонкослоистые (Pg_1); 4 — песчаник глауконито-кварцевый с гальками кварца и кремня (Cr_2); 5 — белики ($Cr_1 - J_2$); 6 — известняки (S_1); 7 — глинистые, глинисто-известковистые сланцы, песчаники, конгломераты (S_2); 8 — сланцы кремнисто-серицитовые, актинолитовые и другие с прослоями мраморизованных известняков и эффузивов (S_3); 9 — разлом



Фиг. 12. Геологический профиль Болена близ г. Заальфельд. По Пфайферу, 1954 г.

Средний девон: $1m$ — маршующие сланцы. Верхний девон: 1 — коричневые сланцы и песчаники (20—22 м); 1a — нижние кварцевые сланцы (до 0,6 м); 2 — сланцы (8—12 м); 3 — верхние кварцевые сланцы (до 1 м); 4 — известняки и сланцы (35—40 м); 5 — мелкоузловатый известняк, богатый фауной (16—18 м); 6 — мергелистый известняк (несколько сантиметров); 7 — узловатый известняк с фауной; 8 — нижние климменевые слои (8—10 м); 9 — нижние кварциты (6—9 м); 10 — верхние климменевые слои (16—18 м); 11 — верхние кварциты — граница девона и карбона (6—9 м). Нижний карбон: 12 — верхний известковый сланец (5—9 м); Si — нижний карбон (представленный кульмом); Пехштейн (верхняя пермь): z_{1u} и z_{2u} — нижний пехштейн; zm — средний пехштейн

Вполне вероятно, что при образовании складок срыва неоднородность состава отложений складчатого фундамента может влиять на определение места возникновения отдельных структур в чехле. В этом отношении их связь со складчатым основанием вполне возможна, и в некоторых случаях, без достаточно глубокого анализа, возникшая таким путем структура будет рассматриваться как продолжение роста структуры фундамента.

В условиях формирования нормальных структур платформенного чехла также возможно совмещение структур чехла и основания, но такая связь имеет чисто механический характер.

Следует указать на еще один возможный случай, когда описываются в качестве унаследованных структуры, образованные согласно мягкими отложениями, разделенными значительным стратиграфическим перерывом. Однако они приурочены не к плитам, а к отложениям, выполняющим грабены или авлакогены. Например, для Донбасса имеются указания (Дубинский, 1959) на приуроченность местами небольших полей меловых платформенных отложений к синклинальным структурам складчатого карбона.

Нет необходимости доказывать, что рассматривать дислоцированный палеозой Донбасса в качестве герцинского складчатого фундамента не приходится. Кроме того, возможность длительных подвижек блоков, ограничивающих авлакогены и грабены, и продолжение связанного с этим сминания выполняющих их осадков — явление, широко известное. Возникшие таким путем структуры, естественно, не имеют отношения к структурам, развивающимся в нормальных платформенных условиях, о которых идет речь в данной работе.

Совершенно иные взаимоотношения имеет в виду и теория «конгруэнтной, голоморфной складчатости» в чехле молодых плит. Основным условием их образования является не механическое совмещение и не другие перечисленные выше соотношения, которые иногда наблюдаются, а тесная генетическая связь структурных форм чехла и фундамента, отражающая продолжение процесса геосинклинального складкообразования.

ВЫВОДЫ

Резюмируя все сказанное выше и принимая во внимание многие данные, которые не могли быть приведены в настоящей статье, в связи с ограниченностью ее объема, автор пришел к ряду выводов.

1. Закономерность, установленная Э. Зюссом и названная им постумностью, выражающаяся в унаследованности простираций складчатости основания структурами платформенного чехла, проявляется в пределах всех известных нам эпипалеозойских плит и поэтому не может быть отвергнута как несостоятельная.

2. Простирация структур чехла наследуются от фундамента через разломы, параллельно складчатости. Эти разломы чрезвычайно консервативны, движения по ним, непрерывные или прерывистые, могут продолжаться в течение длительных отрезков геологического времени (например, времени формирования нескольких структурных этажей).

3. Нельзя считать доказанным, что положительные и отрицательные структурные формы чехла эпипалеозойских плит в своем развитии продолжают рост отдельных складчатых структур фундамента, в результате чего образуется структура, нижние толщи которой сложены геосинклинальными, а верхние — платформенными формациями. Структурам чехла, как правило, отвечают поднятые или опущенные блоки основания, независимо от их внутреннего строения, т. е. независимо от того, образован ли блок позитивной или негативной структурной формой. При этом

пространственное совпадение структур одного знака в чехле и фундаменте вполне возможно, но не обязательно. Следовательно, пологие структуры чехла не могут отвечать стадии «завершения геосинклинальной складчатости», как полагают некоторые исследователи, тем более, что эти структуры имеют явно выраженный платформенный характер как по морфологическим, так и по формационным признакам дислоцированных отложений.

4. Пока нет оснований полагать, что так называемая «унаследованная складчатость в чехле молодых плит» является одним из признаков, отличающих молодые плиты от древних.

5. Складкообразовательные процессы заканчиваются до заложения грабенов и грабенообразных впадин, выполненных комплексом эффузивно-осадочных отложений. Последние обычно значительно дислоцированы и уплотнены, часто до стадии слабого метаморфизма, под влиянием подвижек по ограничивающим грабен разломам. Дислоцированность отложений при этом, как правило, достигает максимума вдоль разломов и постепенно ослабевает с удалением от них. Возникшие таким путем внутри грабена складчатые структуры в перекрывающем их чехле обычно не проявляются. Формирование грабенов такого типа отвечает предчехольному простороженному этапу формирования плит, т. е. этапу пенеппенизации складчатого горного рельефа, дальнейшего раскальвания страны системой новых разломов и оживления старых разломов, параллельных складчатости, связанному с началом вовлечения данного участка в погружение. Вслед за этим может наступить этап формирования чехла плиты.

Складчатый фундамент, следовательно, древнее отложений, выполняющих грабены такого типа, а отложения чехла моложе последних.

6. Структуры чехла эпипалеозойских плит по своему генезису и морфологическим признакам очень близки к плакосинклиналям, плакантиклиналям и валам древних платформ, только, может быть, несколько более вяло выражены.

7. Кроме разломов, параллельных складчатости, для развития плит, как известно, большое значение приобретает также система секущих разломов. Последние моложе, чем плиты, возникают главным образом в связи с начинающимся погружением плиты и являются главным образом конседиментационными по отношению к осадкам платформенного чехла. Связанные с этой системой разломов структуры чехла, естественно, не наследуют простираний складчатости основания, и относить их к категории постумных — унаследованных — не следует. Система секущих разломов, видимо, является главным фактором, определяющим в конечном итоге коренную переработку общего тектонического плана.

8. В платформенном чехле эпипалеозойских плит можно различать унаследованность в развитии общего тектонического плана и унаследованность простираний частных форм.

Унаследованность тектонического плана чехла контролируется в первую очередь размещением погребенных разновозрастных складчатых зон, путем возникновения в чехле унаследованных региональных простираний, свойственных данной зоне складчатого фундамента.

9. В размещении мелких, локальных брахиантиклинальных и брахисинклинальных структур чехла также может проявиться унаследованность, выражающаяся в их подчиненности общему тектоническому плану и другим, в основном ведущим, элементам тектоники плиты (разломам, зонам разломов фундамента и т. д.).

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. М.—Пг., Гос. изд-во, 1923.
- Архангельский Н. И. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Вдовин В. В. Современные структуры мезо-кайнозойской покрова полярной части Западно-Сибирской низменности.—Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, вып. 3.
- Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примуроджарья.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 2.
- Гарецкий Р. Г. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали и Примуроджарья.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, вып. 6.
- Дербиков И. В. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования.—Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1960, серия нефт. геол., вып. 2.
- Дубинский А. Я. Об унаследованных структурах восточного Донбасса.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 4.
- Кузнецов А. С. О связи современного рельефа Тобольского района с глубинной тектоникой.—Докл. АН СССР, 1958, 118, № 6.
- Лидер В. А. Юрские отложения бассейна р. Северной Сосьвы.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Мирошников Л. Д. К геологии доюрского фундамента северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.—Геол. и геофиз., 1960, № 4.
- Николаев В. А. Неотектоника Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Всесоюзное межведомственное совещание по изучению четвертичного периода. Секция Западной Сибири и Урала». Тезисы докладов. М., 1957.
- Пейве А. В. 1. Принцип унаследованности в тектонике.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн.: «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).
- Петров Е. Н., Зятыкова Л. К. Методика и результаты геолого-геоморфологических исследований с целью поисков структур в центральных районах Западно-Сибирской низменности.—Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1960, вып. 9.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Плещеев И. С., Шарапов А. И., Шлезингер А. Е. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающей территории плато Устюрт.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 1.
- Проводников Л. Я. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным.—Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 6.
- Проводников Л. Я. Рельеф складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.—Геол. и геофиз., 1960, № 11.
- Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. В кн.: «Очерки по геологии СССР», т. I. (По материалам опорного бурения). Л., 1956.
- Сигов А. П. Геологическое строение и перспективы Южного Зауралья.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Ситтер У. Структурная геология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Соболевская В. Н. О складчатом фундаменте приуральской части Западно-Сибирской плиты.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Соболевская В. Н. 1. Основные черты структуры Западно-Сибирской плиты.—Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Соболевская В. Н. 2. Строение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием.—Сборник докладов на сессии, посвященной тектонике Красноярского края в 1961 г. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1963.
- Хиллс Е. Ш. Тектоническое строение Австралии. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Хольтедал У. Геология Норвегии, т. I. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Чудинов Ю. В. О блоковом строении Полярного Урала.—Докл. АН СССР, 1961, 136, № 4.
- Шабалина Н. С. Гидрогеологические условия месторождения марганцевых руд Северного Урала.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.—Изв. АН СССР, 1938, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.

- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Ш т и л л е Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн.: «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Я н ш и н А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Я н ш и н А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Я н ш и н А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953.
- Я н ш и н А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Я н ш и н А. Л., Б е з р у к о в П. Р. Юрские отложения и месторождения руд в Примугоджарских степях.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1937, вып. 10.
- В и х т о р ф А. Prognosen und Befunde beim Hauenstein — basis und Grenchenberg tunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges.— Verh. Naturf. Gesellsch. Basel, 1916, 27.
- Е d m u n d s F. H. The Wealen district. In: «British regional geology». London Geol. Survey, 1948.
- H i l l D., D e n m e a d A. K. The geology of Queensland.— J. Geol. Soc. Australia, Adelaide, 1960, 7.
- S u e s s E. Das Antlitz der Erde, Bd. 2. Wien, 1888.

Д. А. ТУГОЛЕСОВ

О МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

(на примере Устюрта)

«Тектонические карты в современной геологии приобретают все большее и большее значение; составление их, с одной стороны, является одним из главнейших и активных способов тектонического анализа, с другой же стороны, тектоническая карта представляет самое сжатое графическое выражение тектонического синтеза»

Н. С. Шатский (1963, стр. 447)

Главная цель предлагаемой статьи — выяснить тектонику Устюрта. Задача эта решается давно; для этого применялись разные методы составления тектонических карт. Продолжая изучение тектоники Устюрта, я разрабатывал эти способы и в конце концов счел наиболее целесообразным применить те приемы построения тектонических карт, разработанные Н. С. Шатским, которые позволяют наиболее наглядно изобразить морфологию структур. Эти приемы, а также намеченный в некоторых работах Н. С. Шатского способ отображения времени образования и преобразования структур развивает в своих работах П. Е. Оффман (1959, 1961), опытом которого я воспользовался.

Н. С. Шатский видел в составлении тектонических карт наиболее активный метод тектонических исследований и на протяжении всей своей научной деятельности работал над созданием и развитием научных основ этого метода. Он постоянно повторял, что геология имеет свои собственные методы, которые и определяют ее лицо. Выступая на заседании Ученого совета Геологического института АН СССР 14 декабря 1957 г., он говорил, что «геология не является наукой пассивной, то есть прогрессирующей только путем захвата чужих методов. Нет, геология имеет свои методы, разработанные и точные. Их нужно развивать и дальше. Для этого и должен существовать наш институт».

Геологический институт был организован А. Д. Архангельским в 1934 г., после переезда Академии наук СССР из Ленинграда в Москву. Отделом тектоники с момента его образования руководил Н. С. Шатский. Одним из важнейших направлений в работе этого отдела была и остается разработка общих вопросов тектоники и составление тектонических карт.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ Н. С. ШАТСКОГО

Предлагаемый мною способ построения тектонической карты Устюрта, по сути дела, основывается на методике, начало которой положил Н. С. Шатский. Поэтому прежде всего необходимо рассмотреть его методику составления тектонических карт. Для ее определения весьма существенно высказывание Н. С. Шатского о значении геологической

карты. Он часто говорил, что «геологическая карта представляет собой крупнейшее эмпирическое обобщение геологии».

Во всех своих работах, начиная с самых ранних, Н. С. Шатский стремился возможно точнее отображать на карте тектонические формы. Можно сказать, что это было основным его принципом¹. В своих исследованиях он, как правило, не связывал себя заранее сложившимися представлениями. Для его работ были особенно характерны неустанные поиски новых решений. И еще одну черту методики Н. С. Шатского следует специально отметить: его тектонические карты всегда отличаются ясностью и простотой в изображении тектонических форм.

Основные особенности методики Н. С. Шатского можно проследить на его тектонических работах.

Н. С. Шатский начал свою геологическую деятельность в Поволжье в 1916 г. Об этом периоде он писал в своей автобиографии: «Мной была составлена первая для Русской платформы и одна из первых для СССР вообще структурная карта в стратонизогипсах». Эта карта была построена для бассейна р. Иловли, по поверхности альбского фосфоритового горизонта. На ней при помощи нескольких изолиний отображена сложная антиклиналь с угловатыми в плане очертаниями, с широтным южным и меридиональным восточным крылом, в которую углом вдаётся прогиб. На карте выявлены и мелкие детали. В результате впервые на Русской платформе была показана характерная для нее структура, которую значительно позднее Н. С. Шатский определил термином «плакантиклиналь». В числе других примеров изображения плакантиклиналей он впервые опубликовал и эту карту (1945, стр. 23).

Чтобы оценить в полной мере методику Н. С. Шатского, нужно вспомнить, что в ту пору, когда он прослеживал на местности и изображал на карте угловатые формы плакантиклиналей, господствовало представление о том, что в Поволжье развит ряд более или менее параллельных линейных складок, простирающихся с юго-запада на северо-восток и в районе Саратова отгибающихся к северо-западу (Архангельский, 1911, стр. 83, рис. 20).

Таким образом, с самого начала своей деятельности Н. С. Шатский изучал и изображал реальные тектонические формы, независимо от того, какими они представлялись при тогдашних теоретических построениях: его решения не предопределялись существующими теориями. И, как мы видим, он нашел новый в то время прием изображения тектонических форм — метод изолиний.

Несколько лет спустя в Черных горах на Северном Кавказе Н. С. Шатский применил тот же прием изображения структур изолиниями. Он составил карту рельефа подошвы фораминиферовой толщи (Шатский, 1929, стр. 161, рис. 28) и таким путем изобразил складки меловых пород со всеми особенностями их форм: крупную моноклинали — северное крыло большой антиклиналей Цанта-тау, соединенную с ней седловиной Хадумскую антиклиналь неопределенных очертаний, с ее заостренной западной периклиналию, широким, почти плоским сводом, и крутым флексуорообразным северным крылом, и мульды, разделяющие эти антиклиналей, — все эти формы, во всей их реальности, со всем их своеобразием очень точно вырисованы Н. С. Шатским. С сожалением приходится отметить, что сейчас широко распространены тектонические карты крупных масштабов (например, составляемые при геологической съемке в масштабе 1 : 200 000), на которых подобные структуры условно обозначаются в виде осей антиклиналей и синклиналей.

¹ В известных словах Н. С. Шатского: «Я отношусь к испытателям природы, а не законодателям ее» — заключается точное определение его подхода к исследованию.

Итак, в ранних своих работах Н. С. Шатский изображал геометрическим способом, в изолиниях, реально существующие тектонические формы. Так он поступал, когда располагал достаточными данными о гипсометрическом положении маркирующих горизонтов. В других случаях задачу построения тектонических карт он решал по тому же принципу, но другим способом.

Например, при составлении обзорной тектонической карты Сибирской платформы в 1932 г., когда степень изученности этой территории была еще чрезвычайно низкой, когда и речи не могло быть о маркирующих горизонтах, Н. С. Шатский применил новый прием — условные изолинии. Он очертил, в соответствии с масштабом карты, синеклизы (впадины), антеклизы (глыбы), а если оказывалось невозможным выявить тектонические формы, то по данным геологической карты очерчивал в плане гнейсовые массивы древних глыб, поля кембро-силурийских пород, складчатые зоны и т. д. И здесь проявилось то же стремление изобразить с максимальной точностью реально существующие формы. Немногочисленные данные о них неясны, и Н. С. Шатский при составлении карты руководствуется достигнутым уровнем знаний. Построение карты он ведет в строгом соответствии с масштабом. В то время имелись некоторые сведения о структурах меньшего размера, но Н. С. Шатский не загружает карту мелкими и разнообразными подробностями, в результате нанесения которых она больше напоминала бы формальный реестр различных данных по стратиграфии, тектонике, вулканизму. Составленная им карта проста и лаконична, на ней выделены главные структуры платформы. Эта карта во многом определила направление последующих исследований и пережила многие другие карты, составленные позднее.

Теоретические представления и тектонические схемы И. Д. Черского, В. А. Обручева, А. А. Борисяка, Л. де Лоне, М. М. Тетяева учитывались Н. С. Шатским, но не влияли на его исследование, на построение его тектонической карты. Он отказался от общих определений Сибирской платформы (вроде лабильного шельфа, как называл ее В. А. Обручев) и впервые произвел структурный анализ платформы и отдельных ее частей, используя составление тектонической карты как метод анализа. Для каждой из выделенных тектонических форм были описаны свойственные ей структурные особенности. Отчетливо вырисовался грандиозный плоский куполообразный свод Северо-Сибирской глыбы, в ядре которого выходит на поверхность гранито-гнейсовое основание, а склоны постепенно погружаются в смежные впадины, так что «при современном уровне знаний не представляется никакой возможности наметить более или менее точные разграничительные линии между глыбой и впадинами» (Шатский, 1932, стр. 486). Подобный плоский свод, вернее — половина свода, наклоненная на север, установлен в бассейне Алдана. Стали ясны иные структурные черты Байкальской складчатой зоны, которая отличается от Алданской глыбы: 1) более полным разрезом докембрия; 2) мощной толщей кластических осадков в основании кембрия, отсутствующей на Алданской глыбе; 3) интенсивными дислокациями нижнепалеозойских пород по окраинам зоны, которых совсем нет на склоне Алданской глыбы. Н. С. Шатский отметил также характерные черты Ленско-Енисейской полосы, резко отличающие ее от склонов Северо-Сибирской и Алданской глыб, — наличие в ней складок, развитие по внешнему ее краю надвигов, изоклинальных складок и других резких нарушений, наконец, наличие кластических толщ в основании кембрия.

В этом описании отдельных крупных тектонических форм Сибирской платформы особенно наглядно проявился метод исследования Н. С. Шатского — каждую структуру он рассматривает саму по себе,

со свойственными именно ей геологическими особенностями, не подыскивая для нее эталона в других, лучше изученных областях, или теоретически сформулированного определения. Он как бы вычитывает из геологической карты и других имеющихся материалов тектонические формы, а не подбирает подходящие термины и объяснения. Такой анализ структуры платформы позволил Н. С. Шатскому «подразделить ее на ряд геотектонических районов, из которых одни представляют устойчивые древние участки земной коры, другие — более подвижные, более молодые, в той или иной степени смятые дислокациями более поздними, чем те, которые создали складчатый фундамент первых» (Шатский, 1932, стр. 507). Этот вывод, хотя и сформулированный в соответствии с принятыми Н. С. Шатским теоретическими представлениями, является лишь дальнейшим чтением имеющихся данных. Объяснение причин различия резко отделено от него. О причинах большей подвижности структур Ленской полосы можно сделать два предположения, говорит Н. С. Шатский: либо жесткое кристаллическое основание в этих структурах опущено очень глубоко, либо оно образовано более молодой докембрийской складчатостью. Последнее предположение казалось ему более отвечающим фактическому материалу.

Таким образом, методика Н. С. Шатского дала возможность ему на огромной и в то время почти неизученной территории Сибирской платформы выявить основные крупные структуры и распознать их различия. В этой работе определился тот метод тектонических исследований Н. С. Шатского, который он называл методом сравнительной тектоники.

В 1946—1948 гг. Н. С. Шатский написал серию статей по сравнительной тектонике древних платформ. В первой статье этой серии он опубликовал несколько тектонических карт Русской (Восточно-Европейской) платформы, составленных для разных отрезков геологического времени. Наиболее насыщенной, отработанной и интересной в методическом отношении представляется карта герцинской структуры платформы (1946, стр. 49, фиг. 6). На этой карте (составленной в 1943 г.) условными изолиниями, подобно тому как это было сделано на карте Сибирской платформы, очерчены основные тектонические формы Русской платформы. Но в отличие от карты Сибирской платформы, здесь структуры изображены с большой подробностью, со всеми характерными особенностями их формы — изгибами крыльев в плане, крутыми крыльями, центриклинальным замыканием прогибов и т. д. Несмотря на лаконичность и простоту этой карты, каждая черточка, каждый изгиб линии на ней обоснованы всем имевшимся тогда, уже очень обильным материалом. Для примера можно указать на изображение Воронежской антеклизы, с ее крутым, как бы оборванным южным крылом, очень пологим северным и угловатыми очертаниями на востоке. С такой же точностью и такой же тщательностью рисовки изображены и остальные структуры платформы. В этом отношении рассматриваемая карта вполне сравнима с относительно крупномасштабными обзорными тектоническими картами.

Нужно подчеркнуть, что при составлении этой карты Н. С. Шатский не просто повторил прием, выработанный десятилетием ранее для Сибирской платформы, не просто усовершенствовал его на гораздо более подробном геологическом материале. Он применил здесь очень важное новое обозначение, которое существенно расширило содержание карты. Как и все приемы, применявшиеся Н. С. Шатским, этот новый прием также очень прост: это индексы, обозначающие возраст отложений и тем самым косвенно определяющие время и интенсивность прогибания. К ним добавлена штриховка, обозначающая относительно поднятые массивы, прикрытые маломощным чехлом девонских пород.

Очень характерно для методики Н. С. Шатского изображение на этой карте Балтийской мульды и Северо-Германской депрессии. Они показаны в виде одного сложного прогиба, обозначены одним знаком, хотя одна из них находится в пределах древней платформы, а другая — в герцинской складчатой области. По взглядам Н. С. Шатского, платформы и геосинклинали представляют собой принципиально различные образования. Но граница древней Русской платформы на этом участке могла быть проведена только по косвенным данным, в значительной степени гипотетически, и потому на изображении герцинской структуры Польско-Германской низменности она никак не сказалась. Н. С. Шатский видел характерные черты тектонической структуры, ее единство и изобразил ее одним знаком, несмотря на то, что, по его теоретическим представлениям, она относится к двум разным областям.

Еще яснее этот прием Н. С. Шатского — изображать реально существующие структуры земной коры, вне зависимости от собственных теоретических взглядов — виден на карте альпийской структуры Восточно-Европейской платформы (1946, стр. 52, фиг. 7). Альпийские прогибы древней платформы и смежных с ней складчатых областей нанесены на этой карте одинаковыми знаками, и очертания их не контролируются границами платформы. Н. С. Шатский рассматривал их как самостоятельные тектонические формы и изобразил с возможной для того времени точностью, стремясь передать главные их особенности — очертания в плане и величину прогибания. И, как во всех своих картах, показывал их такими, какими они наблюдаются в действительности, рисовал не представления, не идеи, не объяснения, а естественные геологические тела.

Те же свойства отличают и тектоническую карту юго-восточной части Русской платформы и Северного Кавказа (Шатский, 1948, стр. 41, фиг. 1). Для ее составления использован более полный материал, чем для предыдущих карт, и она выполнена в изолиниях с уже определенным шагом сечения, по нескольким маркирующим горизонтам. Наряду с изолиниями, детально вырисовывающими морфологию структур, Н. С. Шатский ввел в карту дополнительные знаки, обозначающие флексуры, плакантиклинали, докембрийские массивы, складки Донбасса. Не имея данных для проведения оцененных изолиний, он структуру Большого Кавказа изобразил в условных изолиниях — прежним приемом генерализации геологической карты. Большое содержание этой тектонической карты, подробность и выразительность рисунка структур, характерные детали, которые можно показать в принятом масштабе карты, достигнуты и здесь минимальными средствами, при помощи очень небольшого числа условных знаков.

Для этой карты характерна та же независимость от заранее принятых определений. В самом деле, по представлениям Н. С. Шатского, южная граница Русской платформы проходит где-то южнее Ростова-на-Дону, затем, сложной изгибающейся, очерчивает Донецкий бассейн (который, по мнению Н. С. Шатского, является поперечной краевой структурой герцинской складчатости в теле древней платформы) и продолжается к востоку, в район Астрахани. Но эта граница предполагаемая, и на карте она никакого отражения не получила. На карте с большой подробностью изолиниями изображены мезозойские и кайнозойские структуры этого региона и условными знаками, со всей возможной для карты данного масштаба точностью, нанесены складки палеозойских пород Донбасса. Все предположительные тектонические построения остались, так сказать, за картой. Эта карта представляет собой средство для выяснения нерешенных вопросов, способ тектонического исследования. На ней легко читаются морфология тектонических структур, подчиненность основных и второстепенных форм и, до известной степе-

ни, время их образования (по изолиниям разновозрастных горизонтов). Рассматриваемая карта опубликована в работе, посвященной глубоким дислокациям, охватывающим и платформы и складчатые области. Особенность этой карты, так же как и других карт Н. С. Шатского, заключается в том, что никакие гипотетические построения, относящиеся к главной задаче статьи, в карту не вошли и на составление ее не повлияли. Читатель может быть согласен или несогласен с выводами Н. С. Шатского, но на его карте он найдет только реально существующие структуры, установленные непосредственными исследованиями.

Итак, мы видим, что изучая тектонику различных районов и составляя разного рода тектонические карты, Н. С. Шатский каждый раз разрабатывал прием, позволявший для данного конкретного случая решать задачу картографического отображения тектоники района. Так постепенно складывалась его методика составления тектонических карт. Она распадается на две части: первая касается изображения морфологии структур, вторая — процесса их формирования. Для изображения морфологии Н. С. Шатский применил прежде всего хорошо разработанные геометрические приемы — изолинии, причем на этом пути он преодолел значительные трудности, связанные с неполнотой и неоднородностью данных. Для отображения тектонического процесса Н. С. Шатский искал новые способы. Он стремился выявить время формирования отдельных структур; например, на тектонической карте Русской платформы выделял штриховкой герцинские и мезо-кайнозойские структуры (1937), для этой же цели пробовал индексы и дополнительную штриховку (1946) или показывал возраст пород, слагающих ту или иную структуру. Но для обзорных тектонических карт Н. С. Шатский применил другой прием, основанный на отображении возраста складчатости.

В 1933 г. Н. С. Шатский и А. Д. Архангельский составили тектоническую карту территории всего Советского Союза в масштабе 1 : 25 000 000. На ней были выделены докембрийские и палеозойские плиты (платформы), области мезозойской складчатости и альпийские геосинклинальные (складчатые) области. В качестве объяснительной записки к карте была опубликована небольшая статья, во многом и надолго определившая пути развития тектоники. В этой статье сформулированы представления об основных тектонических элементах земной коры — геосинклиналях и платформах. Синонимом термина «платформа» был термин «плита». Под плитами «разумеются участки земной коры, состоящие из складчатого, претерпевшего ту или другую степень метаморфизма основания, или фундамента, и покрывающих последний горизонтальных или лишь местами слабо нарушенных дислокациями и неметаморфизованных пород. Характер складчатого фундамента плит показывает, что все они, не исключая древнейших, проходили в своем развитии геосинклинальные фазы. Плиты отличаются друг от друга прежде всего по возрасту складчатости фундамента» (Архангельский и Шатский, 1933, стр. 324). Поэтому на тектонической карте территории СССР была разделена «на области, отличающиеся друг от друга по возрасту той складчатости, после которой соответствующие участки земной коры утрачивали свойства геосинклиналей и приобретали свойства плит» (там же, стр. 324).

Далее в статье определены свойства геосинклиналей, отличающие их от платформ. Геосинклиналей отличаются прежде всего накоплением мощных толщ осадочных пород, указывающих на глубокое прогибание всей области или отдельных ее частей. Второй особенностью геосинклиналей является складчатость, которой подвергаются эти мощные толщи. Далее, для них характерны такие типы осадочных пород, которые не свойственны осадочному чехлу платформ, и, наконец, в геосинклиналях

устанавливаются мощные излияния основных магм, образующие огромные толщи разнообразных порфиров и их туфов.

В качестве основного признака отличия геосинклиналей от платформ для тектонического районирования территории была выбрана складчатость. Почему именно этот признак сочтен важнейшим? В то время представления о геосинклинальной и платформенной стадиях развития, об эпохах и фазах складчатости, об образовании гор главным образом в результате складчатости, о консолидации и переходе геосинклиналей в платформы были общепринятыми. Эти представления в основном соответствовали достигнутому уровню знаний. Противоречащих им фактов не было или почти не было. Именно поэтому А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский, творчеству которых, кстати сказать, всегда было глубоко чуждо создание каких-либо всеобъемлющих гипотез, положили эти идеи в основу тектонического районирования территории СССР. В их работе 1933 г. эти идеи были изложены именно как общеизвестные и общепринятые. И вместе с тем не было дано достаточно отчетливого определения понятий о складчатости, о ее возрасте, о характере превращения геосинклинали в платформу. Не было определено, какой из признаков, отличающих геосинклинали от платформ, следует положить в основу тектонического районирования. Признак возраста складчатости, превращающей геосинклинали в платформу, был принят как само собой разумеющееся.

Следует обратить самое пристальное внимание на то обстоятельство, что А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский сочли необходимым сделать ряд существенных оговорок по поводу тех явлений, которые не соответствовали общепринятым представлениям. Это, прежде всего, возможность превращения участков платформ в геосинклинали. Далее, ими было подчеркнуто неполное соответствие области распространения складчатости и очертаний той геосинклинали области, в которой данная складчатость развивалась. Наконец, было указано на условность границ между геосинклиналями и платформами, между складчатыми и нескладчатыми областями. (Заметим попутно, что эти замечания часто игнорируются.)

В 1937 г. в коллективной работе А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова и других авторов была представлена новая для того времени схема тектоники Евразии в масштабе 1 : 30 000 000. При составлении этой карты была выработана более определенная система построения, на карте выделены только области складчатости — докембрийской, древнепалеозойской (каледонской и более древней), верхнепалеозойской (герцинской), мезозойской (тихоокеанской) и третичной (альпийско-гималайской). Строго последовательно была проведена идея о том, что основными структурными элементами земной коры являются платформы и геосинклинальные области, что все платформы образовались из геосинклиналей и имеют складчатое основание. «Легко видеть, — пишут авторы, — что те сложно дислоцированные породы, которые образуют так называемый складчатый фундамент всей страны и которые в одних местах выходят непосредственно на поверхность, а в других прикрыты более или менее мощной толщей недислоцированных, горизонтально лежащих пород, претерпели характерную для них дислокацию в весьма различное время» (стр. 38). Поэтому основным признаком для тектонического районирования на карте следует принять возраст складчатости этого фундамента.

В результате этих и подобных им соображений укрепилось мнение, что все равнинные области, сложенные с поверхности полого лежащими породами, представляют собой платформы со складчатым основанием, отделенным резким повсеместным несогласием от полого лежащих пород чехла.

В 1945 г., сразу же после войны, Н. С. Шатский поручил сотрудникам своего отдела заняться разработкой методики составления тектонических карт. Над этой задачей под его руководством трудились А. А. Богданов, Н. С. Зайцев, А. Х. Иванов, Ю. А. Косыгин, П. Н. Кропоткин, И. В. Лучицкий, Н. Г. Маркова, М. В. Муратов, А. И. Мушенко, М. С. Нагибина, А. С. Новикова, П. Е. Оффман, А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский, В. Н. Соболевская, Д. А. Туголесов, Н. П. Херасков, Н. А. Штрейс и А. Л. Яншин. В процессе этой работы было составлено много разнообразных по методике и по условным знакам тектонических карт различных территорий. Но для обзорной тектонической карты СССР Н. С. Шатский избрал ту же систему построения, которую он разрабатывал вместе с А. Д. Архангельским на картах 1933 и 1937 гг. В основе ее, как уже говорилось, лежало отображение возраста складчатости или, точнее, времени окончания складчатости. По этому принципу построены и следующие две карты, составленные под руководством Н. С. Шатского,— второе издание тектонической карты СССР (1956) и Международная тектоническая карта Европы, печатание которой заканчивается в 1963 г.

Можно с несомненностью констатировать тот факт, что трудности, вызываемые применением этого принципа к составлению все более подробных тектонических карт, возрастали по мере их детализации. Обнаруживалось все больше мест, для которых трудно было найти объективный критерий определения возраста складчатости, другими словами,— найти такое региональное угловое несогласие, которое свидетельствовало бы о смене геосинклинального развития данного региона платформенным. Появлялось все больше «волевых решений» в изображении таких мест.

Для методики Н. С. Шатского характерно, что он не обходил эти трудности путем применения промежуточных терминов или упрощенных решений, он стремился не затушевывать их, а выявить, подобно тому как, например, он это сделал при проведении границы между байкалидами и каледонидами на тектонической карте СССР первого издания (1953).

Известно, что в последние годы Н. С. Шатский все больше уклонялся от споров о возрасте складчатости тех или иных регионов, которые с возрастающим ожесточением велись между составителями тектонических карт СССР, Европы и Евразии.

Мне кажется оправданной попытка продолжить разработку тех приемов изображения на тектонической карте возраста структур, а следовательно и истории их развития, которые были намечены Н. С. Шатским в некоторых его трудах, но не были распространены им на обзорные карты. Прежде чем изложить результаты моей работы в этом направлении, необходимо рассмотреть вкратце различные варианты изображения тектоники Устюрта, основанные на принципе определения возраста складчатости.

ИЗОБРАЖЕНИЕ УСТЮРТА НА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ

В 1923 г. А. Д. Архангельский в своей работе «Введение в изучение геологии Европейской России» писал о существовании под Устюртом подземного горста, сложенного докембрийскими породами. В те годы горстами он называл все щиты Русской платформы, и, следовательно, Устюрт представлялся ему в виде антеклизы, образующей юго-восточный выступ Русской платформы. В основу своих построений А. Д. Архангельский положил два главных признака: 1) равнинный рельеф Устюрта и горизонтальное залегание слагающих его миоценовых пород и 2) характер простирающихся окружающих дислокаций, которые, по его выражению, «как бы обходят массив Устюрта».

Десять лет спустя, в 1933 г. в статье А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского «Схема тектоники СССР» тектоника Устюрта изображалась уже более сложно. По мнению авторов, Русская платформа в нижнем палеозое продолжалась на юго-востоке в область современного устюрта. Впоследствии южные части Восточно-Русской впадины и Днепровско-Донецкая впадина превратились в геосинклинали, пережившие в конце палеозоя и в мезозое достаточно интенсивную складчатость. Киммерийские складчатые сооружения появляются на поверхности в складках Туаркыра и Мангышлака. Дальнейшие третичные и четвертичные опускания вновь превратили эту область в равнину, которая в неогене является уже платформой. Такое превращение устанавливается на основе того, что неогеновые породы залегают здесь горизонтально или весьма слабо дислоцированы. Отсюда был сделан вывод, что в настоящее время складчатый фундамент этих районов состоит не из докембрийских, а из палеозойских и мезозойских пород.

Представление о складчатом фундаменте Устюрта в дальнейшем еще более усложнилось. В коллективной работе 1937 г. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский Южный Устюрт трактовали как область мезозойской складчатости. По этому поводу сказано следующее: «На Мангышлаке и в складках Туаркыра, по юго-восточному побережью Карабугаза, с исключительной ясностью вырисовывается древнекиммерийская фаза диастрофизма, создавшая изоклиналиную складчатость» (стр. 79), т. е. примерно то же самое, что и в статье 1933 г. Северный же Устюрт в работе 1937 г. трактовался иначе, чем в 1933 г. Авторы привлекли материалы гравиметрической съемки, на основе которых было решено, что «северная часть Устюрта расположена в районе распространения Тяньшанской герцинской складчатости» (стр. 45).

Нужно подчеркнуть, что в 30-х годах сведений о геологии Устюрта и прилегающих к нему районов было еще очень мало. Теперь, на основании более подробных данных, выяснено, что на Мангышлаке и Туаркыре нет изоклиналиной складчатости. Н. С. Шатский в 1941 г. уже не считал, что в Закаспии имела место мезозойская складчатость. На тектонических картах СССР, изданных в 1953 и 1956 гг., интересующая нас область обозначена цветом, принятым для изображения эпипалеозойской платформы. Основанием для такого решения послужили исследования А. Л. Яншина.

Необходимо сосредоточить внимание читателя на трудностях тектонического районирования территории по возрасту складчатости, создавшей фундамент платформы. Эти трудности выявились уже при самых ранних попытках составления тектонических карт. С одной стороны, сами понятия о складчатости и возрасте складчатости не были достаточно точно сформулированы. Не было установлено прямых и ясных признаков, по которым можно разделить складчатость геосинклиналиную и негеосинклиналиную и тем самым выявить возраст той складчатости, которая превращала геосинклиналь в платформу. С другой стороны, значительные методические затруднения вызывало тектоническое районирование обширных территорий, сложенных плоско лежащими осадочными толщами, на основании данных о строении их складчатого фундамента. Затруднения вызывались тем, что фундамент совсем или почти совсем не обнажен на поверхности, следовательно, степень и форму складчатости в нем нельзя установить, а наличие регионального углового несогласия между фундаментом и осадочным чехлом определяется главным образом путем логических соображений, т. е., по существу, только предполагается.

В 1933—1937 гг., при весьма ограниченных данных о геологии Туранской равнины и других подобных ей территорий, эти трудности в процессе составления мелкомасштабных тектонических карт были еще срав-

нительно легко преодолимы. В дальнейшем же трудности составления тектонических карт по возрасту складчатости увеличились. Они сказались в том, что, придерживаясь этого принципа, разные авторы получали различные результаты. На примере Устюрта подобное положение можно видеть по результатам исследований А. Л. Яншина (1948, 1951), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Р. И. Грачева (1959), Н. В. Неволлина (1958, 1961), Ю. И. Сытина, П. К. Чихачева и П. П. Чуенко (1960) и других авторов. Различие полученных ими выводов наглядно выступает при сравнении разработанных ими карт (см. фиг. 1—5). Составление этих карт имело главной целью выяснить строение палеозойских отложений, которые образуют на Устюрте структурный этаж, почти целиком погребенный под мезо-кайнозойскими отложениями.

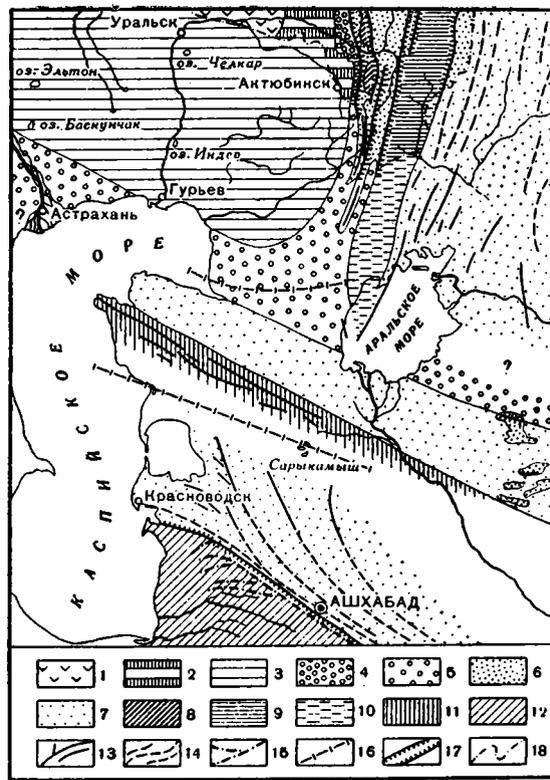
Карта А. Л. Яншина, опубликованная в 1948 г. (фиг. 1) и переизданная с дополнениями в 1951 г., сыграла большую роль в изучении тектоники Устюрта. Эта карта гораздо более подробно и составлена иначе, чем карты его предшественников. Основным содержанием карты А. Л. Яншина является изображение под сплошным мезо-кайнозойским покровом Турана областей распространения отложений верхнепалеозойских краевых прогибов, складчатого комплекса палеозойских геосинклинальных систем, южного продолжения Мугоджарского антиклинория, зоны Мангышлакского пермо-триасового межгорного прогиба. На ней показаны также оси унаследованных антиклиналей.

Теоретическая основа построений А. Л. Яншина — это предположение о том, что структура мезо-кайнозойских отложений унаследована от палеозоя. По его мнению, наследуются крупные зоны антиклинального строения, независимо от того, имели они геоантиклинальный режим развития или возникли из геосинклинали, а также крупные синклинальные зоны, независимо от того, являются ли они остаточными или наложенными прогибами (1948, стр. 136). Крупнейшая геоантиклинальная зона Урала — Мугоджарский антиклинорий¹ не наследуется в осадочном чехле Турана; в мезо-кайнозойских отложениях ему соответствует не антиклиналь, а Челкарская синклиналь. Это обстоятельство А. Л. Яншин объяснял тем, что Мугоджарский антиклинорий представляет собой «не складчатую зону, а докембрийскую плиту». Докембрийские плиты, по его мнению, являются уже консолидированными структурами. Развиваться, передавая свои черты, т. е. наследоваться, могут лишь дислокации складчатых палеозойских осадков (там же, стр. 44). В соответствии с такими представлениями очертания погребенной части Мугоджарского антиклинория (его южного продолжения) могут быть установлены по данным о расположении Челкарской синклинали. Последняя ограничена с запада и востока унаследованными от палеозойской структуры антиклиналями — Чушкакульской и Куландинской (см. фиг. 1). Сама же Челкарская синклиналь определена как наложенная.

Из дальнейшего текста статьи А. Л. Яншина видно, что наследуются не только зоны, но и отдельные крупные складки. Например, Чушкакульская антиклиналь наследует Джамантаускую антиклинальную складку (Яншин, 1948, стр. 193, карта; 1951, стр. 291, 292, 297). По-видимому, решение проблемы связи в унаследовании между крупными и мелкими формами пока еще не имеет желаемой ясности.

В своих построениях А. Л. Яншин большое значение придает данным о простираниях складок на поверхности. На основании синтеза этих данных и представлений об унаследованном развитии тектоники он делает вывод, что складки мезо-кайнозойского чехла наследуют дислокации именно складчатых палеозойских пород. Наряду с этим он высказывает предположение, что даже крупные поднятия не наследуются, если

¹ На тектонических картах СССР (1953, 1956) он называется Уралом-Тобольским.



Фиг. 1. Схема тектоники Западного Казахстана и Туркмении.
По А. Л. Яншину, 1948.

1 — область сравнительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы; 2 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевого прогиба Урала на поверхности; 3 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевых прогибов под молодыми осадками (область солянокупольной тектоники); 4 — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов на поверхности; 5 — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения под более молодыми осадками; 6 — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем на поверхности; 7 — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем под более молодыми осадками; 8 — докембрий зоны Уралтау; 9 — зона Мугоджарского антиклинория; 10 — южное подземное продолжение Мугоджарского антиклинория (наложенная Челкарская синклиналь); 11 — зона Мангышлакского межгорного прогиба; 12 — область альпийской складчатости; 13 — оси унаследованных антиклиналей; 14 — вероятное продолжение осей унаследованных антиклиналей; 15 — оси альпийских антиклиналей и прогибов; 17 — основные разломы; 18 — граница погружения уральского палеозоя и докембрия под сплошной покров мезозойских и третичных осадков

они сложены несмятыми в складки породами. Создается впечатление, что в этих построениях остается открытым вопрос о способе образования складок и что недостаточно отчетливо определено, в чем заключается разница между платформенными и геосинклинальными складками. Правда, А. Л. Яншин указывает, что «линейность унаследованных складок и соответствие по величине положительных и отрицательных структур резко отличают их от плакантиклиналей и плакосинклиналей древних эпох. Унаследованные складки образуют серии одинаково ориентированных равновеликих антиклиналей и синклиналей, а плакантиклинали расположены поодиночке, нередко под углом друг к другу, и часто не сопровождаются соответствующими отрицательными структурами. Не менее су-

щественно различаются они и по своему генезису. Первые представляют собою в основном пликативные структуры, хотя иногда и бывают осложнены взбросами. Их образование связано прежде всего с изгибами поверхности погребенного фундамента. Морфология же вторых показывает, что они представляют собой отражение в осадочном чехле серии расколов фундамента, сопровождающихся вертикальным поднятием или опусканием отдельных блоков» (1951, стр. 276).

Таково представление А. Л. Яншина о возникновении унаследованных складок в процессе складчатости (об «унаследованной складчатости»). Но, если оставить в стороне заключения о различном поведении фундамента под унаследованными складками и плакантиклиналями, тем более, что мы недостаточно знаем строение фундамента, и рассмотреть только соотношения о морфологических различиях двух типов деформаций, выделяемых А. Л. Яншиным, то оказывается, что различия эти не столь уже велики. Прежде всего нужно заметить, что А. Л. Яншин очень приблизительно характеризует особенности плакантиклиналей. В действительности они расположены совсем не «поодиночке», а чаще образуют линейные зоны на склонах антеклиз и синеклиз. Иногда они оказываются «под углом друг к другу», но чаще под углом друг к другу подходят крылья плакантиклиналей и плакосинклиналей, так как они имеют коробчатые и ступенчатые формы. В то же время линейность вовсе не противопоказана плакантиклиналям (Жигулевская плакантиклиналь, Окско-Цнинский вал).

Морфология складок Турана вполне отвечает тем морфологическим особенностям плакантиклиналей, которые сформулированы Н. С. Шатским (1945, стр. 10—27). Для мангышлакских антиклиналей характерны плоские своды, шириной иногда до 10—20 км и флексуобразные крылья. Они разделены прогибами с широкими плоскими днищами. Чушкакульская антиклиналь с ее крутым западным и очень пологим восточным крылом по морфологическим признакам очень сходна с типичными плакантиклиналями. Многие из унаследованных антиклиналей не сопряжены с синклиналями (Чушкакульская антиклиналь, Актумсукская антиклиналь). Наконец, линейные антиклинали бывают расположены под углом друг к другу. Для примера сошлюсь на Аксайскую антиклиналь, лежащую почти под прямым углом к продолжению Чушкакульской (Гарецкий и Шрайбман, 1958), или на Кассарминскую антиклиналь¹; простираение ее А. Л. Яншин ошибочно считал долготным, в действительности оказалось, что она вытянута в широтном направлении и, таким образом, лежит под углом к простираению как мангышлакских дислокаций, так и Куландинской антиклинали.

Из приведенных уточнений и замечаний видно, что еще нет достаточной ясности в вопросе о способе образования унаследованных складок, о том, какая разница между платформенными и геосинклинальными складками и как проводится граница между платформенными и геосинклинальными образованиями по вертикали и в плане. По-видимому, еще в очень большой мере остается открытым вопрос о том, существует ли резкое разделение между геосинклинальным и платформенным этажами, и действительно ли древние структуры прямо наследуются новообразованными. Пока нет данных для того, чтобы исключить вероятность обнаружения длительно развивающихся структур.

В свете изложенных построений А. Л. Яншина остается неясным, почему широтная ветвь герцинид Кызыл-Кумы — дельта Аму-Дарьи — Бузачи устанавливается по отсутствию складок в чехле; более того, здесь предполагается высокое залегание поверхности палеозоя и отсутствие

¹ В работах А. Л. Яншина (1948, 1951) она называется Актумсукской.

пород триаса, юры и нижнего мела, в то время как в других случаях, наоборот, погребенная герцинская складчатость устанавливается по наличию унаследованных складок в мезо-кайнозойском чехле.

Следует подчеркнуть, что задачей настоящего рассмотрения является не критика воззрений А. Л. Яншина и других исследователей, а стремление уяснить принципы и методику построений, применяемых разными авторами. Как уже было указано, А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский отмечали недостаточную определенность некоторых теоретических положений в тектонике. Н. С. Шатский в ряде случаев истолковывал имеющиеся данные вопреки теоретическим установкам¹. А. Л. Яншин в своих построениях, как правило, строго следует принятым им теоретическим положениям. Иначе говоря, его построения предопределены его представлениями.

Исследователи Устюрта и прилежащих территорий, естественно, встречаются с теми же трудностями, которые пытался разрешить А. Л. Яншин. И, пожалуй, именно потому, что эти трудности не были разрешены, одни и те же данные разными авторами толкуются по-разному.

Так, Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) составили схему строения складчатого фундамента северной части Туранской плиты (фиг. 2), значительно изменив часть построений А. Л. Яншина. Например, Актумсукская антиклиналь, по мнению А. Л. Яншина, являлась продолжением Урала, поскольку ее простираение определялось как меридиональное, уральское. Это «уральское» простираение было одним из главных аргументов для доказательства ее унаследованного развития. В дальнейшем выяснилось, что простираение Актумсукской (Кассарминской) антиклинали широтное. Когда это выяснилось, Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман были вынуждены объяснить ее строение иначе, чем А. Л. Яншин, а именно — как унаследованную антиклиналь Тяньшанид. Соответственно пришлось изменить на карте местоположение границы уралид и Тяньшанид.

На карте Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана показаны разнообразные тектонические зоны и структуры, составляющие длинный классификационный ряд. В их число входят (см. фиг. 2) области интенсивного проявления нижнепалеозойской (каледонида) и верхнепалеозойской (герцинида) складчатости, причем герциниды подразделяются на уралиды и Тяньшаниды; в каждой из этих трех областей выделяются зоны относительных поднятий и зоны интенсивных прогибов. В пределах этих областей интенсивной складчатости устанавливаются еще верхнепалеозойские прогибы, выполненные молассовым комплексом, имеющим возраст C_2 — P_2 на каледонидах и Тяньшанидах и C_3 — T_1 на уралидях. Наконец, выделяются межгорные и, условно, краевые прогибы с мощным осадконакоплением в верхнем палеозое и триасе и с интенсивной триасовой складчатостью.

Это тектоническое районирование произведено главным образом на основании оценки геофизических полей, причем в основу его положены результаты аэромагнитной съемки. Авторы исходят из представления,

¹ Когда я изучал тектонику Ангаро-Ленского прогиба Сибирской платформы, Н. С. Шатский обратил мое внимание на структурное сходство развитых в этом прогибе складок со складками Юрских гор и Таджикской депрессии. Этому его сравнению не помешало то обстоятельство, что Ангаро-Ленский прогиб принадлежит к древней платформе, а Юрские горы и Таджикская депрессия — к значительно более молодым складчатым областям.

Подобным образом, при составлении Международной тектонической карты Европы, он воспротивился отнесению Юрских гор к области эпипалеозойской платформы и изобразил их как зону альпийской складчатости, хотя при этом Предальпийский краевой прогиб оказался внутри альпийской складчатой области, а не на краю, как ему положено по теории.

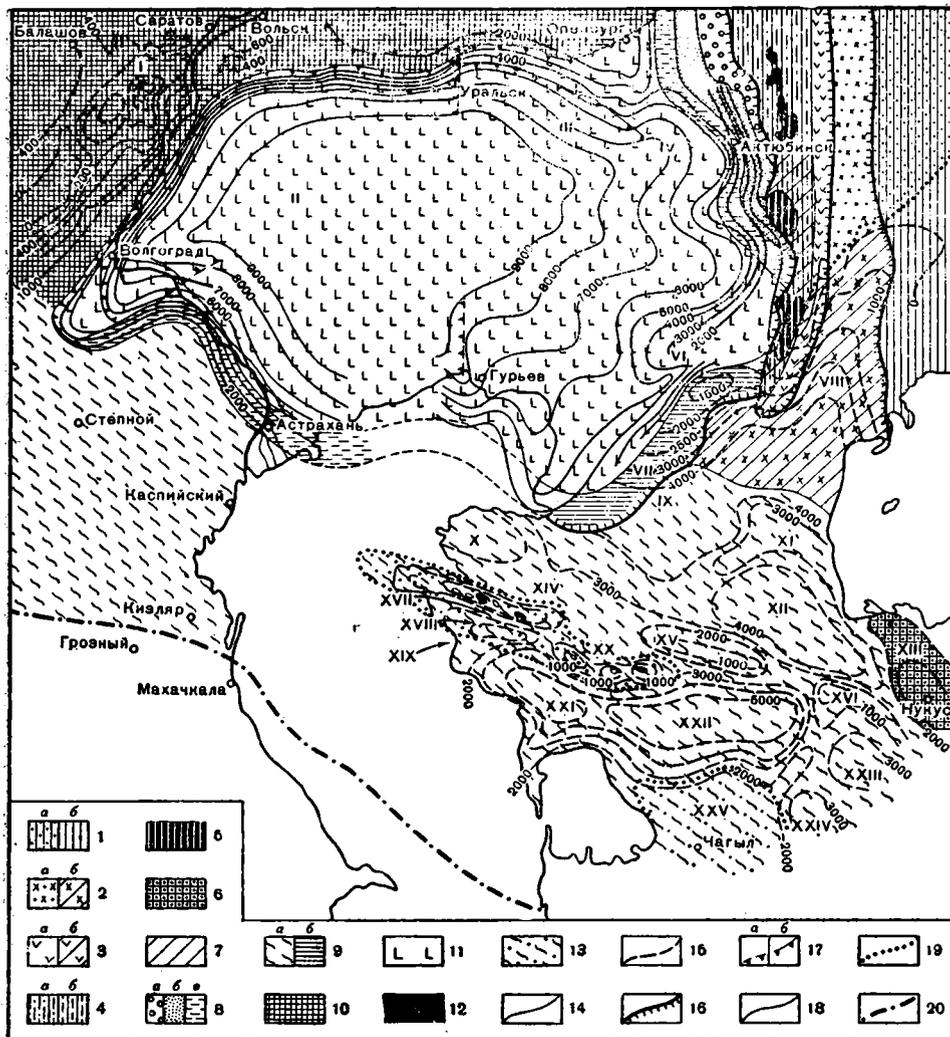
что магнитные и гравитационные аномалии отражают петрографическую неоднородность палеозойских пород. Совокупность полос высоких значений градиентов силы тяжести и четких линейных положительных магнитных аномалий (иногда даже только одна из этих особенностей), по их мнению, является отражением разломов в палеозойском основании.

Для того чтобы лучше уяснить методику исследований Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана, рассмотрим характерный пример из их большой работы (1960), касающийся Кассарминской (быв. Актумсукской) антиклинали. Авторы считают эту антиклиналь и Султан-Уиздаг единой зоной относительных поднятий Тяньшанид, основываясь на следующих данных. К Султан-Уиздагу приурочена интенсивная положительная магнитная аномалия. От нее, как пишут авторы, «ветвь положительных магнитных аномалий, уже значительно меньшей интенсивности, идет на северо-запад через п-ов Муйнак и у мыса Актумсук на западном берегу Аральского моря поворачивает в широтном направлении» (стр. 43). Для района Султан-Уиздага характерна интенсивная положительная гравитационная аномалия северо-западного простирания. Менее интенсивный относительный максимум силы тяжести установлен в районе Кассармы. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман указывают, что хотя «между этими максимумами силы тяжести не было проведено гравиметровой съемки, но единой осью магнитных аномалий они объединяются в одну зону» (там же, стр. 43).

Таким образом, истолкование магнитных и гравитационных максимумов существенно разной интенсивности является главным и, пожалуй, единственным основанием для объединения Кассарминской антиклинали и Султан-Уиздага в одну зону. Авторы считают, что таким образом «доказана принадлежность... линейной широтной Кассарминской структуры к Тянь-Шаньской системе» (там же, стр. 45). К сожалению, интерпретация геофизических данных не представляет собой геологического факта; в большинстве случаев это только предположения о смысле аномалий.

Таким же способом Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман выясняют палеозойскую тектонику Мангышлакского вала. Отметив, что гравитационный и магнитный максимумы Центрального Устюрта пересекают ряд осей магнитных аномалий юго-юго-восточного направления и что имеется ряд локальных аномалий силы тяжести того же направления, они заключают: «Эти юго-юго-восточные направления магнитных и гравитационных аномалий, а также осей мезо-кайнозойских структур, скорее всего, отражают простирание более древних складчатых структур герцинских дуг Тянь-Шаня. Все это позволяет сделать вывод о том, что Мангышлакский прогиб является наложенной структурой, пересекающей простирания более древних тектонических элементов. Его развитие началось, по-видимому, с верхнего палеозоя» (там же, стр. 55).

Искусственностью такого подхода заключается в том, что различные элементы одной и той же мезо-кайнозойской структуры связываются условно с неизвестными предками палеозойского возраста только на том основании, что они имеют некоторую параллельность в простираниях, причем не они сами, а только их отдельные элементы (крылья, оси). У мангышлакских структур более отчетливо выражено общее простирание; но, кроме этого, в пределах Мангышлакской зоны наблюдаются разнообразные простирания отдельных ее элементов, таких, например, как купола, крылья, флексуры и т. д. Чем детальнее выясняется структура, тем больше появляется подробностей, тем больше устанавливается различных направлений простирания. С точки зрения рассматриваемой концепции об унаследованном развитии структур наблюдаемые простирания определяются как верхнепалеозойские, тянь-



Фиг. 3. Структурно-тектоническая схема Западного Казахстана по докунгурским (Прикаспийская впадина) и доюрским (Устюрт) отложениям. По Н. В. Неволину, 1961.

Доверхнедевонский структурный ярус: 1 — доверхнедевонские складчатые образования Прииргизской зоны: *a* — на поверхности, *b* — под покровом мезо-кайнозойского чехла; 2 — докембрийские складчатые образования Урало-Тобольской зоны: *a* — на поверхности, *b* — под верхнедевонскими и более молодыми палеозойскими породами и мезо-кайнозойским платформенным чехлом; 3 — силурийские и нижнедевонские складчатые образования Магнитогорской зоны: *a* — на поверхности, *b* — под верхнедевонскими и более молодыми палеозойскими породами и мезозойским платформенным чехлом; 4 — протерозойские и доверхнедевонские палеозойские складчатые образования Уралтауской зоны: *a* — на поверхности, *b* — под верхнедевонскими и более молодыми палеозойскими породами и мезо-кайнозойским платформенным чехлом; 5 — крупные ультраосновные массивы; 6 — доверхнедевонские складчатые образования Султан-Узиздагского поднятия на поверхности.

Верхнедевонско-пермский структурный ярус: 7 — послеливневские палеозойские складчатые образования на каледонском фундаменте во внешних и внутренних зонах меридиональной складчатой области (Мугуджар); 8 — послеливневские палеозойские складчатые образования Предуральского краевого прогиба: *a* — зона развития верхнепалеозойской изоклиальной складчатости, *b* — зона развития верхнепалеозойской эжективной складчатости, *a* — зона развития верхнепалеозойских переходных тектонических форм между краевым прогибом и платформой; 9 — герцинские образования широтной Тянь-Шаньской складчатой области: *a* — южные субширотные герциниды под пермо-триасовым и мезо-кайнозойским платформенным покровом, *b* — южные субширотные герциниды краевого прогиба под пермо-триасовым и мезо-кайнозойским платформенным покровом; 10 — область неглубокого залегания платформенных палеозойских отложений

шаньские, уральские, в зависимости от того, к чему они больше подходят. Таким образом, возникает риск попасть в порочный круг: основание для заключения о принадлежности структуры к уралидам, тяньшанидам и т. п. уже находится в самом этом заключении.

Если мы обратимся к построениям Н. В. Неволлина (1961), то увидим, что они предопределяются той же гипотезой, которой следуют А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман. Карта Н. В. Неволлина (фиг. 3) называется «Структурно-тектоническая схема Западного Казахстана по докунгурским (Прикаспийская впадина) и доюрским (Устюрт) отложениям». Цель автора, как видно из названия карты, — выяснить структуру глубоко погруженных палеозойских пород под мощным, местами многокилометровым чехлом кайнозойских, мезозойских и верхнепалеозойских отложений. Эта задача решается на основании предпосылки о наличии наследственных связей мезо-кайнозойских форм с палеозойскими. Однако это представление находится в противоречии с фактическими данными, которые приведены в работе этого же автора. В этом можно убедиться, если сравнить карты мощностей меловых и третичных отложений (Неволин, 1961, стр. 107 и 116) и карту тектоники мезо-кайнозойских отложений (там же, стр. 102) с рассматриваемой картой. Тектонические планы мезо-кайнозойских и палеозойских структур различаются на них настолько существенно, что трудно говорить об унаследованности одних другими.

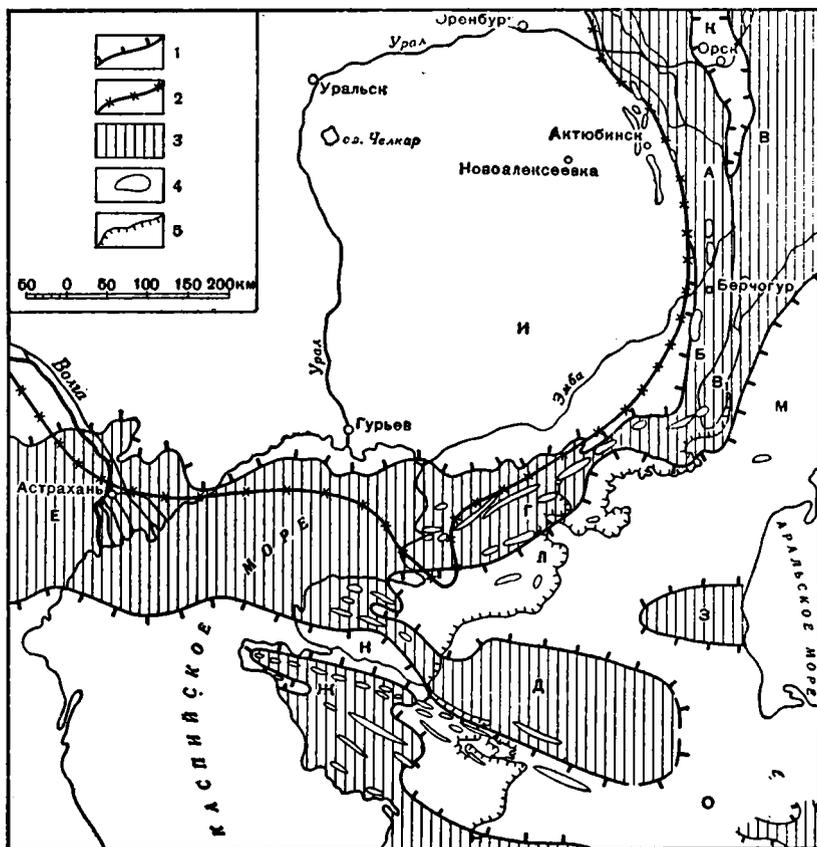
На фиг. 4 представлена карта, опубликованная в 1959 г. Р. И. Грачевым. Она проще и более схематична, чем предыдущие. По сути дела, на ней применены два основных знака: белое — прогибы, штриховка — поднятия; овальными контурами приблизительно нанесены поднятия второго и третьего порядка. Р. И. Грачев определяет Устюрт как область герцинской складчатости. В отличие от А. Л. Яншина, он к этой области причисляет и Южно-Эмбенское поднятие, которое А. Л. Яншин считает принадлежащим к Русской платформе.

На основании каких же данных Р. И. Грачев составлял свою карту? По его мнению, расположение гравиметрических аномалий отражает строение палеозоя. Соответственно, точно следуя контурам изомал, он изображает контуры палеозойских структур (см. фиг. 4). Руководящей идеей этих построений является принцип унаследованного развития структур. Р. И. Грачев пишет: «Мезо-кайнозойские складки имеют одинаковое с палеозойскими складками простирание, чем подчеркивается их унаследованное развитие» (1959, стр. 256). Это тот же

(верхнедевонско-пермского структурного яруса); 11 — область глубокого залегания палеозойских отложений (верхнедевонско-пермского структурного яруса).

Пермо-триасовый структурный ярус: 12 — пермо-триасовый складчатый комплекс на поверхности в межгорных впадинах южных субширотных герцинид; 13 — пермо-триасовый складчатый комплекс под мезо-кайнозойским платформенным покровом в межгорных впадинах южных субширотных герцинид. Стратонозогипсы: 14 — по подошве кунгурского яруса; 15 — по подошве юрских сложеней. Прочие обозначения: 16 — основные разломы в доверхнедевонском комплексе; 17 — предполагаемые (а) и установленные (б) флексуры в верхнепалеозойском комплексе; 18 — границы между крупными тектоническими элементами; 19 — условная граница распространения складчатого пермо-триаса; 20 — ось Предкавказского прогиба

Цифры на карте: I — Карамышская впадина; II — Волго-Уральская депрессия; III — Илеко-Утвинская мексклиналь; IV — Ново-Алексеевский прогиб; V — Темиро-Уильский прогиб; VI — Жарыкальинскс поднятие; VII — Южис-Эмбенское погнятие; VIII — Челкарский прогиб; IX — Северо-Устюртский прогиб; X — Северо-Бузачинское поднятие; XI — Актумсукское поднятие XII — Барса-Кельмесский прогиб; XIII — Султан-Уиздагское поднятие; XIV — Южно-Бузачинский прогиб; XV — Байчагырское поднятие; XVI — Айбугирское поднятие; XVII — Чакырганский прогиб; XVIII — Бекебашкудукское поднятие; XIX — Карагиевский прогиб; XX — Танаша-Караманское поднятие; XXI — Каудинский прогиб; XXII — Ассакеауданский прогиб; XXIII — Дарьялыкский прогиб; XXIV — Узбойский прогиб; XXV — Карабогаз-Туаркырское поднятие



Фиг. 4. Схема основных элементов Северного Прикаспия, Северного Устюрта и Мангышлака. По Р. И. Грачеву, 1959.

1 — границы структурно-тектонических зон; 2 — южная и восточная границы кунгурского солеродного бассейна; 3 — положительные структуры первого порядка; 4 — положительные структуры второго и третьего порядков; 5 — чинки Устюрта. Структуры первого порядка. Положительные: А — Каратауский антиклинорий; Б — подземное положение Каратауского антиклинория (Чушкакульское поднятие); В — Мугоджарский антиклинорий; В₁ — южное окончание Мугоджарского антиклинория; Г — Южно-Эмбенское поднятие; Д — Бузачинское поднятие; Е — Астраханское поднятие; Ж — Мангышлакское поднятие; З — Западно-Аральское поднятие. Отрицательные: И — Северо-Прикаспийская впадина (область распространения соляных куполов и соляных антиклиналей); К — Магнитогорский синклиний; Л — Северо-Предустюртская впадина; М — Челкарский прогиб; Н — Бузачинский прогиб; О — Южно-Устюртская впадина

принцип, что у А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого, В. И. Шрайбмана, Н. В. Неволлина, и данные у Р. И. Грачева те же, что и у них, но выводы у них получились разные.

В 1960 г. опубликованы статья и новая тектоническая карта Ю. И. Сытина, П. К. Чихачева и П. П. Чуенко, в основу построения которой положено предположение о том, что складки мезо-кайнозойского чехла унаследованы от палеозойской структуры. Области, в пределах которых мезо-кайнозойские отложения не смяты в складки, по мнению этих авторов, представляют собой стабилизировавшиеся участки земной коры. Легко заметить, что Ю. И. Сытин, П. К. Чихачев и П. П. Чуенко в своих построениях более последовательны в отношении принципа унаследованного развития, чем А. Л. Яншин. Это видно из того, что участки с горизонтальным залеганием мезо-кайнозойских пород они

всегда одинаково определяют как стабилизовавшиеся в палеозое массивы. А. Л. Яншин, как уже отмечалось, в одном случае определил такой участок как погруженную докембрийскую плиту (южное продолжение Мугоджарского антиклинория), а в другом — как высоко поднятую зону герцинской складчатости (полоса Бузачи — низовья Аму-Дарьи).

Карта, составленная Ю. И. Сытиным, П. К. Чихачевым и П. П. Чуенко (фиг. 5), в свою очередь, отличается от уже рассмотренных тектонических карт Устюрта. Мангышлакский вал эти авторы относят к мобильной зоне, а Северный Устюрт — к стабилизовавшейся. Привлекает внимание очень большая сложность рассматриваемой карты.

Сходная по теоретическим установкам, но отличающаяся еще более сложными обозначениями карта составлена Ю. Н. Годиным, Н. П. Лупповым, Ю. И. Сытиным и П. К. Чихачевым (1958). В ней выделены, в отличие от уже рассмотренных карт, срединные массивы герцинского складчатого фундамента, пояса герцинской складчатости, выраженные в платформенном чехле линейной зоной поднятий, шовно-глыбовые поднятия в переходной зоне, области платформенных поднятий в пределах краевых участков срединного массива, депрессионные зоны, структурные выступы и т. д. Очертания выделенных структур здесь несколько иные, чем на описанной выше карте (см. фиг. 5), но в общем близкие.

В рассмотренных работах авторы стремились произвести тектоническое районирование Турана на основании данных о строении его палеозойского структурного этажа. Это стремление диктовалось общей теоретической установкой, согласно которой строение мезо-кайнозойского чехла должно быть предопределено ранее сформированной структурой палеозоя, а ведущим признаком тектонического плана является простираение дислокаций. Интересно то обстоятельство, что в рассмотренных построениях оценка наблюдаемых явлений во многом определялась теоретическими предпосылками. Трудности такого метода исследований усугублялись в данном случае тем, что изучение строения палеозойских пород прямыми способами почти недоступно. В этих построениях авторы в основном шли от мало известного к более известному.

Произведенный разбор тектонических карт, составленных разными авторами для территории Устюрта, позволяет сформулировать основные вопросы, стоящие перед современными исследованиями территории Устюрта.

Необходимо разрешить первостепенной важности вопрос — почему для одной территории, по существу в один период, составлено столько разных тектонических карт? Эти карты здесь приведены и их легко сравнить. Причины столь разнообразного толкования тектоники одного и того же района требуют выяснения. Нельзя же произвольно выбирать карту по своему вкусу и нельзя пользоваться ими всеми сразу!

Отсюда возникают следующие вопросы. Может быть, очень быстро поступают новые материалы, которые существенно меняют представления о строении территории, и это определяет несходство рассмотренных карт? Или у авторов различные принципиальные установки, приводящие к разной оценке одних и тех же фактов?

Но, как мы видели, исходные данные, по крайней мере у авторов последних четырех карт, одни и те же, и все они руководствуются одинаковыми теоретическими предпосылками. Приходится прийти к выводу, что эти предпосылки настолько широки, что позволяют по-разному трактовать имеющиеся материалы.

Может возникнуть еще один вопрос. Может быть, различие карт объясняется разным их качеством, разной квалификацией авторов? Ответ в данном случае ясен: все упомянутые авторы опытные геологи,

хорошо знающие район исследований. Дело не в авторах, а в применяемом ими принципе.

Постепенно стал привычным принцип составления тектонических карт по возрасту складчатости. Согласно этому принципу строение палеозойского этажа Устюрта априори считается складчатым и также априори предполагается зависимость структур мезо-кайнозойского чехла от структур палеозойского основания. Такого рода предположения позволяют разным авторам по-разному оценивать и толковать данные наблюдений.

ПРИЕМЫ СОСТАВЛЕНИЯ И СОДЕРЖАНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ УСТЮРТА

Устюрт занимает центральное положение в обширной равнинной области, сложенной с поверхности молодыми, преимущественно кайнозойскими отложениями. Мезозойские породы обнажаются на этой территории лишь в отдельных относительно поднятых участках, а палеозой-

1 — складчатые системы, представленные складками покрова; X — система Копет-Дага; а — Главный антиклинорий, б — асимметричные брахискладки Передовой цепи, в — брахискладки западного окончания Копет-Дага. 2 — складчатые системы, представленные складками переходного типа (от складок основания к складкам покрова): XI — Кубадагско-Большая-Балханская антиклинальная система. Глубокие прогибы и впадины. 3 — передовые прогибы неогенового времени: XII — Предкопетдагский; XIII — Предгиссарский. 4 — впадина плиоцен-четвертичного времени, возникшая на месте стабилизировавшегося в конце палеогена или в более раннее время участка земной коры: XIV — Южно-Каспийская. 5 — впадины, возникшие в неогене в зонах западного и восточного погружений продолжений Копетдагской складчатой системы: XV — Западно-Туркменская впадина: а — Мессеринская зона относительно неглубоко погруженных складок западного окончания Копет-Дага, б — Прибалханская зона резко выраженных в неогеновых отложениях валообразных поднятий и брахиантиклинальных складок широтного простирания, усложненных разрывными дислокациями; в — Чикишляр-Бугдайлинская зона грязевых вулканов и пологих брахиантиклинальных структур в мощных неогеновых отложениях, приуроченных к ряду меридионально вытянутых валообразных поднятий; XVI — Кушинская зона крупных брахиантиклиналей восточного продолжения складчатой системы Главного антиклинория Копет-Дага, частично погребенных под неоген-четвертичными отложениями. б — зона глубокого (до 800—1000 м) погружения палеозойского фундамента в неоген-четвертичное время и последующего его поднятия: XVII — Бадхыз-Карабильская платообразная возвышенность, возникшая во второй половине четвертичного периода. 7 — зоны глубокого прогибания палеозойского фундамента с мощным (свыше 700 м) накоплением осадков четвертичного времени: XVIII — Мургабская; XIX — Келиф-Узбойская. Области ослабленных проявлений альпийских тектонических движений. 8 — устойчивые зоны, стабилизировавшиеся с герцинского или более раннего времени с нечетко выраженными, различно ориентированными пологими структурами в осадочном чехле: XX — Красноводск-Карабогазская; XXI — Каракумская; XXII — Северо-Устюртская; XXIII — Северо-Кызылкумская (Жанадарьинская). 9 — зона сводово-горстовых поднятий палеозойского складчатого фундамента и весьма пологих структур в маломощном мезозойско-кайнозойском осадочном покрове: XXIV — Центральные Кызыл-Кумы. 10 — подвижные зоны четко выраженных линейно расположенных складчатых структур в фундаменте и осадочном покрове, представленных: а — преимущественно антиклинальными поднятиями, осложненными брахиструктурами II порядка, образованными на месте глубокого пермо-триасового прогиба и интенсивного проявления раннекайнозойской складчатости, б — валообразными поднятиями относительно маломощного осадочного покрова и палеозойского фундамента, осложненными брахиструктурами II порядка: XXVII — Туаркыр-Капланкырская; XXIX — Мангышлак-Устюртская; XXX — Приаральская с подзонами: а — Султануздагско-Актумуская, б — Центрально-Аральская, в — Восточно-Аральская, г — Чушкаульская. Прочие структурные элементы: 11 — валообразные поднятия, осложненные структурами II порядка, установленные по геологическим и геофизическим данным в пределах мобильных зон; 12 — сводовые поднятия складчатого фундамента, установленные по геофизическим данным; 13 — локальные впадины складчатого фундамента, установленные по геофизическим данным; 14 — погребенные выступы палеозойского складчатого фундамента; 15 — некоторые локальные антиклинальные структуры в осадочном покрове: а — установленные по геологическим и сейсмическим данным, б — предполагаемые по геофизическим данным, геологическими наблюдениями еще не подтвержденные; 16 — оси главнейших антиклинальных альпийских складчатых систем; 17 — погребенные зоны региональных глубинных разломов, установленные по геофизическим данным; 18 — разрывы, установленные геологическими наблюдениями. Структурно-фациальные комплексы отложений: 19 — четвертичный; 20 — неогеновый; 21 — нижнеплиоцен-верхнеолигоценый; 22 — миоцен-юрский; 23 — палеогеновый; 24 — меловой; 25 — юрский; 26 — триасово-пермский;

27 — палеозойско-докембрийский

ские осадки выходят на дневную поверхность исключительно редко и в виде небольших остатков.

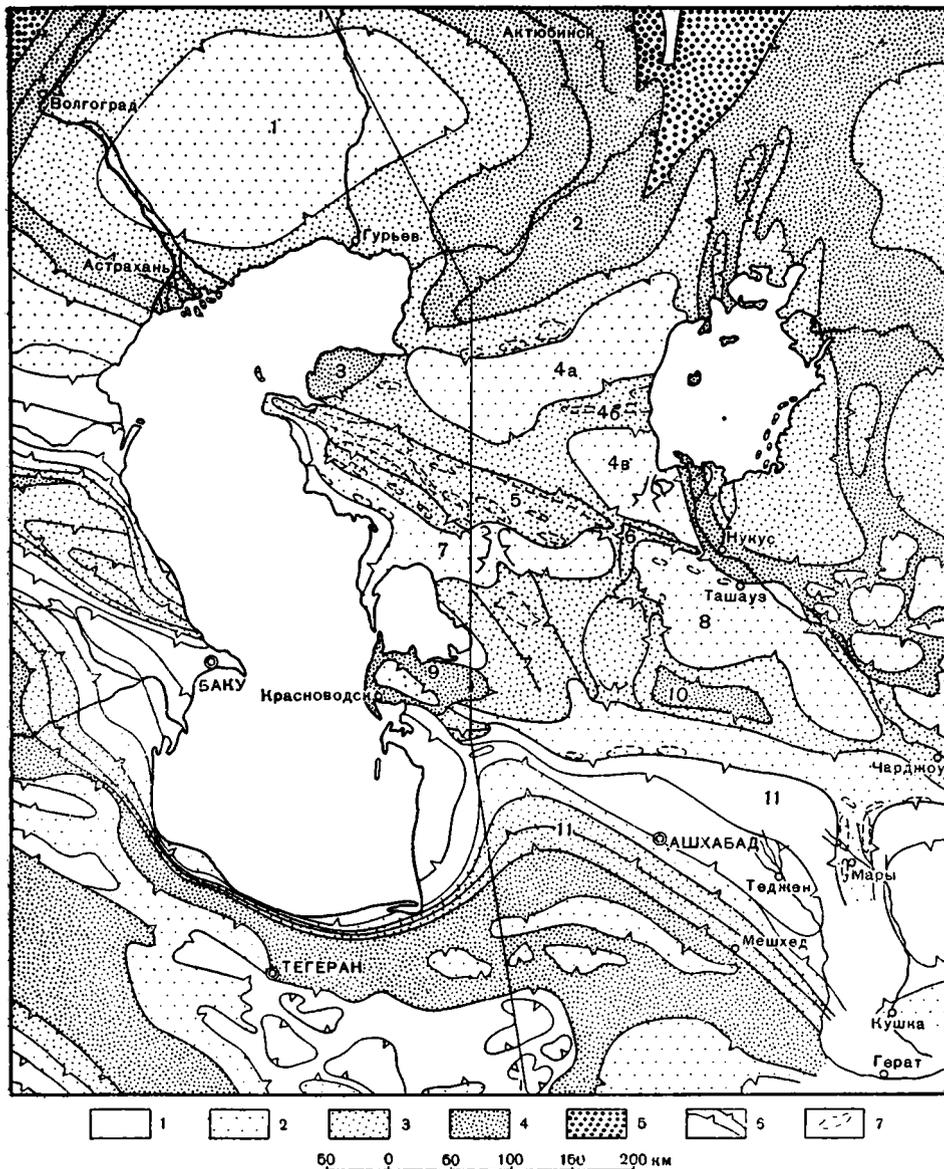
В северо-западной части этой равнины расположена огромная впадина, известная под наименованием Прикаспийской синеклизы. Западный и северный ее борта образованы системой куполов и флексур, начавших формироваться по крайней мере со среднего палеозоя. В этих куполах скважинами на сравнительно небольшой глубине вскрыты отложения карбона и девона. На восток и юг, от Волги и Общего Сырта, кровля карбона (равно как и все остальные стратиграфические поверхности) быстро погружается, образуя при этом несколько флексуобразных перегибов. Появляются пермские и триасовые отложения, отсутствующие или почти отсутствующие на бортах впадины. Их мощности значительно увеличиваются, а в нижней части появляются мощные толщи соли, и подсолевое ложе (подошва кунгура) в наиболее прогнутой части впадины погружается, по данным сейсморазведки, на 8—9 км. Около двух третей этой толщи слагают пермо-триасовые отложения. Но мощность юрских и меловых пород также существенно возрастает от бортов впадины к ее середине. То же можно сказать о палеогеновых и неогеновых отложениях.

Восточный борт Прикаспийской синеклизы определяется очень четко. Его образует сложно дислоцированные породы докембрия, нижнего и среднего палеозоя Южного Урала. К западу они погружаются под пермские и мезозойские слои, которые, слагая несколько флексуобразных уступов, быстро наращивают мощность, хотя общее опускание крыла синеклизы здесь менее крутое, чем на западе, у Волги.

На юго-востоке, к югу от р. Эмбы, мощность толщи пермо-триаса, содержащей огромные залежи соли, постепенно уменьшается, на своде Южно-Эмбенского вала полностью выклинивается и юрские породы в относительно наиболее приподнятой его части ложатся прямо на размытую поверхность карбона и даже девона. В юго-западном направлении вал несколько погружается и на его своде сохраняются пермские и триасовые породы. На продолжении Южно-Эмбенского вала к юго-западу, в Бузачах, скважиной на куполе Кызан под юрскими отложениями вскрыты полого залегающие пермо-триасовые породы. Разрез юры в Бузачах резко сокращен по сравнению с Южно-Эмбенским валом (50 м против 500—900 м), мощность мела также относительно невелика и приближается к величине ее в наиболее приподнятой северо-восточной части этого вала. Палеоген вообще отсутствует, и меловые отложения либо выходят на поверхность, либо перекрыты тонким плащом четвертичных отложений. Следовательно, в мезозое и кайнозое Бузачи были относительно поднятой валообразной структурой. Из данных сейсморазведки видно, что мощность пермо-триасовых пород в Бузачах меньше, чем в Прикаспийской синеклизе. Соленосные отложения здесь отсутствуют, как и на Южно-Эмбенском валу.

Можно заключить, что Южно-Эмбенский вал и лежащее на его продолжении Бузачинское поднятие, во всяком случае начиная с пермо-триаса, ограничивали на юго-востоке Прикаспийскую синеклизу, отделяя ее от расположенной южнее впадины Устюрта. Сходные структурные соотношения наблюдаются и на юго-западном краю Прикаспийской синеклизы. Здесь валоподобное поднятие отделяет ее от лежащей южнее Терско-Кумской впадины.

Изложенные данные о тектонике Прикаспийской синеклизы изображены простейшими средствами на тектонической карте Западного Турана (фиг. 6). На ней условными изолиниями очерчена морфология синеклизы, ее более крутое западное и более пологое восточное крылья, плоское дно, в общем изометричная в плане форма. Морфологический рисунок дополняется окраской, указывающей на время заметного



Фиг. 6. Тектоническая карта Западного Турана.

1—5 — время заметного формирования тектонических форм: 1 — неоген-четвертичное; 2 — олигоценовое; 3 — эоцен-меловое-юрское; 4 — триасово-верхнепалеозойское; 5 — доверхнепалеозойское; 6 — изолинии, изображающие морфологию основных структур; 7 — некоторые купола. Ц и ф р ы на карте: 1 — Прикаспийская синеклиза; 2 — Южно-Эмбенский вал; 3 — Бузачинское поднятие; 4 — Северо-Устюртская синеклиза: 4а — Самская впадина, 4б — Кассарминский вал, 4в — Барсакельмесская впадина; 5 — Мангышлакский вал; 6 — Айбугир-Шорджинский горст; 7 — Южно-Устюртская синеклиза; 8 — Хорезмская впадина; 9 — Карабогазская антеклиза; 10 — Заунгузский вал; 11 — Южно-Туркменская впадина

формирования структуры¹. Южный Урал представляет собой реликт доверхнепалеозойской структуры. Так же в основном в доверхнепалеозойское время формировались купола Среднего Поволжья. Соответственно, попадающие в рамку карты части этих структур показаны окраской, обозначающей, что они заметно формировались до верхнего палеозоя. Южно-Эмбенский вал существовал как поднятие в перми и триасе, поэтому он закрашен соответствующим цветом. Прикаспийская синеклиза испытывала прогибание с палеозоя до неогена. Девонские, каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые и палеогеновые слои погружаются от бортов синеклизы один под другой; при этом постепенно их мощность увеличивается и они выполняют обширную плоскую впадину. Это последовательное опускание синеклизы легко прочесть на карте (см. фиг. 6) по концентрически сменяющим друг друга цветовым полосам. Привычным геологу приемом, выработанным при чтении геологической карты, можно выяснить, что синеклиза заметно развивалась начиная от доверхнепалеозойского времени до олигоцена включительно, так как от ее краев к середине полосы более древнего возраста последовательно сменяются более молодыми.

На карте, в соответствии с масштабом, не показаны многие подробности строения синеклизы, в частности — соляные купола, но главные черты ее формы и истории образования переданы точно и притом минимальными средствами. Геологический профиль (фиг. 7) существенно дополняет карту, давая представление о размахе прогибания впадины; величина прогибания из карты устанавливается лишь в относительном выражении, так как карта составлена в условных изолиниях.

Теми же приемами изображена и тектоника Устюрта. На тектонической карте (см. фиг. 6) можно прочесть, что область Устюрта представляет собой сложно построенную впадину, существовавшую, во всяком случае, уже в пермо-триасовую эпоху. Это вытекает из того, что с севера, востока и юга впадина ограничена валоподобными структурами, время заметного формирования которых определяется как верхнепалеозойское — триасовое. На Южно-Эмбенском валу, как мы видели, пермо-триасовые осадки полностью или почти полностью выклиниваются. Но южнее, на Мангышлаке, они вновь широко распространены и достигают мощности 8—9 км. Далее к югу, как показывают данные сейсморазведки, мощность пермо-триасовых пород уменьшается. В самом деле, скважины вскрыли на южном берегу Кара-Богаз-гола под меловыми отложениями палеозойские граниты, подобные гранитам Красноводска. Следовательно, в области Кара-Богаз-гола и Красноводского полуострова расположено относительное поднятие, на котором выклиниваются не только пермо-триасовые, но и юрские породы. Сходные данные получены и в районе Дарвазы (Заунгузские Каракумы), где скважина, пройдя очень незначительную толщу юры, также вошла в граниты.

Нужно добавить, что Карабогазская антеклиза (так я буду для краткости называть большую, относительно поднятую структуру в районе Кара-Богаз-гола) на западе срезается берегом Каспийского моря. Но есть некоторые основания думать, что она продолжалась и дальше на запад и северо-запад. По мнению Н. С. Шатского (1948, стр. 64), на месте современной впадины Среднего Каспия в юрском периоде находилась область сноса, дававшая материал для накопления мощных нижнеюрских песчаников Дагестана. Вероятно, это тектоническое поднятие уже существовало в триасе. По данным сейсморазведки мощность пермо-триаса уменьшается от Мангышлака к Южно-Мангышлакскому побережью Каспия. Кроме того, по материалам бурения, кровля мела в

¹ В картах, приложенных к данной работе (фиг. 6 и 8), для облегчения печатания окраска заменена штриховкой.

этом направлении также начинает подниматься после значительного погружения ее в Южно-Мангышлакском прогибе. Таким образом, ряд косвенных данных указывает на то, что под Средне-Каспийской впадиной погребены остатки валоподобной структуры, вероятно, существовавшей как относительное поднятие в течение всего мезозоя.

На востоке Устюртская впадина ограничена относительно поднятой зоной, которую А. Д. Архангельский назвал Арало-Кызылкумским валом. К югу от Аральского моря в своде этого вала пермо-триасовые и юрские породы отсутствуют. На среднепалеозойские отложения, обнажающиеся в горах Султан-Уиздаг, ложатся сразу верхнемеловые осадки. В северной части вала, в его своде, пермские и триасовые породы вскрыты скважиной на п-ве Куланды, но триас там маломощный. Юрские отложения, пройденные этой скважиной, также имеют незначительную мощность. Судя по результатам глубокого бурения в Айбугире и на Кассарминском валу, мощность пермо-триасовых и юрских отложений в восточной части Устюртской впадины, в направлении к Арало-Кызылкумскому валу уменьшается, и они испытывают тенденцию к выклиниванию.

Таким образом, территория Устюрта представляет собой впадину, развивающуюся по крайней мере с пермо-триасового времени, ограниченную со всех сторон отчетливо выраженными валообразными поднятиями. На карте (см. фиг. 6) это читается по расположению валов, имеющих окраску, соответствующую верхнепалеозойско-триасовому времени, и по рисунку изолиний, очерчивающих форму впадины и отдельных ее частей. Сама впадина, как видно по ее окраске на карте, испытывала погружение в мезозое и палеогене.

Существенной особенностью разрабатываемой методики является составление геологических профилей в масштабе карты или близком к ней, с минимальным искажением вертикального масштаба. Такие разрезы позволяют легче представить структуру области в трех измерениях, реальнее оценить размеры тектонических форм, и поэтому являются важным дополнением к тектонической карте.

На геологическом профиле (см. фиг. 7) видны особенности строения Устюртской впадины. Для нее характерно наличие вала в пределах части, наиболее прогнутой в перми и триасе. Мангышлакский вал возник в юрском периоде, в процессе дальнейшего прогибания Устюртской впадины. Он также опускался в юрское и меловое время, но менее интенсивно, чем смежные части впадины, и постепенно приобретал все более резкие очертания. Имеются данные о значительном изменении мощности юры и отдельных ярусов мела по направлению от свода вала к его крыльям; на основании этих данных с несомненностью устанавливается существование вала в юрском и меловом периодах. С течением времени продолжающееся прогибание соседних впадин — «дочерних» впадин большой Устюртской впадины — захватило краевые части вала, и на северном и южном его борту образовались относительно более погруженные ступени. В неогеново-четвертичное опускание Средне-Каспийской впадины вовлечена западная часть Мангышлакского вала, и он на западе как бы оборван этой впадиной. Осевое поднятие на п-ове Тюб-Караган, Беке-Башкудукский купол и расположенная южнее Жетыбайская ступень очень быстро погружаются к западу под увеличивающиеся в мощности олигоценно-неогеновые отложения.

Все эти особенности Мангышлакского вала показаны на карте (см. фиг. 6) при помощи двух-трех изолиний и двух возрастных цвегов. На ней видны: осевая часть вала, опущенные ступени, смежные впадины, интенсивно прогибавшиеся не только в юре и в мелу, но и в палеогене, северо-восточный борт Средне-Каспийской впадины, быстро опускавшейся в неогеново-четвертичное время. Дополнительной пунктирной

линией оконтурены купола вала и его ступеней, расположенные в верхних коленах флексур, ограничивающих эти ступени. Эти купола росли одновременно с развитием вала, и есть прямые данные об их росте в юрское и меловое время. В качестве примера можно привести установленное Л. Ф. Астафьевой сокращение мощности сенона в полтора раза на своде Карабаурского купола по сравнению с его южным крылом.

Разделенные Мангышлакским валом части Устюртской впадины, ее дочерние впадины — Северо-Устюртская и Южно-Устюртская синеклизы — продолжали интенсивно прогибаться в течение юры, мела и палеогена, значительно обгоняя вал в этом опускании. При этом они, в свою очередь, делились на части возникавшими позднее перемычками. Так, Северо-Устюртская синеклиза разделена Кассарминским валом на две части — Самскую и Барсакельмесскую впадины. Имеются признаки существования Кассарминского вала в эоцене и олигоцене; данных о более раннем его формировании пока нет. Особенно заметно развивался он в олигоцене. Внутри Самской и Барсакельмесской впадин также намечаются перемычки. Южно-Устюртская синеклиза поперечной валообразной седловиной разделена на две впадины. В ходе прогибания обособилась Хорезмская впадина, занимающая юго-восточную часть первоначально большой Устюртской впадины. В результате опускания Хорезмской, Барсакельмесской и Южно-Устюртской впадин постепенно сформировался остаточный Айбугир-Шорджинский горст, отличающийся очень неправильной, угловатой в плане формой, напоминающей угольник. На карте (см. фиг. 6) горст обрисован одной дополнительной изолинией, а форма перечисленных выше впадин передана также одной условной изолинией. Так как впадины закрашены цветом, принятым для обозначения олигоцена, а окружающие и разделяющие их валы — цветом юры — эоцена, то легко прочесть, что эти впадины развивались в течение юры — мела — эоцена — олигоцена.

Структура южной части Устюрта, пожалуй, особенно сложна. Это область относительного поднятия, принадлежащая в большей степени к Карабогазской антеклизе, чем к Устюртской впадине. Границу между этими двумя большими структурами точно провести невозможно, но более естественно наметить ее к северу от Туаркыра, по южному борту современной Южно-Устюртской синеклизы. В таком случае вся территория так называемого Заузбойского складчатого района, на карте (см. фиг. 6) закрашенная одним цветом, соответствующим интервалу времени юра — эоцен, входит в состав Карабогазской антеклизы. Для этой области характерно чередование прогибов и поднятий, форма которых в плане довольно точно передана на карте дополнительными изолиниями. Нетрудно заметить, что прогибы имеют изометричные очертания, а форма поднятий как бы подчинена форме прогибов. Надо сказать, что в юре и мелу вся эта область испытывала опускание, но не такое значительное, как смежные впадины — Устюртская и Южно-Туркменская. При этом отдельные ее участки в разное время опускались сильнее, и образовались прогибы, изображенные на карте уже упомянутыми дополнительными изолиниями. Возникновение этих дополнительных прогибов и обусловило относительную сложность строения данного района. На карте (см. фиг. 6) прогибы не показаны цветом, так как выбранный интервал времени не позволяет этого. Но время их заметного формирования несколько разное для разных прогибов, что хорошо видно на более подробной карте (см. фиг. 8), о которой речь пойдет ниже.

Рассмотрим теперь еще одну крупную впадину, изображенную на фиг. 6. Ее удобно назвать Южно-Туркменской. Она охватывает территории Низменных Кара-Кумов, Копет-Дага, Большого Балхана и Закаспийской равнины. Естественным северным ограничением ее являются

описанная уже Карабогазская антеклиза и Заунгузский вал, где маломощные юрские отложения или даже меловые породы ложатся на допермские гранитоиды. Между этими наиболее приподнятыми участками северного борта Южно-Туркменской впадины расположен более опущенный участок (Туаркыр и Верхнеузбойский прогиб), в котором мощность юры увеличивается, имеются, вероятно, также триас и пермь, хотя мощности их, судя по неполным сейсморазведочным данным, относительно невелики (сотни метров).

К югу от этой поднятой прибортовой зоны мощность юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых пород быстро увеличивается. Так, в Большом Балхане, всего в 20—30 км от области, где юрские отложения полностью отсутствуют, видимая мощность юры превышает уже 5 км. Меловые отложения имеют существенно большую мощность, чем в Туаркыре и других участках Карабогазской антеклизы. В Копет-Даге меловые породы приобретают еще большую мощность — уже в 2,5—3 км. Мощность палеогена в Западном Копет-Даге более 2 км. Все это мощности, невиданные в Устюртской впадине и тем более в области Карабогазской антеклизы. Наконец, неогеновые и четвертичные отложения в наиболее долго прогибавшейся части Южно-Туркменской впадины — в Низменных Кара-Кумах — слагают толщу мощностью более 3 км, а плиоценово-четвертичная толща Закаспийской низменности, составляющей часть молодой Южно-Каспийской впадины, достигает огромной мощности — 5 км. Эта глубокая, неравномерно опускавшаяся в разных своих частях впадина на юге ограничена цепью выходов палеозойских пород, тянущихся вдоль всего Эльбурса, Ала-Дага и Кух-и-Биналуда. В них на поверхность выступают отложения девона, карбона, перми, а местами и триаса, несогласно перекрываемые сравнительно маломощными, часто угленосными юрскими отложениями; к северу, в Иранском Копет-Даге, мощная юра заметно увеличивается; и вверх по разрезу появляется мощная толща верхнеюрских известняков. С юга на север сильно изменяется также состав и мощность меловых отложений (Резанов, 1959), не говоря уже о палеогене.

Следовательно, Южно-Туркменская впадина представляет собой четко очерченную область очень большого юрского, мелового, палеогенового и неогеново-четвертичного прогибания. Косвенные данные (отсутствие триаса и перми на северном борту этой области, но наличие их на южном) позволяют предполагать, что эта впадина существовала уже и в пермо-триасовое время. Размах ее прогибания в интервале между юрским и четвертичным периодами несравненно больше, чем в ранее описанных Прикаспийской и Устюртской впадинах. Это хорошо видно и на прилагаемом профиле (см. фиг. 7). Привлекают внимание складки, развитые по южному, более крутому крылу впадины, а в наиболее узкой ее части, через которую прошла линия профиля,— распространившиеся по всему поперечнику впадины.

Описанные особенности Южно-Туркменской впадины, за исключением складок, которые не соответствуют масштабу карты, показаны на фиг. 6. Несколькими условными изолиниями очерчена общая форма впадины, изображены ее более крутое южное и более пологое северное крылья. Большое количество изолиний по сравнению с Прикаспийской или Устюртской впадинами говорит о большем размахе ее прогибания. В комбинации с окраской изолинии указывают на молодое по сравнению с Копет-Дагом опускание Низменных Кара-Кумов, на несимметричное строение этого неогеново-четвертичного прогиба, на очень крутое его сочленение с копетдагской частью впадины, которая перестала погружаться в неогене. Нетрудно прочесть также, что Большой Балхан является остаточным поднятием, окруженным и «оборванным» со всех сторон молодыми опусканиями.

Все это читается по рисунку изолиний, по их слиянию на крутых крыльях, по сочетанию штриховки в отдельных контурах. На карте видно соотношение между молодым опусканием Южно-Каспийской впадины и Предкопетдагского краевого прогиба, определяется время формирования всей Южно-Туркменской впадины и отдельных ее частей. Время заметного формирования всей впадины устанавливается по смене окраски от бортов к середине, начиная с верхнего палеозоя и кончая четвертичным периодом. Копет-Даг перестал заметно прогибаться в палеогене, а Предкопетдагский прогиб (Низменные Кара-Кумы) в его современном виде формировался в неогеново-четвертичное время. Таким же способом можно уяснить, что Большой Балхан представлял собой северный борт юрско-мелового прогиба, а в результате более интенсивного опускания смежных территорий в палеогене и особенно в неогеново-четвертичное время сформировался как остаточный горст.

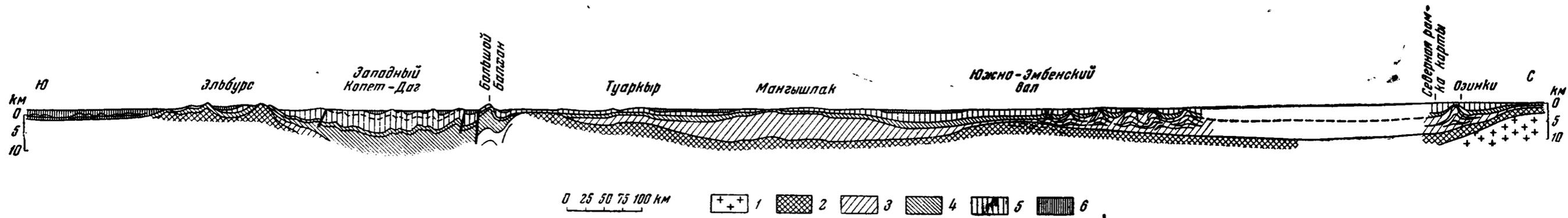
Я умышленно рассмотрел тектонику Устюрта и смежных территорий при помощи такой мелкомасштабной и просто построенной тектонической карты. На ней более отчетливо видна предлагаемая методика построения тектонических карт. Она сводится к двум простым положениям: изолиниями, геометрически, изображается морфология структур, цветом — время их заметного образования и преобразования. При этом построение ведется в строгом соответствии с масштабом карты: никакие детали структур, не попадающие в данный масштаб вследствие их малых размеров, не изображаются. Поэтому, чем мельче масштаб карты, тем более обобщенные очертания приобретают формы структур. В согласии с этим выбирается и интервал времени, все более крупный для карт меньшего масштаба. Эти, казалось бы, общеизвестные замечания я вынужден сделать потому, что при составлении тектонических карт упомянутым правилом нередко пренебрегают, изображая условными знаками, вне масштаба, различные детали структур и тем самым произвольно придавая им значение большее, чем эти детали имеют в действительности.

Между тем, если тектоническая карта является активным средством тектонического анализа, то на ней должны читаться истинные соотношения между различными структурами и отдельными их частями, должны быть видны главные и второстепенные элементы структуры. Объективно этого можно достичь только строгим соблюдением масштаба и сохранением единого способа изображения различных структур.

Рассмотренный способ составления тектонических карт применим для карт самых различных масштабов, подобно тому как способ составления геологических карт («крупнейшего эмпирического обобщения геологии», по выражению Н. С. Шатского) один и тот же для всех масштабов. Только в соответствии с увеличением масштаба на тектонической карте увеличится точность проведения изолиний, появятся новые детали структур и многие мелкие структуры, не попадавшие в карту меньшего масштаба, увеличится дробность возрастного расчленения, позволяющая подробнее показать время формирования и преобразования структур.

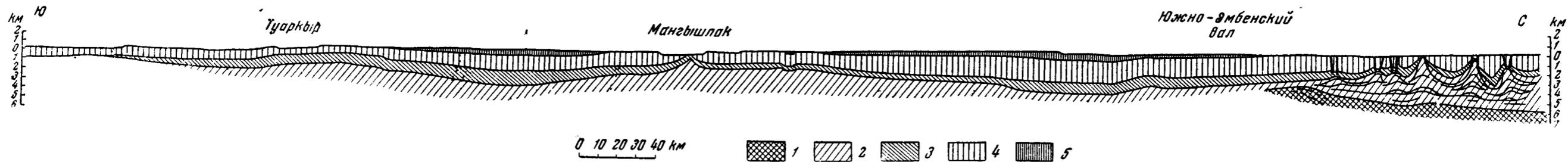
Рассмотрим для примера более детальную тектоническую карту Устюрта (фиг. 8).

На этой карте, в отличие от предыдущей, изолинии проведены по определенным маркирующим горизонтам и имеют определенное сечение — через 100 и 200 м. Обрисовывая ту же структуру, которая в общих чертах изображена для Устюрта на фиг. 6, они показывают ее гораздо более детально. Например, рассматривая на фиг. 8 строение Мангышлакского вала, можно прочесть форму отдельных его куполов, соотношение между ступенями, характер флексурообразных крыльев, форму прогибов на своде вала, характер и интенсивность погружения



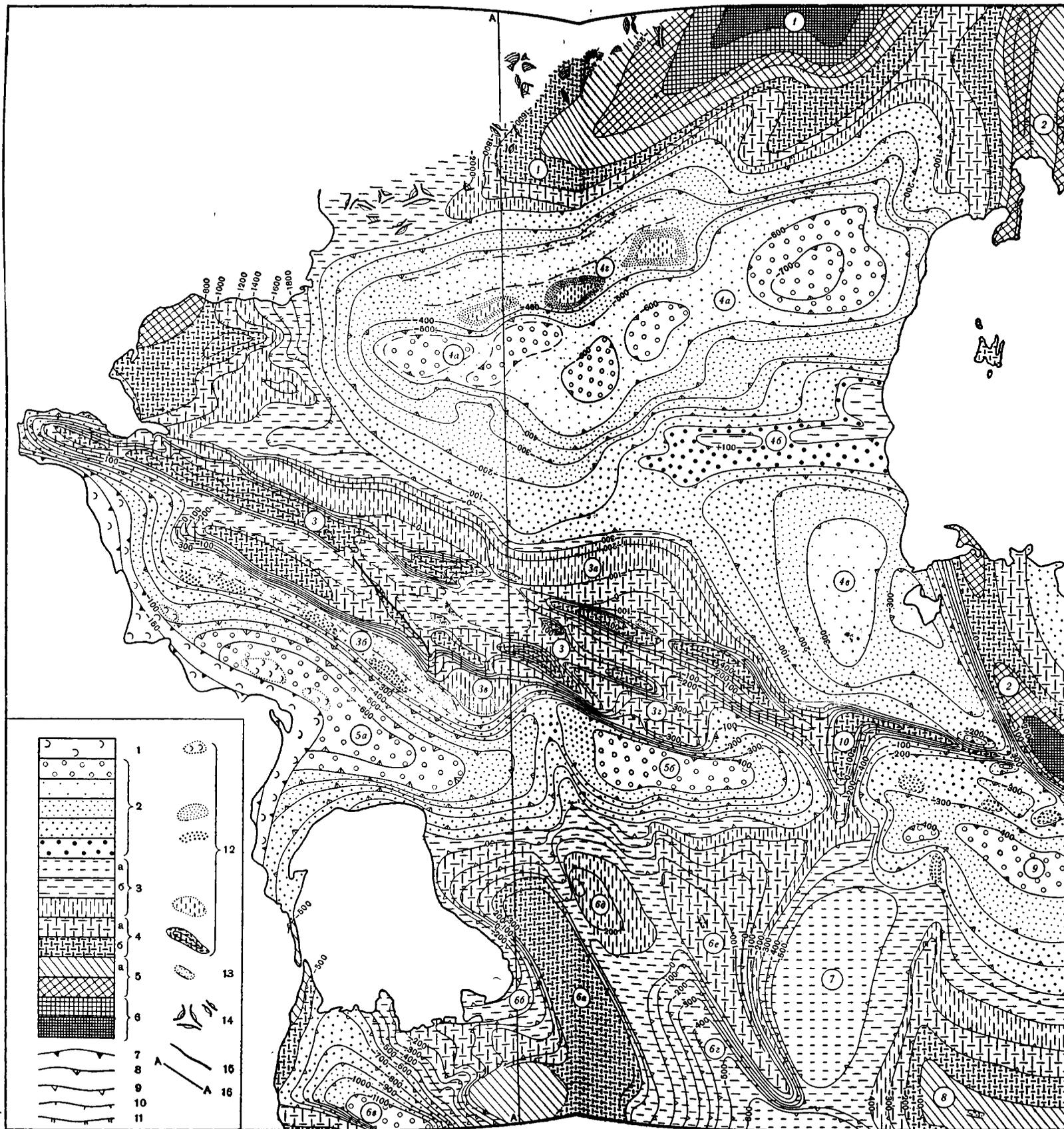
Фиг. 7. Геологический разрез по линии I — I (см. фиг. 6).

1 — докембрийские отложения; 2 — палеозой (исключая пермскую систему); 3 — пермо-триасовые отложения; 4 — юрская система; 5 — мел и эоцен; 6 — олигоцен и неоген. Вертикальный масштаб больше горизонтального в пять раз



Фиг. 9. Геологический разрез по линии А — А (см. фиг. 8).

1 — палеозой (исключая пермскую систему); 2 — пермо-триасовые отложения; 3 — юрские отложения; 4 — мел и эоцен; 5 — олигоцен и неоген. Вертикальный масштаб больше горизонтального в пять раз



Фиг. 8. Тектоническая карта Устюрта. По Ю. Я. Кузнецову, В. В. Прусову и Д. А. Туголесову, 1963.

1-6 — время основного формирования тектонических форм: 1 — неоген-четвертичное; 2 — олигоценное; 3 — эоцен-верхнемеловое; 4 — нижнемеловое-юрское; 5 — пермо-триасовое; 6 — каменноугольно-девонское; 7-11 — морфология тектонических форм в изолиниях: 7 — по подошве миоцена; 8 — по подошве олигоцена; 9 — по подошве маастрихта; 10 — по кровле турона; 11 — по подошве неокома; 12 — купола на валах и над верхними коленами флексур (соответствующей штриховкой показано время их основного формирования); 13 — грабены; 14 — соляные купола; 15 — разломы; 16 — АА — линия разреза (см фиг. 9). Цифры на карте: 1 — Южно-Эмбенский вал; 2 — Арало-Кызылкумский вал; 3 — Мангышлакский вал; 3а — Байчагинская ступень; 3б — Жетыбайская ступень; 3в — Карынжарыкская ступень; 3г — Шахпахтинская ступень; 4 — Северо-Устыртская синеклиза; 4а — Самская впадина, 4б — Кассарминский вал; 4в — Барсакельмесская впадина, 4г — Майкудукская ступень; 5 — Южно-Устыртская синеклиза; 5а — Южно-Мангышлакская впадина, 5б — Ассаке-Кауданская впадина; 6 — Карабогазская антеклиза; 6а — Туаркырская коробчатая антиклиналь, 6б — Порсекупская впадина, 6в — Красноводская впадина, 6г — Учтаганский прогиб, 6д — Кумсебшенский купол, 6е — Гокленкуюсинская антиклиналь; 7 — Верхнеузбойская впадина; 8 — Заунгузский вал; 9 — Хорезмская впадина; 10 — Айбугир-Шорджинский горст

вала во впадины и многое другое. Так же обстоятельно рисуются и впадины. Видны разделяющие их перемычки, купола на крыльях, крутые и пологие крылья, относительная глубина впадин. Более дробная возрастная окраска позволяет прочесть более подробно историю формирования структур, а различные оттенки окраски каждого возрастного интервала — более густые для относительно приподнятых участков структуры и более бледные для относительно опущенных участков подчеркивают морфологию обрисованных изолиниями тектонических форм.

При этом уместно отметить, что на предлагаемой тектонической карте показан возраст не пород, а структур, ее контуры лишь в отдельных случаях очень приблизительно совпадают с контурами геологической карты. Это относительное совпадение определяется теми общеизвестными обстоятельствами, что структуры — это геологические тела, образованные породами определенного геологического возраста, что накопление и сохранение сколько-нибудь заметной толщи пород может иметь место только в условиях прогибания. Поэтому впадины, особенно в их центральной части, закрашены цветом, соответствующим цвету пород на геологической карте. Но по мере приближения к краям впадины совпадение становится все меньше, так как ядра относительных поднятий закрашиваются так, чтобы показать время их формирования. Поэтому, например, Южно-Эмбенский вал на геологической карте даже со снятыми неогеново-четвертичными отложениями будет закрашен цветом палеогена и верхнего мела, а на тектонической карте в его окраске участвуют все цвета от палеогена до карбона, так как он начал формироваться по крайней мере с карбона.

Как производится окраска? При окраске тектонических форм нужно учитывать интенсивность прогибания, крутизну крыла, сокращение или увеличение площади впадины с течением времени. В зависимости от этого располагаются контуры окраски. Их расположение будет до известной степени различным у разных авторов, — но только до известной степени. Чем подробнее данные о структуре, тем более сходные карты будут составлять разные авторы.

Более дробное подразделение возрастных интервалов в совокупности с оцененными изолиниями дает возможность выяснить многие подробности истории формирования структур. Например, на фиг. 8 можно прочесть уже рассмотренными приемами, что Туаркырская (6а) и Гокленкуюсинская (6, е) антиклинали в юре и в нижнем мелу были относительно менее прогнутыми, чем расположенная севернее впадина. В разные века мелового периода возникли окружающие их прогибы (6б, 6г, и 7), которые, опускаясь интенсивнее, сформировали упомянутые антиклинали в их современном виде. Остаточный характер, например, Гокленкуюсинской антиклинали отчетливо виден из ее неправильных в плане очертаний, подчиненных изометричным очертаниям окружающих впадин. Интересны и такие детали: в то время как «дочерние» синеклизы Устюртской впадины прогибались особенно интенсивно в олигоцене, прогибы, осложнившие Карабогазскую антеклизу, закончили наиболее активное прогибание в эоцене, за исключением Красноводской мульды, которая в виде наложенной впадины расположена на наиболее поднятой части антеклизы.

Таким же образом и с еще большими подробностями можно прочесть всю карту, тем более что легенда ее несложна, и она во всех своих частях построена по одному принципу. Чтение карты облегчает дополняющий ее геологический профиль (фиг. 9). Я не буду продолжать разбора карты, а позволю себе сделать на основе составленной карты несколько общих замечаний.

Из рассмотрения карты выясняется, что структура Устюрта со временем постепенно усложнялась и что это усложнение есть функция про-

гибания. В результате прогибания Устюртской впадины внутри нее в юре возник Мангышлакский вал. Он отставал в опускании от смежных частей впадины; вдоль ограничивающих его флексур росли купола, в процессе дальнейшего прогибания некоторые участки вала вновь вовлекались в более интенсивное опускание и образовывались погруженные ступени. В более позднее время в частях Устюртской впадины, разделенных Мангышлакским валом, возникли валообразные перемычки меньшего размера — Кассарминский вал, отделивший Барсакельмскую впадину, затем перемычка внутри самой этой впадины и т. д.

Так происходит усложнение структуры в плане. Но она, естественно, с ходом прогибания становится соответственно сложнее и по вертикали. Чем сильнее прогибается область, тем более усложняется структура на глубине. Крылья флексур становятся круче, образование новых впадин вызывает дальнейшие деформации слоев в глубине. В глубоких, быстро опускающихся прогибах нередко возникают гравитационные складки, вроде тех, что наблюдаются в пермо-триасовых отложениях Мангышлака. Возникновение затем в таких прогибах валов приводит к наложению одних деформаций залегания пород на другие. Поэтому естественно, что с глубиной структура становится все более сложной. В связи с этим на крыльях валов и впадин, где мощность слоев уменьшается, наблюдаются многочисленные выклинивания, несогласные наложения и различного рода деформации, усиливающиеся с глубиной. В результате — чем древнее пласты, тем больше они деформированы. Такое различие в степени интенсивности деформации с глубиной не очень заметно в мало погружавшихся областях — древних платформах, где на обширных пространствах плоских неглубоких синеклиз слои лежат почти горизонтально. Здесь описанные явления наблюдаются только на крыльях валов. Но в областях большого прогибания явление усложнения структуры с глубиной проявляется очень сильно. Глубоко прогнутые области отличаются от областей малого прогибания тем, что впадины в них чаще делятся перемычками (валами, геоантиклиналями) и имеют значительно меньшие размеры по площади. Большому прогибанию впадин естественно и закономерно соответствует гораздо большая амплитуда осложняющих их валов. Неравномерность опускания, возникновение валов и остаточных горстов внутри глубоких впадин приводит к дальнейшему усложнению строения такой области на глубине.

Необходимо подчеркнуть, что каждое опускание вначале имеет в общем простую форму. Обычно вновь отлагающиеся слои образуют сравнительно малые изгибы. Они отражают, как правило, основные черты структуры подстилающих толщ, но отражают их в весьма сглаженном виде. Это наглядно видно на Устюрте, где миоценовые породы, бронирующие плато, на огромных площадях лежат очень спокойно, практически горизонтально. Но вместе с тем они повторяют в своем залегании все изображенные на карте (см. фиг. 8) структуры, причем на флексуроподобных крыльях валов наклоны миоценовых слоев измеряются иногда несколькими градусами. Соответствие миоценового чехла структуре лежащих ниже пород, соответствие рельефа плато залеганию миоцена позволило в процессе геологического картирования достоверно, с большой точностью выяснить тектонику района.

Следует повторить, что, несмотря на соответствие структуры миоцена структуре лежащих ниже толщ, слои миоцена залегают очень полого в пределах днищ широких прогибов и на сводах валов. Эта особенность залегания миоцена привела А. Д. Архангельского 40 лет назад, в соответствии с тогдашним уровнем знаний, к выводу о том, что под Устюртом расположена докембрийская плита. Иначе как синеклизой не назовешь тектоническую форму, которую выполняют миоценовые

слои Устюрта. Но в лежащих ниже слоях структура постепенно усложняется. Такое соотношение синеклиз с более сложной структурой на глубине часто определяют понятием «молодая платформа».

Итак устанавливается, что на Устюрте, в течение известного нам отрезка геологической истории происходило значительное, но неравномерное прогибание. В процессе этого прогибания синеклизы Устюрта усложнялись, вернее — делились, и в них возникали валы. Углы наклона на крыльях синеклиз и валов мало-помалу становились более крутыми и синеклизы постепенно утрачивали свои первоначальные плоские формы, в которых нельзя измерить компасом угол падения. Так постепенно образовывались путем деления меньшие по площади, но все более углубляющиеся впадины, в нижних слоях которых углы наклона постепенно увеличивались и теперь измеряются уже градусами.

Мы видим, что на Устюрте впадины возникают, постепенно углубляются и осложняются, что они образуют в разрезе ряд форм — от плоских неглубоких синеклиз до сложных глубоких впадин с заметной крутизной крыльев. Сходную последовательность мы увидим и в плане, если будем двигаться от менее прогнутой Русской платформы на юг, в сторону глубокого прогибания. Типичные плоские синеклизы платформы, которые сохраняют свой характер во всех отложениях — от мезозоя до нижнего палеозоя, по направлению к Турану сменяются областями большего прогибания, такой, уже не вполне отвечающей понятию «синеклиза» структурой, как Прикаспийская. Далее расположены рассмотренные нами впадины Устюрта, синеклизы по верхним слоям, но существенно иные образования по нижним. И, наконец, мы попадаем в альпийскую геосинклинальную область, где и современные впадины, такие, как Куринская, Закаспийская, Терско-Каспийская, не могут быть названы синеклизами даже в чрезвычайно узком интервале четвертичного времени.

Таким образом, впадины, образующиеся в процессе прогибания, составляют непрерывный ряд, на одном конце которого находятся неглубокие, плоские, крупные в плане впадины, обозначаемые термином «синеклиза», а на другом — обычно меньшие по площади, но гораздо более глубокие впадины, называемые геосинклиналями. Не вдаваясь сейчас в разбор множества сложных признаков, которыми уснащен последний термин в ходе развития геологии, остановимся только на одном признаке, который, кстати, был основным и единственным для определения термина «геосинклиналь» при его возникновении: на большой мощности пород, выполняющих этот прогиб. По этому признаку и Куринскую, и Закаспийскую впадины справедливо назвать геосинклиналями. Равным образом, Южно-Туркменский юрский прогиб, часть северного крыла которого сохранилась в Большом Балхане, представляет собой геосинклиналь. Геосинклинальная область состоит из совокупности таких прогибов, развивавшихся унаследованно, но неравномерно и поэтому перекрывающих друг друга в различных комбинациях.

Устюрт занимает промежуточное положение между относительно слабо прогнутой Русской платформой и зоной огромных опусканий — альпийской геосинклинальной областью. В этом его тектоническая особенность.

Таковы некоторые общие соображения, которые вытекают из рассмотрения тектонической карты, составленной на основании фактического материала, без привлечения гипотез или априорных представлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектоническая карта Устюрта разрабатывалась как способ тектонического анализа, а не как изображение определенной идеи, концепции, гипотезы. Поэтому она аксиоматична, построена на простых и определенных данных, в принципе не поддающихся различному толкованию. Эти данные — мощность пород, их геологический возраст и условия залегания. Для определения времени формирования структур используется наряду с изменениями мощности также фациальный анализ. Все определения и представления, не имеющие точных формулировок, зависящие от точки зрения исследователя (возраст складчатости, характер неизвестного фундамента, генезис структур и т. д.), являются задачами, которые нужно выяснять при помощи карты, и поэтому они не могут быть на ней отображены. В противном случае возникнет порочный круг.

Данные, на основании которых строится карта, по полноте и степени точности неодинаковы. Соответственно, эта неодинаковость отображается на карте. Другими словами, на карте видна степень изученности и уровень наших знаний, в данном конкретном случае — уровень знаний составителя карты. Чтобы пояснить это положение, сравним представленные карты (см. фиг. 6 и 8). Для составления мелкомасштабной карты Западного Турана (см. фиг. 6) нет достаточно точных сведений о мощностях и возрасте пород на всей площади, входящей в карту. Тектонические формы изображены на ней условными изолиниями, а интервалы геологического времени выбраны достаточно большими, чтобы быть в пределах точности. Для составления тектонической карты Устюрта (см. фиг. 8) имелся более подробный материал. Здесь структуры изображены в оцененных изолиниях с сечением через 100 м, а интервалы геологического времени, соответственно, более дробные. На обеих картах изображена одна и та же структура, но с разной степенью точности.

Из основной задачи, стоящей перед разработкой тектонической карты описанного типа, вытекают и требования к ее легенде. Они сводятся к двум положениям: 1) легенда должна содержать только объяснение знаков, а не быть дополнением к карте; 2) она должна быть одинаковой для всей площади карты. Выполнение первого требования имеет целью сделать карту более лаконичной, простой для чтения. Выполнение второго требования, поскольку карта составляется геометрическим способом, одинаково для всех ее частей, позволит сравнивать тектонически различные структуры, отдельные их части, разные районы.

Таково основное содержание разрабатываемой методики составления тектонических карт, главная задача которых — объективное изображение морфологии структур и времени их образования и преобразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье (материалы к его тектонике). — Землеведение, 1911, 18, кн. 4.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М. — Пг., Гос. изд-во, 1923.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы. — Сов. геология, 1958, № 2.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.

- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев, П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР.— Сов. геология, 1958, № 1.
- Грачев Р. И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 131, геол. сб. 4.
- Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В., Туголесов Д. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Устюрта.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Неволин Н. В. Тектоника Устюрта.— Геол. нефти, 1958, № 7.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. В кн. «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Оффман П. Е. Происхождение Тимана — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 58.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, 42.
- Тектоническая карта СССР. Для высших учебных заведений. Масштаб 1 : 4 000 000. Составлена под общ. ред. и руков. Н. С. Шатского. М., Изд-во ГУГК и Ин-та геол. наук АН СССР, 1953.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. академик Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан).— Труды Гос. исслед. нефт. ин-та, 1929, вып. 4.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945. (Материалы к познанию геологического строения СССР, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере 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 кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Проблемы региональной тектоники Евразии

Труды, выпуск 92, 1963

*М. С. НАГИБИНА***ВПАДИНЫ И ПРОГИБЫ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ГРУППЫ
И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СИСТЕМАТИКЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ****ВВЕДЕНИЕ**

Последние годы жизни Н. С. Шатский в своих теоретических исследованиях большое внимание уделял проблеме закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре в связи с развитием тектонических структур.

Восток Азиатского континента, как известно, исключительно богат разнообразными месторождениями цветных и редких металлов, золота и других полезных ископаемых. Различные виды минерального сырья, приуроченные преимущественно к мезозойскому этапу геологического развития этой области, уже давно эксплуатируются на территории Советского Союза, Кореи и других стран востока Азии.

Выяснение закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых, их связей с определенными тектоническими формами является увлекательной задачей как геолога-теоретика, так и геолога-практика, которому знание этих закономерностей необходимо для направления поисков новых месторождений. Однако установление этих закономерностей невозможно без изучения тектоники и истории развития структур земной коры, а также проявлений магматизма, связанного с определенными тектоническими формами и с определенными этапами их развития. Над изучением тектоники востока Азии работали многие крупные геологи нашей страны. Тридцать семь лет назад (в 1926 г.) на юго-востоке Сибири А. Е. Ферсманом в качестве зоны распространения определенных геохимических элементов был выделен Монголо-Охотский пояс.

В 1933 г. на востоке СССР А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский выделили самостоятельную область мезозойской складчатости. На схеме тектонического районирования территории СССР эти авторы впервые показали Монголо-Охотский пояс в виде ответвления мезозонид Тихоокеанской зоны.

Значительно позднее, в 1946 г., С. С. Смирновым был выделен Тихоокеанский рудный пояс как крупнейшая структурная единица земного шара. С. С. Смирнов считал этот рудный пояс принадлежащим к зонам мезозойской и кайнозойской складчатости, которые почти непрерывным кольцом охватывают Тихий океан.

По инициативе Н. С. Шатского и под его непосредственным руководством в восточных районах СССР, в частности в области Монголо-Охотского пояса, как на советской его территории, так и в Северо-

Восточном Китае (Дунбее) были проведены специальные тектонические работы. Кроме того, в 1958 и 1960 гг. автору совместно с китайскими геологами Чжан Вэнь-ю, Чень Го-да и другими довелось принимать участие в обсуждении различных вопросов тектоники Китая и посетить ряд интереснейших районов развития мезозойских структур в Китае, таких, как Яньшаньская зона (горы Си-Шань под Пекином), хр. Нань-лин, Юго-Восточный Китай (Катазия, окрестности Нанкина) и др.

Основной материал по тектонике и магматизму Монголо-Охотского пояса изложен автором в специальной монографии. В предлагаемой статье приводятся новые данные по тектонике мезозойских структур Китая — Яньшаньской зоны и Катазии, аналогичных мезозойским структурам зоны Монголо-Охотского пояса СССР.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Происхождение мезозойских структур, расположенных на юго-востоке Сибири, на ранней стадии их изучения — в конце XIX и начале XX в. — геологи понимали по-разному. И. Д. Черский в 1881 г. впервые высказал идею об их складчатом происхождении на «древнем темени Азии». В. А. Обручев в конце XIX в. подчеркнул крупнейшую роль разломов, с которыми в Забайкалье связаны извержения вулканов, образование некоторых продольных и поперечных долин и мезозойских впадин (грабенов). Он считал, что мезозойские структуры Забайкалья являются системой грабенов, в пределах которых происходило накопление озерных и аллювиальных угленосных отложений; эти грабены разделены обширными пространствами поднятий (горстами) палеозойского и докембрийского кристаллического основания. Представления В. А. Обручева о тектонике мезозойских впадин впоследствии развивались большой группой геологов, в том числе и автором.

Другая группа геологов, возглавляемая М. М. Тетяевым (30-е годы), считала, что мезозойские отложения пресноводного и солоноватоводного происхождения некогда покрывали сплошным чехлом обширную территорию Забайкалья. Современные локальные участки их распространения, по М. М. Тетяеву, — либо эрозионные окна в гигантских покровах (шарьяжах) докембрийских и палеозойских пород, либо (более поздние взгляды) оставшиеся от размыва днища крупных синклиналиных структур.

Дальнейшее изучение мезозойских структур Забайкалья позволило выявить среди них различные формы по времени их образования и по составу осадков, а также по сопровождающим их магматическим проявлениям. В это время А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) на юго-востоке Сибири были выделены мезозоида Монголо-Охотского пояса. Идеи этих авторов в дальнейшем развивались большинством геологов, работавших на территории Забайкалья. Начиная с 1930 и по 1950 г. Д. С. Соколов, И. В. Валицкая, В. А. Мелиоранский, С. А. Музылев, Е. В. Павловский, И. В. Лучицкий, В. П. Маслов, И. И. Кагушенок, автор, Н. А. Флоренсов, Б. А. Иванов и другие выделяли две категории мезозойских тектонических форм — геосинклиналиные, к которым относились, с одной стороны, прогибы, развитые в пределах Восточного Забайкалья, Приамурья и Западного Прихотья, выполненные морскими терригенными триасовыми, ниже- и среднеюрскими отложениями, а с другой — континентальные мезозойские впадины типа грабен-синклиналей и грабенов, выполненные верхнеюрскими и нижнемеловыми осадочными угленосными и вулканогенными отложениями. Последние структуры распространены не только в пределах собственно Монголо-Охотского пояса, но встречаются также в Монголии, в Прибайкалье и в юго-восточной краевой зоне Сибирской платформ.

Изучению тектоники континентальных мезозойских и кайнозойских впадин Прибайкалья и Забайкалья в последние годы большое внимание уделял Н. А. Флоренсов (1960). В своих работах он особенно подчеркивал роль разломов и прогибов в структуре межгорных впадин Восточной Сибири. На примере хорошо изученных континентальных впадин Прибайкалья и Забайкалья им было показано, что при формировании мезозойских и кайнозойских впадин возникло сложное сочетание элементов изгиба — коробления жесткого кристаллического байкальского и протерозойского основания — с крупными конседиментационными продольными и поперечными разломами. Работы Н. А. Флоренсова по морфологии тектонических структур континентальных мезозойских впадин Прибайкалья позволили автору (Нагибина, 1958₁) поставить эти структуры в один ряд с мезозойскими прогибами Монголо-Охотского пояса, выполненными не только континентальными, но и морскими терригенными и вулканогенными отложениями.

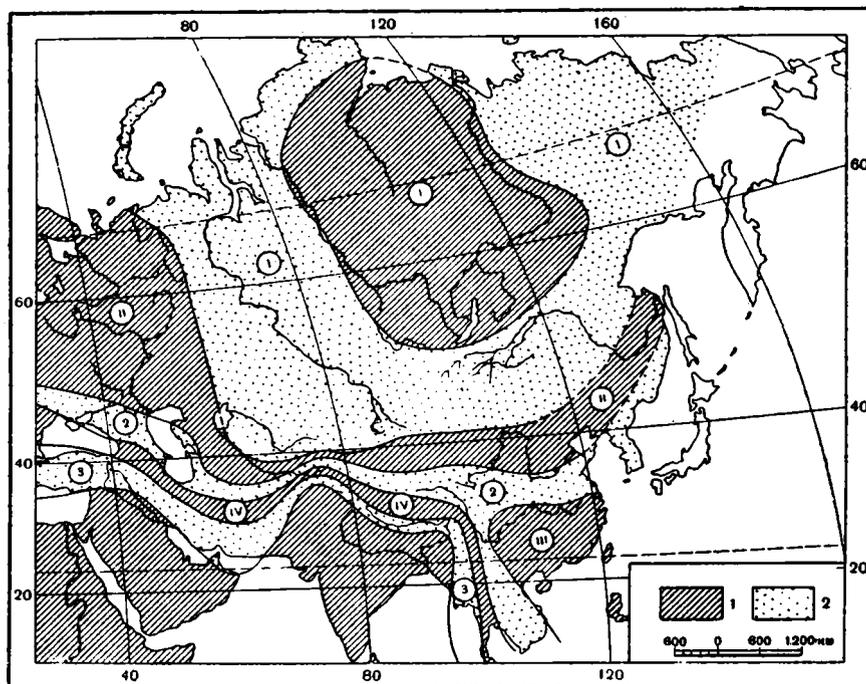
В последнее десятилетие, когда геологические исследования широко развернулись не только на советской территории Монголо-Охотского пояса (особенно в его восточных районах), но также в Монголии и в Северо-Восточном Китае, выяснилось, что провести резкую границу между так называемыми «геосинклинальными мезозойскими прогибами» и континентальными прогибами и впадинами ни по составу формаций и мощности отложений, ни по возрасту (как это предполагалось ранее), ни по морфологии структур, ни по проявлениям эффузивной и интрузивной деятельности (внедрение гранитоидов) не представляется возможным. Из имеющихся геологических материалов видно, что мезозойские структуры на востоке Азии, в том числе и в Монголо-Охотском поясе, не завершают геосинклинального развития палеозойских структур, а являются резко наложенными, новообразованными формами, связанными с самостоятельной мезозойской геотектонической эпохой.

Под влиянием новых исследований на карте несколько изменены границы мезозойских геосинклинальных областей по сравнению с их границами, показанными на тектонических схемах А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933—1937 гг.), но сохранила огромное теоретическое и практическое значение идея Н. С. Шатского о выделении крупной, имеющей самостоятельное значение мезозойской эпохи складчатости, проявления которой широко развиты вдоль окраин, обрамляющих Тихий океан.

Широкое развитие зон складчатости мезозойского возраста резко отличается тихоокеанский сегмент земной коры от других областей земной поверхности, где, как известно, выделяется единый крупный альпийский цикл развития тектонических структур.

В связи с этим следует упомянуть о неудачных попытках некоторых геологов, например О. С. Вялова (1939), распространить зоны мезозойской складчатости на запад от берегов Тихого океана и выделять их даже в пределах Кавказско-Памирского и Средиземноморского ороген (фиг. 1). По представлению О. С. Вялова (1939), выделенная А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1933 г. только на северо-востоке СССР область мезозойской складчатости широким кольцом окружала Сибирскую платформу, захватывая Урал и Западно-Сибирскую низменность и образуя так называемый Урало-Верхоянский ороген. Как известно, эти представления О. С. Вялова не подтвердились геологическими исследованиями последующих лет и не получили дальнейшего развития.

Большой новый геологический материал, полученный при изучении не только территории Советского Востока, но и зарубежных стран, позволил автору провести сравнительно-тектонические исследования, показать закономерности развития наложенных мезозойских структур на



Фиг. 1. Области тихоокеанской эпохи складчатости. По О. В. Вялову, 1939.

Тихоокеанская эпоха складчатости: 1 — плацидарные зоны; 2 — складчатые зоны. Цифры на карте: 1 — Урало-Верхоянский ороген; 2 — Передовой или Кавказско-Памирский ороген; 3 — Средиземноморский ороген; плацидарные зоны (платформы): I — Сибирская; II — Русско-Ордосская; III — Китайская; IV — Грузино-Тибетская

востоке Азиатского континента и выявить их соотношения с палеозойскими и более древними структурами основания на примере Монголо-Охотской, Яньшаньской и Катазиатской зон.

Для того чтобы лучше представить геологическое строение упомянутых зон, разберем последовательно структуры фундамента, а затем морфологию и историю развития мезозойских впадин и прогибов, наложенных на разнородное основание.

НАЛОЖЕННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Монголо-Охотским поясом мы называем систему глубоких наложенных прогибов, возникших в мезозое в северной части обширной палеозойской складчатой области, расположенной между крупными древними платформами: Сибирской на севере и Китайско-Корейской на юге. Чтобы выяснить взаимоотношения новообразованных мезозойских структур этой системы со структурами палеозойского и более древнего основания, кратко остановимся на строении домезозойского фундамента.

Основные черты строения домезозойского фундамента

Монголо-Охотская палеозойская геосинклинальная система, представляющая северную часть Восточно-Азиатской области герцинид, имеет северо-восточное простирание. В восточной части этой складчатой палеозойской области расположен крупный Хингано-Буреинский срединный массив, к северо-западу от которого находится собственно Монголо-

Охотская геосинклинальная система, а к юго-востоку протягиваются верхнепалеозойская Гобийско-Гири́нская и мезозойская Сихотэ-Али́нская геосинклинальные системы.

В пределах Монголо-Охотской системы автором, на основании распространения отложений разного возраста и разновозрастных формаций различного типа (геосинклинальных и геоантиклинальных), а также их структурных взаимоотношений, выделены крупные тектонические элементы, отчетливо обособившиеся в палеозойскую геосинклинальную стадию развития. К ним относятся геоантиклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы, которые в процессе развития складчатости образовали протягивающиеся на сотни километров антиклинории и синклинории, разделенные длительно живущими глубинными разломами.

На рассматриваемой территории непосредственно к югу от протерозойской складчатой области Станового хребта расположена система краевых антиклинориев, сложенных преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфизованными отложениями. Эта система почти на всем своем протяжении (около 2000 км) имеет северо-восточное простирание и только на востоке, в области Верхнего Приамурья, делает пологий изгиб, обращенный выпуклостью к северу. От области байкальской складчатости Прибайкалья и протерозоид Станового хребта эти антиклинории отделены системой глубинных Монголо-Охотских краевых разломов.

В зоне краевых антиклинориев местами на дислоцированных отложениях докембрия и нижнего палеозоя резко несогласно залегают среднепалеозойские отложения, представленные преимущественно терригенными формациями, имеющими, по сравнению с разновозрастными формациями геосинклинальных прогибов внутренних зон, сильно сокращенные мощности.

К югу от краевых антиклинориев расположены синклинории и антиклинории внутренней зоны Монголо-Охотской геосинклинальной системы, также имеющие северо-восточное простирание, протягивающиеся на многие сотни километров и разделенные длительно развивавшимися глубинными разломами.

Палеозойские геосинклинальные структуры внутренней зоны в основном развивались унаследованно от крупной рифейской геосинклинальной системы. Среди геосинклинальных структур можно по времени их образования и по положению в пространстве выделить три типа.

Первый тип геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, имеющий наиболее длительное унаследованное развитие (от рифея до нижнего карбона включительно), приурочен к внутренним частям Монголо-Охотской геосинклинальной системы. В геосинклинальных прогибах этого типа в течение указанного времени происходило непрерывное, без существенных угловых несогласий накопление морских флишеидных осадков, местами (в наиболее прогнутых частях) переслаивающихся с продуктами подводных вулканических излияний — породами спилитово-кератофировой и диабазовой формаций, а также с кислыми пепловыми туфами, яшмами и кремнистыми сланцами. Мощность нижне- и среднепалеозойских отложений колеблется от 6 до 14 км. На геоантиклинальных поднятиях в это же время происходило накопление терригенно-карбонатных формаций сокращенной мощности. В процессе их накопления имели место перерывы и угловые несогласия между рифеем и нижним кембрием, между силуром и девоном, а местами также внутри нижнего карбона. В синклинориях этого типа отложения смяты в крупные открытые складки, лишь местами на крыльях осложненные дополнительной, более мелкой складчатостью и продольными разломами. Для антиклинориев характерны еще более простые формы складок как в нижне-, так и в среднепалеозойских отложениях.

Геосинклинальные структуры второго типа развивались в течение более короткого времени (от рифея до девона включительно). Расположены они в периферической части Монголо-Охотской системы, вдоль срединного Хингано-Буреинского массива, в пределах Зее-Селемджинской складчатой зоны. Геосинклинальные формации этой зоны отличаются обилием вулканогенного материала (основного и кислого состава), особенно в силурийских отложениях. Вулканогенные породы здесь переслаиваются с морскими, преимущественно с терригенными песчано-сланцевыми отложениями. Для этого типа унаследованно развивавшихся структур также характерны крупные открытые складки, но обычно асимметричные и местами пережатые и пересеченные многочисленными продольными разломами.

Развитие геосинклинальных структур первого и второго типа сопровождалось в каледонскую и герцинскую стадии интенсивным проявлением интрузивного магматизма основного и, особенно, кислого состава.

К третьему типу геосинклинальных структур относится расположенный в северо-восточной части Монголо-Охотской геосинклинальной системы Удско-Шантарский синклиниорий, наложенный в силуре и девоне на жесткое протерозойское и рифейское основание Сибирской платформы. Здесь отчетливо наблюдается смена состава отложений от кремнисто-сланцевых, спилитово-порфировых и яшмовых в нижней части разреза (в силуре — девоне) до флишеидных в верхней части (в нижнем карбоне). Для Удско-Шантарского синклинория характерны узкие линейные, часто пережатые, местами асимметричные складки, запрокинутые на север, в сторону Станового хребта. Они осложнены многочисленными, преимущественно продольными разломами — сбросами и чешуйчатыми надвигами.

Проявления интрузивного магматизма здесь незначительны; внедрились преимущественно девонские интрузивы основного состава (шантарский комплекс) и небольшие верхнепалеозойские гранитные массивы, проникшие лишь вдоль глубинных краевых разломов, ограничивающих с северо-запада и юго-востока Удско-Шантарский синклиниорий, или за его пределы — в краевую зону древних протерозойских структур Станового хребта.

Хингано-Буреинский срединный массив занимает область хребтов Буреинского, Туранского, а также советского Малого Хингана. Он вытянут в северо-восточном направлении и сложен преимущественно докембрийскими и нижнепалеозойскими (кембрийскими) метаморфизованными отложениями. Эти отложения представлены терригенными и карбонатными формациями миеосинклинального типа и по составу резко отличаются от одновозрастных геосинклинальных формаций Монголо-Охотской зоны, среди которых существенную роль играют зеленокаменные породы (метаморфизованные эффузивы основного и кислого состава). Дислоцированные отложения докембрия и нижнего палеозоя Хингано-Буреинского массива прорваны огромными массами гранитоидов буреинского интрузивного комплекса. На размытой поверхности докембрийских и нижнепалеозойских пород и прорывающих их буреинских гранитоидов в различных частях Хингано-Буреинского срединного массива залегают в виде наложенных мульд терригенные и терригенно-карбонатные морские отложения девона, местами также прорванные гранитоидами.

К северу от Хингано-Буреинского срединного массива, параллельно Тукурингро-Джагдинскому антиклинорию, расположен узкий палеозойский синклиниорий субширотного простирания, сложенный мощными девонскими отложениями эвгеосинклинального типа.

В юго-западной части Монголо-Охотского пояса на советской и монгольской его территориях находятся отдельные внутренние прогибы, типа брахигеосинклиналей А. В. Пейве и А. М. Синицына (1950), выполнен-

ные пермскими терригенными и вулканогенными морскими и континентальными угленосными отложениями. На советской территории Монголо-Охотского пояса, в Центральном и Восточном Забайкалье, имеется несколько таких внутренних прогибов, или впадин, выполненных морскими и континентальными отложениями различной мощности (от сотен метров до 3—4 км). Нижне- и среднепермские отложения в пределах этих прогибов, залегающие на размытой поверхности складчатых среднепалеозойских пород и на прорывающих их гранитах, в свою очередь, дислоцированы и прорваны гранитоидами.

Небольшие наложенные мульды, сложенные маломощными морскими карбонатными и пресноводно-лагунными конгломератово-песчаниковыми отложениями перми, прослеживаются также в северо-восточной части синклинория Большого Хингана и на юго-западе Зее-Селемджинской складчатой зоны. На остальной территории восточной части Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системы — в Северном Дунбее, Верхнем Приамурье, Удском районе и Западном Приохотье — пермские отложения отсутствуют.

Внедрение магматических масс в палеозое происходило в различные стадии развития Монголо-Охотской геосинклинальной системы. Можно выделить два крупных этапа проявления интрузивной деятельности: один в кембрии и ордовике, другой — в силуре, девоне и карбоне; эти этапы соответствуют нижнепалеозойской (каледонской) и средне-верхнепалеозойской (герцинской) стадиям развития структур. В ту и другую стадию происходило проникновение как основных, так и кислых интрузивных и эффузивных образований.

Палеозойским основным породам свойственны бластические и катакластические структуры, а также глубокие изменения вмещающих пород в зоне экзоконтактов, с образованием гибридных пород за счет ассимиляции кровли. Гранитоиды нижнепалеозойской стадии интрузивной деятельности представлены ультракислыми разновидностями (аляскитами).

Районы Западного Приохотья резко отличаются от других районов Монголо-Охотской геосинклинальной системы отсутствием проявлений интрузивной деятельности в тесной связи с историей развития геосинклинальных структур (Удско-Шантарский синклинорий) палеозойского времени, заложившихся только в силуре и девоне на протерозойском и байкальском складчатом основании.

В более поздние, средне- и верхнепалеозойские этапы интрузивной деятельности в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы происходило внедрение крупных, сильно дифференцированных гранитных масс. Для гранитоидов этого времени характерны явления гибридизма, особенно на контакте с карбонатными породами, с образованием габброидных фаций (диоритов и габбро); наличие многочисленных ксенолитов вмещающих пород и шлировых обособлений меланократового состава; развитие процессов скарнообразования, фельдшпатизации и ороговикования. Все эти явления теснейшим образом связаны с процессами ассимиляции пород кровли — в том смысле, как это понимал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Перечисленные особенности гранитоидов свидетельствуют о том, что внедрение их происходило в период формирования палеозойских складчатых структур. На это указывает и форма интрузивных тел, обычно конкордантных с вмещающими складчатыми структурами.

Основная магма внедрялась в нижнем, среднем и верхнем палеозое в линейно вытянутые на многие сотни километров зоны проницаемости, связанные с глубинными разломами, расположенными вдоль границ крупных геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов, а также в пределах последних.

Интрузии гранитов в нижнепалеозойскую (каледонскую) стадию развития структур происходили только в зонах растущих геосинклинальных поднятий, преимущественно в периферических частях рассматриваемой геосинклинальной системы.

В герцинскую стадию развития геосинклинальных структур интрузии наиболее крупных масс гранитной магмы были приурочены также преимущественно к антиклинорным зонам, однако многочисленные крупные гранитные тела расположены и в зонах сочленения антиклинорных и синклинорных структур и в областях поднятия шарниров складчатых форм в пределах синклинориев. В герцинскую эпоху наиболее ранние внедрения магмы происходили в периферических частях замыкающейся геосинклинальной системы, и только в главную фазу внедрения магмы в последевонское и посленижекаменноугольное время гранитоиды проникли во внутренние части палеозойской геосинклинальной системы и «выплеснулись» за ее пределы, в краевые зоны более древних складчатых областей Станового хребта и Прибайкалья.

Наиболее поздние, заключительные фазы внедрения гранитной магмы в герцинский этап развития структур, в пермское и послепермское время имели место лишь в юго-западной части рассматриваемой области, в зоне развития остаточных геосинклинальных прогибов пермского возраста и разделяющих их поднятий. Гранитные интрузии этого возраста приурочены преимущественно к разломам, ограничивающим остаточные внутренние пермские прогибы.

Таким образом, проявление магматических процессов тесно связано с развитием тектонических структур и по времени неотделимо от их формирования. Приведенные данные свидетельствуют о связи магматизма с тектоническими формами и позволяют установить, что к разнородным тектоническим структурам — глубинным разломам, антиклинориям и синклинориям — приурочено внедрение различных по составу магматических расплавов. В глубинной зоне южнотукурингрских и южнояканских разломов на протяжении длительного промежутка времени, периодически, в нижнем, среднем и верхнем палеозое внедрялись интрузивы основного и среднего состава (габбро, диабазы и диориты). Даже в мезозое и кайнозое — в другую стадию развития структурных форм — вдоль той же зоны глубинных разломов происходило внедрение гипабиссальных интрузивов того же состава и излияние базальтов и андезитов.

В унаследованно развивавшихся глубоких геосинклинальных прогибах Монголо-Охотской системы (Центрально-Забайкальском и прогибе Большого Хингана) с рифея и нижнего палеозоя до нижнего карбона включительно периодически и неравномерно накапливался вулканогенный материал основного и кислого состава спилитово-кератофировой формации, переслаивающийся с мощными терригенными отложениями.

В ранние стадии образования синклинорных структур внедрялись основные интрузивы (пластовые интрузии, силлы и реже секущие тела), по составу весьма близкие к подводным вулканическим излияниям основного состава — спилитам и диабазам.

Интрузии гранитов в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы, как показано выше, происходили одновременно и в различных масштабах в отдельных ее частях. Пространственно гранитные интрузии связаны с развитием преимущественно антиклинорных форм. В зонах унаследованно развивающихся антиклинориев Монголо-Охотской геосинклинальной системы сосредоточены различные по времени внедрения «поколения» гранитных интрузий (докембрийские, нижне-, средне- и верхнепалеозойские).

Кроме отмеченной закономерности в размещении гранитоидов в связи с развитием структурных форм, необходимо отметить большую нерав-

номерность в распределении гранитных интрузий герцинского этапа в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы по простиранию структур, причем эта неравномерность выражается в чередовании достаточно протяженных участков, в пределах которых отсутствуют гранитные интрузивы, и участков, насыщенных гранитоидами.

Устанавливается определенная связь между положением гранитных тел, морфологией структур и изменением мощности отложений по простиранию геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Наиболее прогнутые участки геосинклиналей обычно лишены гранитных интрузивов и, наоборот, относительно поднятые, обладающие сокращенными мощностями участки насыщены гранитоидами.

В крупных палеозойских структурах Монголо-Охотской системы (антиклинории и синклинории), вытянутых на сотни километров, по простиранию наблюдаются значительные ундуляции главной оси геосинклинальных прогибов. Мощность среднепалеозойских отложений в геосинклинальных прогибах колеблется от 8—9 км в наиболее прогнутых частях до 5—6 км в участках воздымания шарниров складчатых структур. Наибольшее число крупных интрузивных тел гранитоидов, имеющих форму, конкордантную по отношению к вмещающим складчатым структурам среднепалеозойского возраста, приурочено в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы не только к зонам антиклинориев, но и к областям поднятия шарниров складчатых структур в синклинориях. Такими областями являются северо-восточная часть Центрального синклинория Восточного Забайкалья и советская часть Даурского синклинория. Наиболее крупные гранитные массивы расположены в краевых частях синклинориев, на склоне антиклинориев и в самих антиклинориях. Гранитные интрузивы среднепалеозойского возраста совершенно отсутствуют в наиболее прогнутых частях геосинклинальных зон (в Центральной геосинклинальной зоне Восточного Забайкалья, в районе так называемого Агинского палеозойского поля и в Удско-Шантарском синклинории Западного Приохотья).

Большое число гранитных интрузивов расположено также в зоне изменения простирания палеозойских складчатых структур с северо-восточного на северо-западное в верховьях р. Амур.

Кратко изложенная история развития интрузивной деятельности в пределах Монголо-Охотской геосинклинальной системы не согласуется с идеальной схемой развития магматического процесса в геосинклинальных областях, предложенной Г. Штилле. В Монголо-Охотской системе мы не видим резкого разрыва во времени внедрения и внезапной смены проявления начального, симатического, и синорогенного, сиалического, плутонизма. Напротив, наблюдается сложное сочетание во времени и в значительной мере разобщенное в пространстве проявление симатического и сиалического магматизма.

Приведенные данные о развитии магматического процесса в Монголо-Охотской палеозойской геосинклинальной системе не согласуются также со схемой геологического развития и магматической деятельности подвижных поясов, предложенной Ю. А. Билибиным в 1955 г. Отсюда следует, что изучение конкретных структурных связей проявления магматической деятельности во времени и пространстве является первоочередной задачей, решение которой значительно приблизит нас к установлению законов развития магматизма.

В строении палеозойских структур Восточно-Азиатской геосинклинальной области, имеющей в целом субширотное простирание, наблюдается четко выраженная асимметрия. По направлению от Сибирской платформы к Китайско-Корейской, ограничивающих с севера и с юга эту геосинклинальную область, в верхнем палеозое происходило смещение крупных геосинклинальных прогибов с севера на юг. В северной ветви

Монголо-Охотской геосинклинальной системы в пермское время формировались остаточные внутренние прогибы (типа брахигеосинклиналей), в которых накапливались грубообломочные, терригенные, угленосные и вулканогенные формации морского и континентального происхождения, а на юге, вдоль северного края Китайской платформы, в Гобийско-Гиринской зоне, продолжалось развитие глубоких линейных, протяженных на многие сотни километров эвгеосинклинальных прогибов, выполненных глинистыми и кремнистыми сланцами и вулканогенными породами типа спилитово-кератофировой формации.

Влияние меридиональных направлений (Тихоокеанской зоны) на морфологию и историю развития докембрийских и палеозойских структур Монголо-Охотской геосинклинальной системы не наблюдалось.

На рассмотренном примере образования одной из крупнейших палеозойских геосинклинальных систем востока Азии подтверждается учение Н. С. Шатского о неравномерном, длительном и унаследованном развитии тектонических форм и складчатых процессов в геосинклинальных областях.

Мезозойские структуры

После длительного перерыва в осадконакоплении, охватившего в северо-восточных районах Монголо-Охотского пояса период времени от нижнего и среднего палеозоя до среднего триаса включительно, а в юго-западных районах — от перми до среднего триаса, в мезозое образовались впадины и прогибы различного размера и формы, наложенные на палеозойские и более древние структуры.

Мезозойские отложения (от триаса до верхнего мела включительно), слагающие прогибы и впадины Монголо-Охотского пояса, залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных и прорванных крупными гранитными интрузиями ниже-, средне- и верхнепалеозойских отложений, а также на более древних, докембрийских породах.

Состав мезозойских отложений весьма разнообразен. Они представлены морскими и континентальными терригенными — песчано-сланцевыми, угленосными и грубообломочными породами, а также вулканогенными образованиями разнообразного состава, находящимися в различных сочетаниях. В некоторых прогибах вулканогенные отложения имеют подчиненное значение (Буреинский) или отсутствуют совсем (Восточно-Забайкальский). Другие прогибы выполнены почти исключительно вулканогенными формациями, а осадочные отложения — грубообломочные или угленосные — играют второстепенную роль (прогиб Большого Хингана, Таяншунский, Селенгинский и др.). Для прогибов, сопряженных с краевой зоной разломов Монголо-Охотского пояса (Удский и другие более мелкие прогибы Северо-Янканской и Шилкинской зон), характерно асимметричное распределение осадочных и вулканогенных формаций. Последние обычно приурочены к системе краевых разломов и по мере удаления от нее сменяются осадочными породами.

В прогибах, сложенных осадочными или преимущественно осадочными грубообломочными отложениями, также наблюдается исключительно изменчивый состав пород и резкие фациальные изменения как по простиранию, так и вкрест простирания.

Совокупность литологических признаков осадочных мезозойских пород позволяет сопоставить их с образованиями типа морских и континентальных (угленосных) моласс внутриконтинентальных межгорных впадин и прогибов. Однако обилие в их составе вулканогенного материала в виде излившихся и пирокластических пород типа андезитовой формации заставляет выделять их в особую группу, под специальным названием терригенно-вулканической формации. Мощность этих отложений в различных прогибах изменяется от сотен метров до 5—7 км.

Внутри комплекса мезозойских отложений в отдельных частях Монголо-Охотского пояса наблюдаются резкие угловые несогласия и перестройка структурного плана по простиранию систем впадин и прогибов с запада на восток: между верхним триасом и нижней юрой, между средней и верхней юрой, между верхней юрой и нижним мелом и между нижним и верхним мелом. Имеются также существенные различия в формационном составе мезозойских отложений, выполняющих отдельные прогибы.

Подобные соотношения между отдельными частями мезозойского комплекса отложений резко отличают мезозойские структуры Монголо-Охотского пояса в целом от структур области Верхоянской мезозойской складчатой системы, для которой характерно развитие литологически единого терригенного верхоянского комплекса отложений с мощными флишоидными толщами верхнего карбона, перми, триаса и юры. Еще более существенно мезозойские отложения рассматриваемого района отличаются от мезозойских отложений Сихотэ-Алиня, где, кроме флиша, существенную роль в их составе играют кремнистые сланцы и подводные вулканические излияния основного состава, отсутствующие в разновозрастных осадках Монголо-Охотского пояса.

Пространственное распределение мезозойских впадин и прогибов Монголо-Охотского пояса, при общей их наложенности на древнее основание, обнаруживает элементы унаследованности по отношению к крупным, глубинного типа структурам палеозойского и более древнего возраста как в отношении простирания, так и в отношении знака движения. Наиболее крупные мезозойские прогибы обычно развиваются на палеозойских синклиналиях, а более мелкие прогибы и впадины наложены на палеозойские антиклинории. Приразломные мезозойские прогибы наследуют простирание древних глубинных разломов.

Мезозойские прогибы имеют узкую, удлиненную в северо-восточном направлении или более сложную форму, обычно подчиненную ограничивающим их продольным и поперечным конседиментационным разломам. Цепочки глубоких мезозойских прогибов образуют протяженные на сотни километров зоны опусканий, разделенные крупными, параллельными им сводовыми поднятиями северо-восточного простирания, обычно значительно превышающими по размерам зоны прогибов, и более мелкими поперечными поднятиями. Эти поднятия сложены кристаллическими породами палеозойского и допалеозойского основания. Обычно они имеют субмеридиональное простирание, параллельное господствующим простираниям мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса.

Одной из характерных черт мезозойских прогибов и впадин Монголо-Охотского пояса является закономерное изменение возраста выполняющих их мезозойских отложений. В направлении с запада на восток по простиранию системы мезозойских прогибов наблюдается постепенное «омоложение» верхней возрастной границы выполняющих их осадков — от триаса до верхнего мела включительно.

Развитие мезозойских прогибов сопряжено с крупными продольными и поперечными конседиментационными разломами, которые влияли на распределение мощностей отложений внутри прогибов.

Для крупных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса характерно асимметричное распределение мощностей, выполняющих их отложений не только вкрест простирания, как это было отмечено в ряде предыдущих работ автора, но и по простиранию, причем максимальные мощности отложений закономерно приурочены к юго-западным частям прогибов.

Мезозойские отложения в прогибах смяты в брахисинклинальные, брахиантиклинальные и коробчатой формы складки, нередко асиммет-

ричные и осложненные многочисленными разломами и системами разломов различного масштаба. Лишь местами вдоль крупных разломов наблюдается более интенсивное смятие мезозойских отложений в мелкие складки и повышение их метаморфизма до стадии филлитов. Внутри прогибов отмечены резкие угловые несогласия, положение которых также закономерно смещается с запада на восток: в Восточном Забайкалье угловое несогласие имеется между верхним триасом и нижней юрой, между средней и верхней юрой и нижним мелом, в Верхнем Приамурье и Западном Приохотье — между верхним триасом и нижней юрой и между нижним и верхним мелом.

Размеры наиболее крупных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса колеблются от 200 до 500 км в длину при ширине от 30 до 150 км; только прогиб Большого Хингана в южной части достигает ширины около 200 км.

Линейные системы опусканий (прогибов и впадин) и разделяющих их продольных и поперечных поднятий, аналогичные зоне мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, развиты также к северу и к югу от нее — в области байкалид Прибайкалья, в зоне Станового хребта, на Алданском щите древней Сибирской платформы, а также на востоке Китайских платформ.

К северу от системы мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса расположено крупное сводовое поднятие Станового хребта, имеющее северо-восточное простираие и сложенное нижнепротерозойскими и архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами. Это поднятие разделяет систему мезозойских впадин и прогибов, сопряженных с зоной глубинных краевых разломов Монголо-Охотского пояса, и систему мезозойских (юрско-меловых) впадин и прогибов, наложенных на южную краевую часть Алданского щита и простирающихся параллельно зоне глубинных южноалданских разломов.

Грубообломочные и угленосные юрские отложения, выполняющие крупную Чульманскую и другие впадины и прогибы, расположенные вдоль южной окраины Алданского щита неравномерно дислоцированы с образованием брахисинклинальных и коробчатых складок и пересечены многочисленными продольными разломами, образующими систему параллельных наклонных сбросов и чешуйчатых надвигов, плоскости смещения которых наклонены на северо-восток. Эти разломы имеют простираие, параллельное или почти параллельное Южно-Алданской зоне древних глубинных разломов, подновленных в мезозое.

По наблюдениям Н. В. Фроловой, В. В. Мокринского и других, вдоль южного края алданских прогибов юрские отложения смяты в мелкие складки, имеющие асимметричную и даже лежачую форму и запрокинутые на северо-восток — в направлении наклона плоскостей смещения надвигов и сбросов. Вблизи этих разломов мезозойские отложения, так же как и в прогибах Монголо-Охотского пояса, отличаются повышенным метаморфизмом, причем мезозойские угли изменены до стадии каменных углей.

Анализ морфологии структур глубоких мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса, а также состава выполняющих их формаций показывает, что эти структуры резко отличаются как от линейных геосинклинальных структур палеозойского фундамента, так и от крупных линейных форм (мегасинклинириев и мегантиклинориев) мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, расположенных в краевой части Азиатского континента — в Сихотэ-Алине и на северо-востоке СССР.

Мезозойские интрузивные образования

В пределах Монголо-Охотского пояса мезозойские интрузивные образования распространены значительно меньше, чем палеозойские, и представлены преимущественно породами гранитного ряда. Гранитоиды мезозойского возраста резко отличаются от палеозойских гранитоидов по структурным признакам, форме тел, структурному положению и взаимоотношениям с вмещающими мезозойскими и более древними породами. Внедрение мезозойских гранитоидов связано с образованием описанных выше своеобразных наложенных структурных форм, развившихся на разнородном — палеозойском и докембрийском фундаменте.

Мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса представлены биотитовыми и биотитово-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, преимущественно порфиroidными, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, плагиопорфирами, кварцевыми диоритами и диоритами, монцонитами, щелочными гранитами и граносиенитами. Значительным распространением пользуются также аляскитовые граниты и сопровождающие их аплиты и пегматиты. К жильной серии мезозойских гранитоидов относятся кварцевые порфиры, лампрофиры и порфиристы различного состава. С гранитоидами связаны кварцево-турмалиновые и кварцевые жилы, содержащие многочисленные рудные и нерудные минералы, а также флюоритовые и флюорит-кальцитовые жилы.

Для всех перечисленных разновидностей гранитоидов Монголо-Охотского пояса характерны кристаллизация в условиях средних или малых глубин, изменчивая степень раскристаллизации, резко выраженные эндоконтактные изменения (переход гранитов в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры и т. д.), а также многофазное внедрение, наличие субвулканических тел и экстрезивных комплексов.

Размеры интрузивных тел гранитоидов Монголо-Охотского пояса обычно не превышают 100—200 км². Большинство из них имеет форму небольших штоков и даек, лишь некоторые интрузивы гранитоидов, приуроченные к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, достигают по площади 5—6 тыс. км².

В пределах Монголо-Охотского пояса мезозойские гранитоиды распространены неравномерно. Они приурочены к крупным продольным и поперечным разломам, пересекающим не только мезозойские отложения в пределах прогибов, но и палеозойские и докембрийские породы в зонах поднятий, разделяющих эти прогибы. Более крупные интрузии мезозойских гранитов приурочены к длительно живущим глубинным разломам, «подновленным» в мезозое или к участкам пересечения мезозойских продольных и поперечных разломов.

Внедрение мезозойских гранитов в пределах Монголо-Охотского пояса было многократным и неодновременным в различных его частях. Наиболее ранние внедрения гранитоидов приурочены к западной части Монголо-Охотского пояса (Западное и Восточное Забайкалье) и относятся к верхнетриасовому времени. Среднеюрские гранитоиды наиболее широко распространены в Восточном Забайкалье. Значительно меньшую роль здесь играют малые интрузивные и субвулканические тела верхнеюрского возраста.

Возраст мезозойских гранитоидов в Верхнем Приамурье и Северном Дунбее устанавливается как верхнеюрский и посленижнемеловой. Более поздними по времени внедрения в Верхнем Приамурье являются экстрезивные комплексы и субвулканические тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров, по возрасту близкие к вулканическим излияниям верхнемелового возраста. Возраст мезозойских гранитоидов в Удском прогибе и Западном Приохотье, как и в Верхнем Приамурье, верхнеюрский и посленижнемеловой. В других районах Западного Приохотья (Тором-

ский и другие прогибы) возраст гранитоидов определяется как нижнемеловой, верхнемеловой и даже третичный (послепалеогеновый). Таким образом, приведенные данные отчетливо показывают, что в направлении с запада на восток, по мере приближения к области мезозойд Тихоокеанского пояса, в различных частях по простиранию Монголо-Охотского пояса наблюдается закономерное «омоложение» гранитоидов (от нижнемезозойского до верхнемелового и третичного возраста).

Внедрение мезозойских гранитоидов не ограничивается областью Монголо-Охотского пояса, а имеет место далеко за ее пределами — в районе Алданского щита и протерозойд Станового хребта, в Монголии, на северо-востоке Китая, в Яньшаньской зоне и в Катазии.

С мезозойскими гранитоидами в перечисленных областях связаны многочисленные месторождения олова, вольфрама, золота и других цветных и редких металлов, а также флюорита и цветных камней; поэтому их изучение представляет не только теоретический, но и большой практический интерес.

На основании материалов изучения мезозойских гранитоидов Прибайкалья, Монголо-Охотского пояса, Станового хребта и Алданского щита намечается общая закономерность направленного изменения масштаба внедрений гранитной магмы и ее состава. Она выражается в постепенном уменьшении размеров и количества гранитных тел и в повышении их щелочности в направлении от побережья Тихого океана, т. е. от окраинной части мезозойд Тихоокеанского пояса, в глубь континента, по простиранию системы мезозойских структур, наложенных на более древнее основание.

Закономерное изменение возраста мезозойских отложений по простиранию системы прогибов Монголо-Охотского пояса от побережья Тихого океана в глубь континента, а также сокращение в том же направлении масштаба внедрений гранитных интрузий и изменение их состава позволяют прийти к выводу о непосредственной связи возникновения описанных мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса с развитием мезозойских геосинклинальных структур Тихоокеанского побережья.

Кроме отмеченной выше общей закономерности изменения состава гранитных интрузий по мере удаления от мезозойд Тихоокеанского обрамления, наблюдается изменение их состава в зависимости от положения гранитных тел в различных, сравнительно мелких структурных зонах. Так, для Монголо-Охотского пояса, даже на данной стадии изученности мезозойских гранитоидов, выявляются некоторые отличия в их химическом и минералогическом составе в зависимости от структурного положения. Для гранитоидов, расположенных в пределах поднятий и выступов докембрийского и палеозойского фундамента (Приаргунское поднятие, Зее-Селемджинская палеозойская складчатая зона, Гонжинский выступ, Хингано-Буреинский срединный массив и т. д.), характерно сильное пересыщение глиноземом при очень малом количестве MgO . Разнообразные по составу гранитоиды, прорывающие мезозойские отложения в пределах крупных прогибов, принадлежат к породам нормального ряда, причем в лейкократовых разностях наблюдается несколько повышенная щелочность, так что некоторые из них близки к щелочным гранитам. Мезозойские гранитоиды, развитые в пределах докембрийской складчатой зоны Станового хребта, по составу также относятся к нормальному ряду, но в них не отмечено повышенное содержание щелочей.

Структурное положение мезозойских гранитоидов Монголо-Охотского пояса и прилегающих с севера протерозойд Станового хребта и Алданского щита не позволяет рассматривать эти гранитоиды, как образования, свойственные геосинклинальной стадии развития этих территорий.

НАЛОЖЕННЫЕ МЕЗОЗОЙСКИЕ ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ ЯНЬШАНЬСКОГО И КАТАЗИАТСКОГО ПОЯСОВ КИТАЯ

На северо- и юго-востоке Китайской Народной Республики, а также в Корею широко распространены мезозойские прогибы и впадины. По форме, взаимоотношениям с фундаментом, возрасту и составу выполняющих их отложений они близки к описанным выше мезозойским структурам Монголо-Охотского пояса и Алданского щита.

Эти структуры и выполняющие их отложения были описаны А. В. Грэбо (Grabau, 1928), Ли Сы-гуаном (1952), Хуан Цзи-цином (1961, Хуан Бо-цин, 1952), Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), а в последнее время — во многих работах Чень Го-да (1960, 1961) и других геологов. Кроме того, автору удалось ознакомиться с этими структурами при геологических экскурсиях в 1958 и 1960 гг. в Яньшаньских горах и на юго-востоке Китая (в хр. Наньлин и в Катазии). В обеих этих областях мезозойские структуры образуют линейные системы прогибов, разделенных поднятиями палеозойского и докембрийского основания. Эти системы прогибов и поднятий образуют протяженные (почти на 2000 км) зоны, выделяемые нами под названиями Яньшаньского и Катазиатского поясов.

Яньшаньский пояс

Яньшаньский пояс мезозойских прогибов расположен в провинции Хебэй, вдоль северного края древней Китайско-Корейской платформы, в зоне ее сочленения с крупнейшей Восточно-Азиатской герцинской областью складчатости. Мезозойские впадины и прогибы, выполненные юрскими и нижнемеловыми континентальными угленосными и вулканогенными породами, наложены здесь на разнородный фундамент. В Яньшаньской зоне эти впадины и прогибы образуют крупные линейные системы опусканий северо-восточного субширотного простирания, разделенные обширными, параллельными им сводовыми поднятиями домезозойского фундамента.

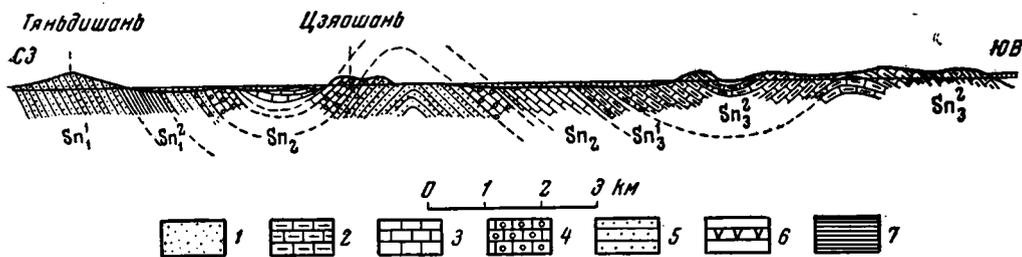
Наиболее крупные системы мезозойских прогибов расположены вдоль краевых глубинных разломов, разделяющих герциниды Внутренней Монголии и выступы досинийского гнейсового основания Китайско-Корейской платформы, а также к югу от этих разломов, в пределах собственно Яньшаньских гор. Самая северная система глубоких мезозойских прогибов является юго-западным продолжением Южно-Хинганской системы юрско-меловых прогибов, сложенных грубообломочными вулканогенно-осадочными породами, переслаивающимися с угленосными отложениями.

Южная система Яньшаньских юрско-меловых прогибов, значительно лучше изученная, наложена на протяженную полосу глубоких синийских прогибов, расположенных вдоль северного края Китайско-Корейской платформы, к северу и северо-западу от Пекина. Обе зоны мезозойских прогибов разделены крупным субширотным сводовым поднятием досинийского гнейсового основания, аналогичным сводовому поднятию Станового хребта, так называемой «осью Внутренней Монголии» Хуан Цзи-цина (1961).

Основные черты строения домезозойского фундамента

В синийское время к северу и северо-западу от Пекина на гнейсовом основании в краевой части Китайско-Корейской платформы образовалась система глубоких прогибов (Сусяньский, Сишаньский, Синлунский, Сюаньлунский и др.), в пределах которой мощность синийских отложений составляет от 2—3 (Сюаньлунский прогиб) до 8—10 км (Сусяньский и Синлунский прогибы).

Синийские отложения, слагающие эти прогибы, по данным Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), залегают резко несогласно на размытой поверхности складчатого гнейсового фундамента. Они представлены в основании грубозернистыми песчаниками и конгломератами. В нижней части разреза залегают кварциты, переслаивающиеся с известняками и сланцами и в некоторых прогибах (Сусяньском и Сюаньлунском) — с основными лавами (диабазов или траппов) и их туфами. Средняя часть разреза синийских отложений преимущественно карбонатная (водорослевые известняки с *Collenia*), а верхняя часть сложена терригенно-карбонатными или терригенными отложениями (в отдельных



Фиг. 2. Форма дислокаций синийских отложений в Цзяньшанском прогибе на севере Китайско-Корейской платформы (по Сунь Дянь-цину, Основы тектоники Китая, 1962)
 1 — третичные и четвертичные отложения; 2₁ — терригенно-карбонатные отложения; 3 — известняки; 4 — водорослевые известняки; 5 — кварциты; 6 — основные лавы; 7 — сланцы

прогибах). На синийских отложениях без видимого несогласия залегают морские терригенно-карбонатные и карбонатные отложения кембрия и ордовика, с очень небольшой общей мощностью (от 100 до 400—500 м). Описанную систему синийских прогибов китайские геологи выделяют под названием зоны Яньшаньских впадин, Яньшаньской парагеосинклинали или Яньшаньского внутриплатформенного прогиба (Основы тектоники Китая, 1962).

Синийские и нижнепалеозойские отложения в Яньшаньской области прогибов смяты в широкие открытые складки (фиг. 2) с амплитудой в несколько километров. Прогибы, содержащие в основании синийских отложений основные вулканогенные породы, по данным Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), ограничены крупными сбросами северо-восточного простирания, протягивающимися на сотни километров.

На размытой поверхности синийских и ордовикских отложений, несогласно с горизонтом базальных конгломератов в основании залегают среднекаменноугольные отложения, представленные песчаниками и сланцами с прослоями известняков, вверх по разрезу сменяющиеся угленосными отложениями верхнего карбона. Мощность каменноугольных отложений в различных прогибах колеблется от 100 до 400 м. Выше каменноугольных отложений расположены континентальные терригенные и угленосные толщи перми, мощность которых также обычно колеблется в пределах от 50 до 550 м.

В отдельных прогибах (Сишаньском) выше терригенных отложений перми лежит маломощная (150—200 м) угленосная шуанцюаньская свита пермо-триасового возраста, местами прорванная дайками диабазов. Триасовые отложения в других впадинах Яньшаньской зоны обычно отсутствуют.

Описанные отложения синия, нижнего и верхнего палеозоя по составу очень близки к отложениям соответствующего возраста, слагающим чехол в других частях Китайско-Корейской платформы. Исключением является лишь нижняя часть синийских отложений, в составе которой в пределах Сусяньского и Сюаньлунского прогибов (Яньшань-

ской зоны), кроме терригенно-карбонатных отложений, имеются основные вулканогенные породы (диабазы). Для Яньшаньских прогибов характерны также отложения синия с резко повышенной мощностью по сравнению с мощностями синийского чехла других частей платформы. Последнее обстоятельство, а также структурное положение синийских прогибов в Яньшаньских горах позволяет сравнивать их с областями перикратонных опусканий, описанных Е. В. Павловским (1959) на примере Сибирской платформы, но образовавшихся в рифейское время также и на окраине Китайско-Корейской платформы (Яньшаньские горы), в периферической зоне рифейской эвгеосинклинальной системы Восточной Азии.

Мезозойские структуры и магматизм

В юрское и нижнемеловое время в описанной краевой зоне Китайско-Корейской платформы происходило образование прогибов и впадин, выполненных континентальными грубообломочными, угленосными и вулканогенными породами. Эти прогибы обычно с одной или с двух сторон ограничены разломами.

Одна зона мезозойских прогибов и впадин расположена к северу от сводового поднятия (так называемой «оси Внутренней Монголии», по Хуан Цзи-цину), сложенного досинийскими породами, а другая, собственно Яньшаньская, — к югу от него.

Северная система мезозойских прогибов

Наиболее крупные юрско-нижнемеловые прогибы образуют северную систему прогибов, вытянутых вдоль древних, подновленных в мезозое краевых глубинных разломов субширотного простириания, ограничивающих с севера Китайско-Корейскую платформу; они имеют вытянутую форму, ориентированную параллельно продольным субширотным и поперечным (субмеридиональным) разломам. Эти прогибы выполнены преимущественно наземными вулканогенными образованиями различного состава, среди которых преобладают андезиты и порфириды, переслаивающиеся с туфами и вулканическими брекчиями; наблюдаются также покровы и туфы липаритов и базальтов. Осадочные породы — конгломераты, туфоконгломераты и песчаники с прослоями углей — играют подчиненную роль. Мощность вулканогенно-осадочных образований геологи определяют по-разному, она составляет не менее нескольких километров (порядка 3—4 км, а возможно, и более) — по аналогии с Южно-Хинганской системой прогибов, где мощность вулканогенно-осадочных пород юрского и нижнемелового возраста не менее 5 км.

Юрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования в прогибах северной системы смяты в складки коробчатой и брахисинклинальной формы, пересечены многочисленными сбросами и провнами крупными массивами биотитово-роговообманковых и аляскитовых гранитов с порфирированной и пегматоидной структурой. Массивы этих гранитов, так же как и в зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, приурочены к разломам и вытянуты параллельно им. По размерам гранитные массивы, судя по сводным картам китайских геологов (Чжан Вэнь-ю, Хуан Цзи-цина и других), обычно не уступают мезозойским гранитным массивам краевой зоны Монголо-Охотского пояса и Станового хребта, а некоторые из них еще крупнее. Большие массивы мезозойских гранитов также прорывают толщу гнейсов и кристаллических сланцев досинийского возраста, слагающих Внутримонгольское сводовое поднятие. Это поднятие имеет от 70 до 230 км в ширину и не менее 1200 км по простирианию.

*Южная система мезозойских прогибов
в западной части Яньшаньского пояса*

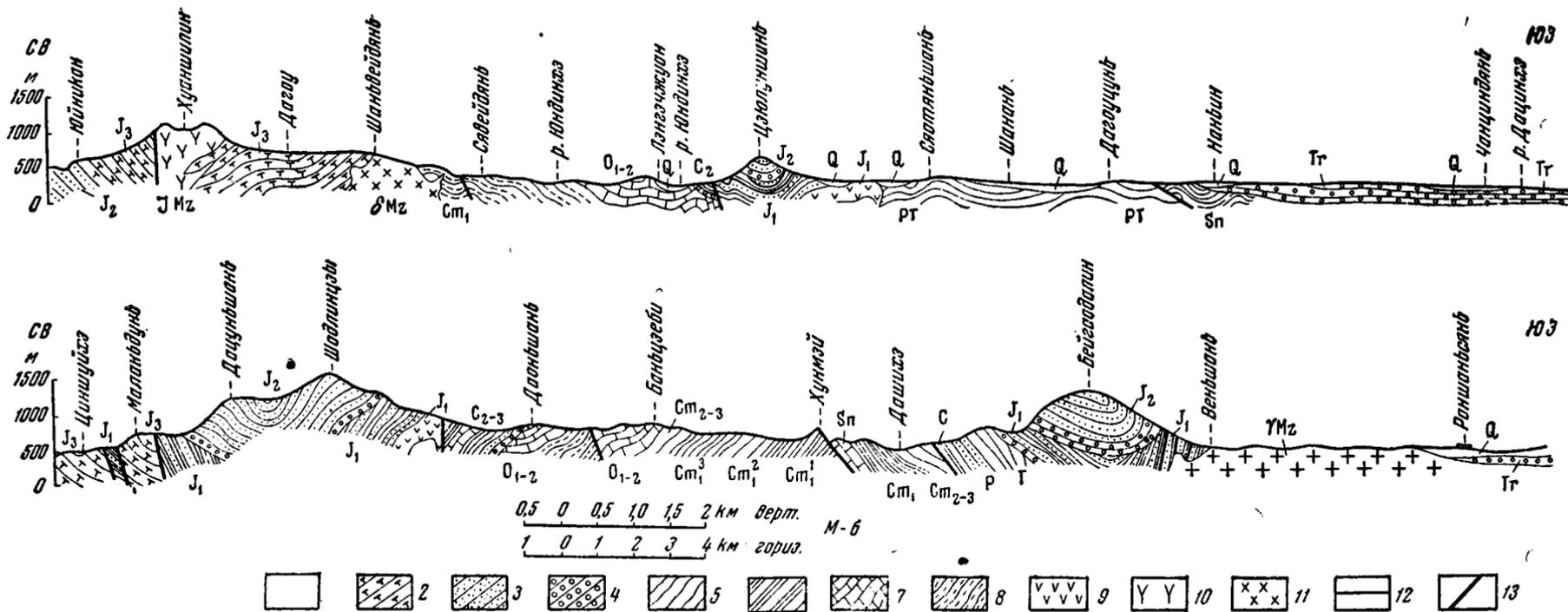
Южнее Внутримонгольского сводового поднятия расположена южная, собственно Яньшаньская система сравнительно более мелких юрско-меловых прогибов.

Яньшаньская система мезозойских прогибов в западной части имеет субширотное простирание, но по направлению на восток изменяет его на северо-восточное. Эта система мезозойских прогибов на всем своем протяжении совпадает с известной горной цепью Яньшань, окаймляющей с севера и северо-запада обширную Северо-Китайскую равнину.

Яньшаньская зона юрско-меловых прогибов протягивается вдоль крупного глубинного разлома, ограничивающего с юга поднятие «оси Внутренней Монголии». Прогибы этой зоны имеют узкую и сильно вытянутую параллельно разлому форму и размеры до 120 км в длину при ширине 10—20 км. К их числу относятся Луаньпинский и Бэйпяоский прогибы, сложенные вулканогенно-осадочными юрскими и нижнемеловыми отложениями.

Многочисленные юрские и юрско-меловые впадины и прогибы, расположенные к югу от зоны приразломных прогибов, также сильно вытянуты в широтном или северо-восточном направлении, и только наиболее молодые из них, сложенные преимущественно вулканогенными отложениями нижнемелового возраста, имеют неправильную, изометричную форму. Размеры юрских и юрско-меловых впадин здесь составляют от 50 до 150 км в длину и от 5 до 50 км в ширину. Только некоторые более пологие изометричные впадины нижнемелового возраста имеют размеры до 70 × 85 км. Юрские и нижнемеловые отложения, слагающие мезозойские впадины и прогибы, по данным Сун Дянь-цин, Чжан Вэнь-ю, Чи Чан-дау, Чжан Цзун-пу и других геологов Хэбейского геологического управления и Академии наук КНР, представлены континентальными вулканогенно-осадочными отложениями. Стратиграфический разрез, а также состав и мощность юрских и нижнемеловых отложений в южной системе прогибов весьма изменчивы и не выдержаны по простиранию и вкрест простирания. В западной части рассматриваемой системы мезозойских прогибов, в горах Сишань (Западные холмы), юрские отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности синийских, палеозойских и досинийских отложений. В основании разреза охарактеризованных флорой нижнеюрских отложений находятся лавобрекчии и покровы диабазов и диабазовых порфиритов с миндалекаменной структурой, вверх по разрезу сменяющиеся туфоконгломератами, а затем сероцветными песчано-сланцевыми и угленосными отложениями мощностью около 500 м. Мощность диабазового горизонта изменчива, причем в отдельных прогибах диабазы совсем отсутствуют и разрез нижней юры начинается с терригенных и угленосных отложений (Синлунская впадина и др.).

Отложения средней юры лежат несогласно и с размывом на нижнеюрских отложениях; они представлены грубообломочными континентальными и вулканогенными породами (фиг. 3). В основании среднеюрских отложений залегает мощный (не менее 200 м) горизонт конгломератов, выше по разрезу сменяющихся грубозернистыми серыми и красноватыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Среднеюрские конгломераты состоят из галек различной величины (до 20—30 см в диаметре) синийских и ордовикских известняков, кварцитов, гнейсов, а также нижнеюрских вулканогенных и осадочных пород. Верхняя часть разреза средней юры и верхняя юра представлены вулканогенными образованиями (свиты Тяодаюшань и Чадао), очень близкими по составу и мощности к верхнеюрским отложениям Восточного Забайкалья.



Фиг. 3. Геологические разрезы в западной части Яньшаньского пояса мезозойских прогибов (горы Сишань).
По данным геологов Гидрогеологического управления Китая на 1956 г., с дополнениями автора по наблюдениям 1960 г.

- 1 — четвертичные отложения; 2 — вулканогенные породы среднего и кислого состава; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — конгломераты; 5 — глинистые сланцы; 6 — переслаивающиеся песчаники и аргиллиты; 7 — известняки; 8 — карбонатно-терригенные породы; 9 — основные эффузивы; 10 — диабазы и поффиры; 11 — диориты; 12 — граниты; 13 — разломы

Тяодаюшаньская свита сложена различно окрашенными покровами андезитов и порфиритов, переслаивающимися с туфами, туфопесчаниками и вулканическими брекчиями. Нижняя часть чадаоской свиты представлена кислыми вулканогенными породами (липаритами), а верхняя ее часть — андезитами и их лавобрекчиями. Общая мощность вулканогенных отложений юры в Шишаньских прогибах более 2 км; мощности вулканогенных пород в других впадинах и прогибах в опубликованных работах обычно не приводятся. Общая мощность юрских отложений в различных прогибах западной части Яньшаньских гор колеблется от сотен метров до 3 км, а в отдельных прогибах, возможно, превышает эту цифру.

Наиболее крупные юрские впадины и прогибы расположены в пределах описанного выше синийского прогиба, наследуя его простирание (фиг. 4). Прогибы, сложенные юрскими вулканогенно-осадочными отложениями, обычно ограничены с одной или с двух сторон продольными разломами северо-восточного простирания. Юрские отложения в прогибах смяты в широкие, коробчатой или брахисинклинальной формы складки северо-восточного простирания, разделенные гребневидными или куполовидными антиклиналями или горстовыми поднятиями мезозойского фундамента. Углы наклона слоев на бортах коробчатых складок достигают 30—50°. Вблизи разломов наблюдается более интенсивная мелкая складчатость. Углы наклона здесь крутые (до 60—70°), и имеет место повышенный метаморфизм осадочных пород, в результате которого аргиллиты превращаются в глинистые сланцы и филлиты. По данным Чжан Вэнь-ю, крупные древние сбросы, ограничивающие впадины, переходят в надвиги, обращенные в сторону прогибов, перемещение вдоль которых происходит с севера на юг.

Юрские прогибы по простиранию, так же как и в пределах Монголо-Охотского пояса, разделены поперечными поднятиями мезозойского фундамента, ограниченными сбросами субмеридионального и северо-западного простирания.

В Яньшаньском поясе прогибов, так же как и в Монголо-Охотском поясе и на окраине Алданского щита Сибирской платформы, исключительно широко распространены дизъюнктивные дислокации. Многочисленные сбросы и системы сбросов пересекают как мезозойские отложения во впадинах, так и древние кристаллические породы на поднятиях. Из наиболее крупных продольных сбросов северо-восточного простирания, ограничивающих мезозойские впадины, следует назвать Толи-Дакуэйчанский (СВ 55°) и Мяоаньлин-Шафэншаньский (СВ 30—60°), протяженностью не менее 400—500 км каждый. Вдоль крупных разломов западной части южной системы прогибов внедрились граниты, образующие различной величины интрузивные тела — от мелких штоков до крупных массивов, достигающих 3 тыс. км². Наиболее крупные гранитные массивы, судя по карте проф. Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), занимают площадь в 6—8 тыс. км².

Гранитоиды представлены серыми и розовато-серыми крупнозернистыми нормальными биотитово-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, обычно с хорошо выраженной порфировидной структурой. В эндоконтакте они переходят в мелкозернистые разновидности, гранитпорфиры и кварцевые порфиры. Другая группа яньшанских гранитоидов представлена розовыми аляскитовыми гранитами с аллотриоморфнозернистой или пегматоидной структурой. Яньшанские граниты проявляют не только юрские отложения в зоне прогибов, но и древние кристаллические породы в пределах поднятий. Кроме того, ниже- и среднеюрские отложения местами пересечены дайками и штоками диабазов и порфиритов, которые являются корнями верхнеюрских и нижнемеловых эффузивов.

Нижнемеловые отложения в западной части Яньшаньских гор залегают несогласно на дислоцированных юрских отложениях и прорывающих их гранитоидах. Они еще более фациально изменчивы, чем юрские отложения, и представлены грубообломочными и тонкозернистыми осадками озерного и аллювиального происхождения и вулканогенными породами преимущественно кислого состава. В одних впадинах (например, в Сишаньской) нижняя часть нижнемеловых отложений (толийская свита) состоит из конгломератов, переслаивающихся с песчаниками и фиолетово-серыми аргиллитами мощностью около 500 м, а верхняя часть разреза (сяоцшунанская свита) сложена аргиллитами, песчаниками с прослоями глин, конгломератов, мергелей и озерных известняков, общей мощностью около 250—300 м. Нижнемеловые отложения в районе Сишаня содержат многочисленные отпечатки растений нижнемеловых видов рода *Onychiopsis*. В других впадинах меловые отложения представлены преимущественно вулканогенными породами.

В некоторых мезозойских прогибах Яньшаньского пояса выделяются нерасчлененные юрско-меловые вулканогенные отложения различной мощности, состоящие из переслаивающихся покровов андезитов, порфиринов, их туфов и вулканических брекчий, а также из кислых и субщелочных разновидностей вулканогенных пород — липаритов, трахилипаритов и трахитов.

Нижнемеловые отложения либо несогласно залегают на дислоцированных юрских отложениях в более крупных прогибах, либо слагают плоские наложенные мульды непосредственно на древнем, домезозойском основании поднятий (см. фиг. 4).

Общая мощность юрских и нижнемеловых отложений в отдельных прогибах западной части Яньшаньской зоны не менее 4—5 км.

Нижнемеловые отложения дислоцированы относительно слабее юрских; они образуют пологие широкие складки и пересечены многочисленными разломами. Вдоль разломов местами проникли штоки и дайки порфировидных гранитоидов, гранит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов, кварцевых порфиринов и других пород.

Верхнемеловые отложения в районе Сишаня и окрестностях Пекина сложены маломощными красноцветными глинами и алевропелитами с известковыми конкрециями, залегающими практически горизонтально.

Третичные и четвертичные отложения в районе Сишаня выполняют небольшие депрессии неправильной изометричной формы, сложены галечниками и песками или слабо сцементированными конгломератами мощностью до 30 м. Местами вдоль разломов кайнозойские отложения прорваны базальтами.

Мезозойские прогибы восточной части Яньшаньского пояса

В восточной части Яньшаньской зоны юрско-меловые прогибы, по данным Чжао Цзун-пу (1959), сохраняют то же строение. Юрские отложения лежат здесь резко несогласно на размытой поверхности ордовикских, синийских и досинийских отложений. Нижняя юра сложена угленосными отложениями (толща Юнхэ), которые в средней части разреза переслаиваются с андезитами и их туфами. В верхах нижней юры залегают красноцветные конгломераты, состоящие из галек кварцитов и гнейсов. Средняя юра сложена внизу вулканогенными породами, а сверху — толщей переслаивающихся пестроцветных песчаников, глинистых сланцев и конгломератов. Общая мощность средней юры около 1 км.

Верхнеюрские отложения несогласно залегают на нижне- и среднеюрских. Нижняя часть разреза состоит из андезитов, порфиринов и их

туфов и из подчиненных покровов липаритов, которые переслаиваются с конгломератами и туфопесчаниками. Средняя часть верхнеюрских отложений представлена нижнеэнехэйской свитой, в которой угленосные отложения переслаиваются с туфоконгломератами, туфами и зелеными песчаниками. Верхняя часть разреза сложена верхнеэнехэйской вулканогенной свитой, образованной липаритами, порфирами, андезитами и их туфами, которые переслаиваются с песчаниками и конгломератами.

Нижнемеловые отложения имеют ограниченное распространение; они представлены красноцветными конгломератами (свита Чендэ), сцементированными туфовым материалом.

Характер дислокаций сохраняется тот же, что и в западной части системы Яньшаньских прогибов, смещается лишь время проявления дислокаций в сторону их «омоложения». Нижне- и среднеюрские вулканогенно-осадочные и угленосные отложения смяты в пологие складки. На бортах прогибов на большом протяжении наблюдается моноклиналное падение слоев к центру, осложненное сбросами. По южному краю наблюдаются надвиги, вдоль которых палеозойские отложения (известняки ордовика) надвинуты с юга на север на угленосные отложения нижней юры. Перед фронтом надвига слои угленосной свиты опрокинуты по направлению к центру прогиба.

Нижне- и среднеюрские отложения прорваны крупными массивами гранитоидов. Нижнемеловые красноцветные отложения прорваны жильчатыми породами кислого состава.

В более восточных районах Китайско-Корейской платформы, в пределах Ляодунского полуострова, по данным Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), юрские и нижнемеловые отложения также слагают небольшие впадины и прогибы северо-восточного простирания, типа грабен-синклиналей и грабенов, наложенных на досинийское кристаллическое основание платформы и на синийские отложения платформенного чехла. Юрские отложения здесь также представлены континентальными угленосными, терригенными и вулканогенными образованиями, причем мощность последних колеблется от 700 до 1000 м. Внутри толщи юрских отложений наблюдаются многочисленные размывы и поверхности несогласия.

В нижнемеловое время прогибание усилилось, возросли мощности отложений. В нижней части разреза нижнего мела развиты грубообломочные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу угленосными и вулканогенными образованиями. В конце нижнего мела происходило накопление основных, средних и (вверху) кислых вулканогенных пород мощностью около 1200 м.

Юрские и нижнемеловые отложения здесь прорваны гранитоидами, также приуроченными к крупным разломам, пересекающим как юрские и меловые отложения во впадинах, так и древние кристаллические породы фундамента между ними. Верхнемеловые красноцветные отложения, имеющие мощность не менее 500 м, также залегают здесь в грабенах. Третичные терригенные и угленосные отложения достигают мощности более 1 км и выполняют грабен-синклинали северо-восточного простирания. Вдоль разломов, ограничивающих эти структуры, местами проникли базальты.

В пределах Яньшаньского пояса мезозойских прогибов активно проявились и неотектонические движения, о чем свидетельствуют характер современного рельефа и расположение очагов землетрясений, происшедших в историческое время.

Из приведенного описания Яньшаньского пояса прогибов, пока еще недостаточно полно изученного, можно, так же, как и для области Монголо-Охотского пояса, сделать вывод о разновременном появлении угло-

вых несогласий внутри отдельных мезозойских прогибов по простиранию зоны в целом, а также о разновременном внедрении гранитоидов. По направлению с запада на восток, по мере приближения к мезозоидам побережья Тихого океана, происходит закономерное «омоложение» верхней возрастной границы отложений, выполняющих эти прогибы и грабен-синклинали, а также «омоложение» возраста гранитоидов.

В западной части Яньшаньского пояса прогибов главная масса гранитов внедрилась в доверхнеюрское и нижнемеловое время, а восточнее, в районе Янляо,— в послеверхнеюрское время, еще же восточнее, на Ляодунском полуострове, уже за пределами собственно Яньшаньского пояса прогибов, внедрение гранитов происходило и в посленижнемеловое время.

Для Яньшаньского пояса прогибов в целом наблюдается повышенный метаморфизм мезозойских отложений. Юрские аргиллиты изменены до стадии глинисто-серицитовых сланцев, а местами, близ зон разломов,— до филлитов. Мезозойские угли обычно превращены в антрациты и каменные угли, так же как и в мезозойских прогибах краевой зоны Алданского щита (Чульманский прогиб).

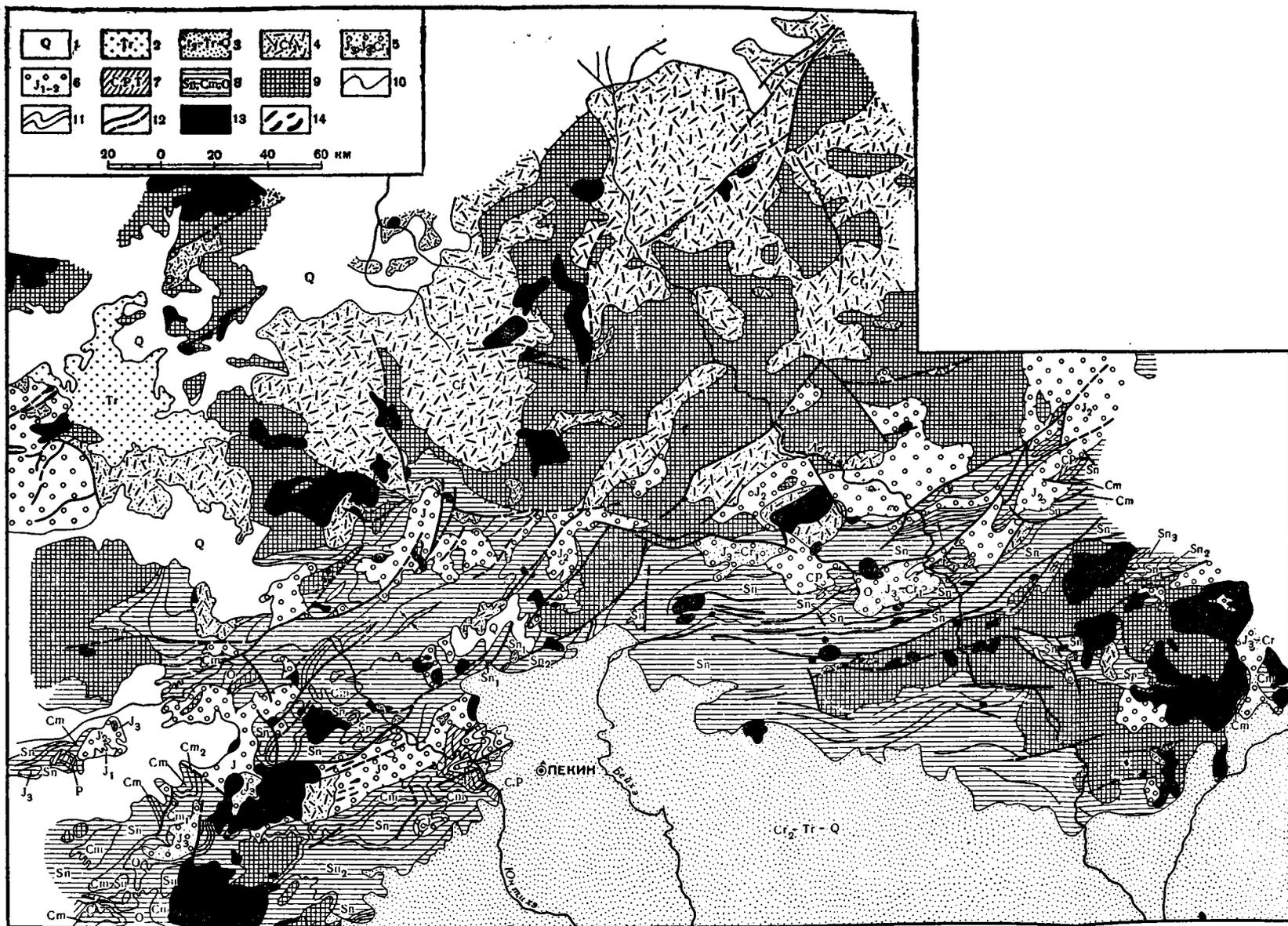
Катазиатский пояс

Катазиатский пояс мезозойских впадин и прогибов расположен непосредственно к юго-востоку от древней Южно-Китайской платформы, или платформы Янзы (Хуан Ци-цин, 1961). На юго-западе этот пояс непосредственно примыкает к мезозоидам Индокитая, а на северо-востоке — к Чукотско-Катазиатскому поясу развития мезо-кайнозойских вулканических пород. Частично Катазиатский пояс мезозойских прогибов совпадает с крупной орографической единицей Южного Китая — хребтом Наньлин, протягивающимся в северо-восточном направлении, в пределах провинций Хунань, Цзянси, Гуандун и Гуанси. Хребет Наньлин является одной из основных рудоносных областей Китая, в которой сосредоточены месторождения цветных и редких металлов.

Геологическое строение этой области изучено еще недостаточно полно, однако имеющиеся материалы позволяют уже сейчас отметить интересные особенности ее тектоники. В 1924 г. А. В. Грэбо значительную часть этой территории выделил под названием древнего (донижнепалеозойского) массива — Катазии (Cathasia). Ли Сы-гуан (1952), В. М. Синицын (1955), В. В. Белоусов (1956), Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), Чень Го-да (1960) и другие геологи также рассматривали эту территорию как древнюю платформу и только Хуан Бо-цин (1952) относил ее к области каледонской складчатости.

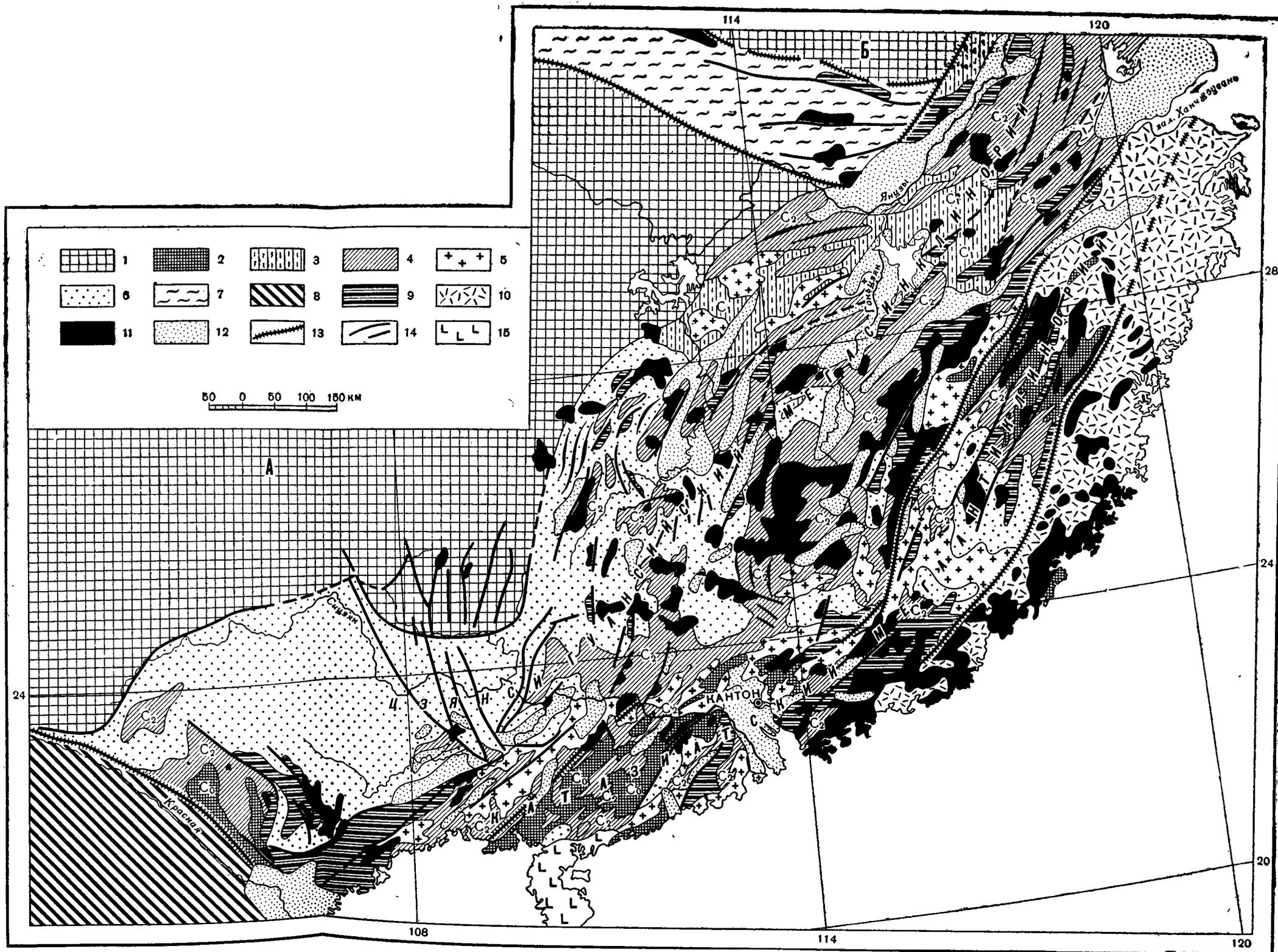
Геологосъемочные работы, широко развернувшиеся в Китайской Народной Республике, доставили много нового материала, подтвердившего точку зрения Хуан Бо-цина. К этим данным в первую очередь следует отнести многочисленные находки морской фауны кембрия, ордовика и силура в мощной толще песчано-сланцевых отложений геосинклинального типа (так называемая луншаньская серия), ранее относившихся к докембрию (синию и протерозою).

Во время геологических экскурсий в 1958 г., проведенных под руководством профессоров Чжан Вэнь-ю и Чень Го-да, автору совместно с Ю. А. Косыгиным удалось посетить некоторые мезозойские прогибы Катазиатской зоны, расположенные в провинциях Хунань, Гуандун и Гуанси.



Фиг. 4. Геолого-структурная карта западной части Яньшаньского пояса наложенных мезозойских прогибов.

Межгорные впадины, выполненные: 1 — четвертичными галечниками и песками; 2 — третичными красноцветными конгломератами и песчаниками; 3 — Северо-Китайская синеклиза, сложенная песчаниками, глинами и галечниками верхнемелового и кайнозойского возраста. Наложение впадины и прогибы восточно-азиатской группы, сложенные: 4 — кислыми эффузивами и их туфами, переставившимися с битуминозными сланцами, песчаниками и конгломератами нижнего мела; 5 — вулканогенными породами различного состава (порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями), переслаивающимися с песчаниками и конгломератами верхней юры (или $J_3 - Cr_1$); 6 — нижнеюрскими диабазами, их туфами и туфоконгломератами, а также среднеюрскими грубообломочными и угленосными отложениями. Структуры фундамента: 7 — отложения платформенного чехла: терригенно-карбонатные и угленосные (C_{1-3}), пестроцветные песчаники и аргиллиты с прослоями угля, местами переслаивающиеся с покровами диабазов; 8 — терригенно-карбонатные отложения синия, кембрия и ордовика; в нижней части разреза синийских отложений, осадочные породы местами переслаиваются с покровами диабазов; 9 — гнейсо-основание Китайско-Корейской платформы: слюдяные гнейсы и сланцы с прослоями мраморов и кварцитов (аналог древнестанового комплекса), прорванные гранито-гнейсами; 10 — границы выделенных структур; 11 — простираения складчатых структур; 12 — тектонические разломы различного возраста; 13 — граниты, гранодиориты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры послееюрского и посленижнемелового возраста; сиениты и граносиениты мезозойские; 14 — дайки и пластовые тела диабазов и порфиритов различного возраста



Фиг. 5. Тектоническая карта Юго-Восточного Китая (составлена по данным Хуан Цзи-цина, Чжан-Вэнь-ю и Чень Го-да, 1962).

1 — древние платформы: А — Южно-Китайская (или платформа Янзы), Б — Китайско-Корейская (или Северо-Китайская). Область каледонской складчатости: 2 — выступы досинийского кристаллического основания с инья, кембрия, ордовика и силура (C_4); 3 — нижний структурный ярус, сложенный метаморфизованными складчатыми отложениями протерозоя — синия (C_1); 4 — верхний структурный ярус, сложенный складчатыми отложениями г.рцинской складчатости (нерасчлененная); 5 — граниты каледонские (додевонские); 6 — эпикаледонский чехол, сложенный терригенно-карбонатными, местами угленосными отложениями девона, карбона и перми; 7 — область песчано-сланцевыми и угленосными отложениями континентального или морского происхождения (Т, J, C₁); 8 — область мезозойской складчатости полуострова Индокитая (нерасчлененная); 9 — наложенные прогибы и впадины восточно-азиатской группы, выполненные грубообломочными, клинальные гранитонды; 10 — вулканогенно-осадочные отложения ($J_2 - C_1$) Охотско-Катазиатского пояса; 11 — мезозойские внегесии; 12 — грабены и грабен-синклинали, сложенные красноцветными грубообломочными, слабо сцементированными мезо-кайнозойскими отложениями ($Cr_2 - Pg$); 13 — разломы глубинного типа; 14 — разломы; 15 — покровы кайнозойских платобазальтов

Основные черты строения домезозойского фундамента

Из рассмотрения геологических материалов по территории Катазин видно, что мезозойские прогибы и впадины здесь наложены на складчатое палеозойское (каледонское) основание.

Непосредственно к юго-востоку от древней Южно-Китайской платформы (Янзы), по Хуан Бо-дину, расположена обширная каледонская складчатая область, имеющая северо-восточное простирание, параллельное простиранию юго-восточного края платформы (фиг. 5). В пределах этой области можно выделить крупный Цзянси-Гуансийский мегасинклиниорий северо-восточного простирания и параллельной ему Катазиатский мегантиклинорий. Цзянси-Гуансийский мегасинклиниорий сложен мощной толщей темно-серых и серых граувакковых песчаников, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, переслаивающихся с зеленокаменными породами. В пределах этой литологически довольно однородной толщи на основании находок морской фауны устанавливается почти полный разрез — от синия до силура включительно. Мощность этих отложений измеряется многими километрами (порядка 7—8 км и более).

Песчано-сланцевые отложения синия и нижнего палеозоя, слагающие мегасинклиниорий, интенсивно дислоцированы в крупных линейные, местами асимметричные складки северо-восточного простирания. Форма складок хорошо видна в обнажениях северо-западного склона хр. Наньлин и в других местах, где наклоны слоев на их крыльях имеют от 40 до 80°. Местами складки пересечены круто падающими разломами того же северо-восточного простирания, вдоль которых наблюдаются зоны дробления, милонитизации и рассланцевания пород, с многочисленными зеркалами скольжения. Вдоль таких зон происходит сложное смятие и гофрировка глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с превращением их в филлиты и слюдяные сланцы, пронизанные кварцевыми жилами. В краевой зоне мегасинклинория дислоцированные синийские и нижнепалеозойские отложения прорваны гранитами.

На размытой поверхности дислоцированных и метаморфизованных синийских и нижнепалеозойских отложений Цзянси-Гуансийского мегасинклинория с резким угловым несогласием лежат терригенно-карбонатные породы среднего и верхнего девона, карбона и перми, слагающие обширную впадину типа синеклизы (фиг. 6). Горизонты среднего девона, залегающие в основании разреза, представлены мелкогалечными конгломератами, состоящими преимущественно из галек кварца, сцементированных кварцитовым материалом. Выше по разрезу они сменяются светло-желтыми кварцитовидными песчаниками и кварцитами, местами содержащими прослой красноцветных песчаников и алевролитов, мелкогалечных конгломератов, зеленоватых и углистых сланцев. Общая мощность среднедевонских отложений около 400—500 м. Верхнедевонские отложения, залегающие на среднем девоне согласно, представлены тонкозернистыми серыми и темно-серыми известняками с прослоями глинистых пород (известняки содержат остатки брахиопод и кораллов). Мощность их 200—300 м.

Нижнекаменноугольные отложения ложатся согласно на верхнедевонские; сложены они песчанистыми сланцами, серыми известняками и серовато-желтыми глинистыми сланцами с фауной турнейского яруса. Верхняя часть нижнего карбона (визе) образована желтыми кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых и углистых сланцев с линзами углей. Среди тонкозернистых отложений местами заключены прослой гравелистых песчаников. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 300 до 850 м; наибольшая их мощность отмечена вдоль юго-восточного края синеклизы, близ границы с Катазиатским мегантиклинорием.

Средний и верхний карбон представлен тонкозернистыми карбонатными отложениями небольшой мощности. Средний карбон сложен доломитами мощностью от 30 до 150 м, а верхний карбон — преимущественно светло-серыми и белыми органогенными известняками мощностью от 200 до 550 м.

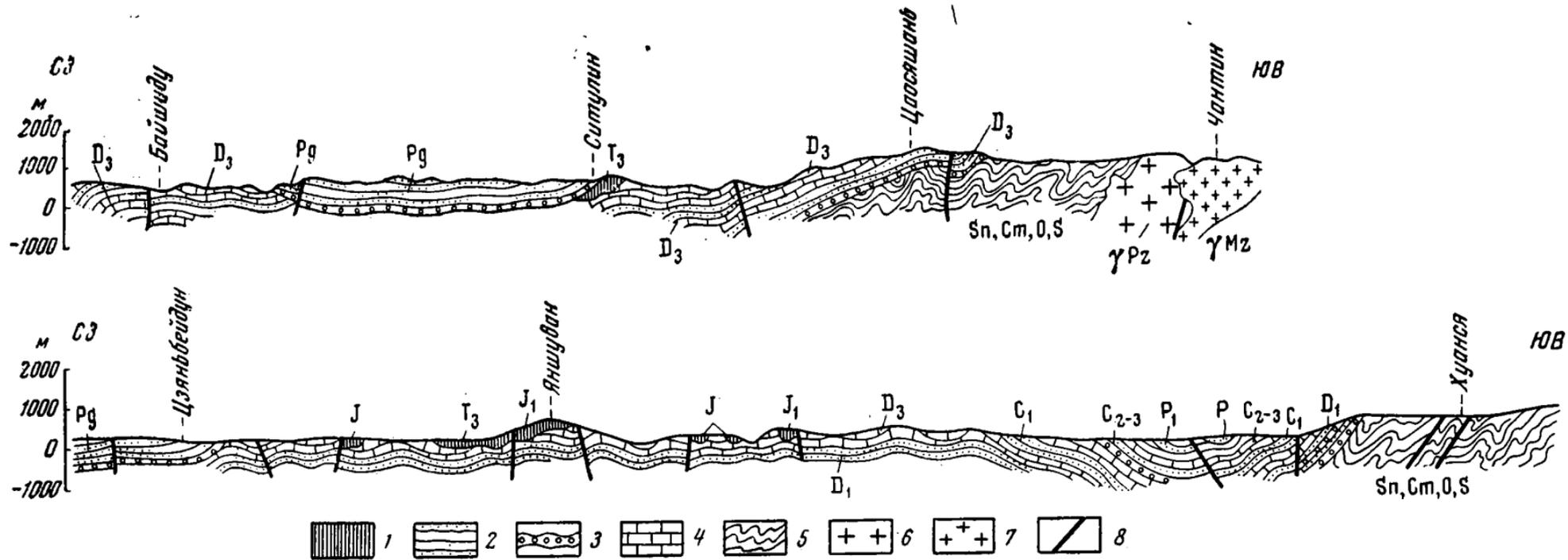
Нижнепермские отложения состоят из известняков, похожих на карбоновые. В нижней части их разреза встречены серые известняки, содержащие кремневые конкреции, а в верхней — желтые и темно-серые железистые и марганценовые известняки с прослоями бедной марганцевой руды. Общая мощность нижней перми 200—300 м. Верхняя пермь сложена песчано-сланцевыми породами с прослоями углей, имеющими практическое значение. Общая мощность толщи 600—700 м.

Верхнепермские угленосные отложения имеют локальное распространение и приурочены к отдельным впадинам, расположенным в пределах этой крупной синеклизы. Пермские породы обычно залегают с размывом и несогласно на подстилающих отложениях девона и карбона. Средне- и верхнепалеозойские породы синеклизы по составу и мощности очень близки к отложениям соответствующего возраста, слагающим чехол древней Южно-Китайской платформы.

По направлению на северо-восток наблюдается постепенное поднятие шарниров нижнепалеозойских складчатых структур Цзянси-Гуансийского мегасинклинория; в этом же направлении сильно сужается площадь распространения средне- и верхнепалеозойских отложений эпикаледонского чехла. Зато по направлению на запад и северо-запад площадь развития этих отложений сильно расширяется, частично захватывая древнюю Южно-Китайскую платформу, где сливается с площадью развития одновозрастных отложений ее чехла. До установления каледонского возраста фундамента последнее обстоятельство в значительной мере было причиной, по которой рассматриваемую территорию относили к древней платформе. Средне- и верхнепалеозойские отложения в пределах рассмотренной синеклизы смяты в пологие складки (фиг. 6).

К юго-востоку параллельно Цзянси-Гуансийскому мегасинклинорию протягивается крупный Катазиатский мегантиклинорий, имеющий также северо-восточное простирание. В ядре антиклинория выходят досинийские кристаллические породы, представленные слюдными гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами, аналогичными древнестановому комплексу. На крыльях мегантиклинория широко распространены также синийские и нижнекембрийские метаморфизованные песчано-сланцевые отложения с прослоями зеленокаменных пород. Они смяты в крупные открытые складки северо-восточного простирания, осложненные многочисленными разломами. Древние кристаллические породы и складчатые синийско-нижнепалеозойские отложения прорваны крупными интрузивами гранитоидов, конкордантными с вмещающими складчатыми структурами. Гранитоиды представлены крупнозернистыми розовато-серыми биотитово-роговообманковыми разновидностями, местами со слабо выраженной порфиroidной структурой, очень похожими на нижнепалеозойские гранитоиды буреинского комплекса, широко распространенные в пределах Хингано-Буреинского срединного массива и в Зее-Селемджинской зоне Монголо-Охотской складчатой системы.

Девонские, каменноугольные и пермские отложения в пределах Катазиатского мегантиклинория залегают резко несогласно на размытой поверхности нижнепалеозойских структур, слагая крупные наложенные впадины типа Минусинской. Образование таких впадин является одной из характерных черт средне- и верхнепалеозойской истории развития каледонид Азии и Северо-Западной Европы (Крашенинников, 1960).



Фиг. 6. Формы дислокации эпикаледонского платформенного чехла. Геологические разрезы в юго-восточной части синеклизы, лежащей в пределах Цзянси-Гуансийского мегасинклиория.

1 — триасовые и юрские отложения; 2 — терригенные и угленосные отложения среднего девона; 3 — мелкогалечные конгломераты; 4 — известняки; 5 — метаморфизованные породы Sn, Cm, O, S; 6 — граниты палеозойские; 7 — граниты мезозойские; 8 — разломы

Строение одной из таких впадин, наложенной на складчатые синийско-нижнепалеозойские структуры примерно в центральной части Катазиатского мегантиклинория, мы наблюдали в хороших обнажениях вдоль долины р. Гун-Шуй, к юго-востоку от г. Ганьцзу. Эта впадина имеет изометричную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму и размеры 170×200 км; сложена она средне- и верхнепалеозойскими красноцветными и угленосными отложениями. Вдоль ее юго-западного борта на размытой поверхности складчатых (стоящих почти «на голове») метаморфизованных и пересеченных кварцевыми жилами синийских отложений резко несогласно залегают среднедевонские светло-желтые и красноватые кварциты и кварцитовидные песчаники, в основании — с маломощным горизонтом конгломерата, состоящим преимущественно из галек кварца. Среднедевонские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются верхнедевонскими и нижнекаменноугольными, представленными песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Общая мощность девонских и нижнекаменноугольных отложений составляет более 1 км.

На протяжении нескольких километров вдоль юго-западного края впадины девонские и нижнекаменноугольные отложения моноклинально падают по направлению к ее центру. Общее моноклинальное падение слоев осложнено пологими, более мелкими складками и многочисленными ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания. Плоскости смещения последних круто наклонены на юго-восток, также по направлению к центру впадины. Амплитуда сбросов различная; вдоль некоторых из них на поверхность выходит складчатый синийский фундамент.

Центральная часть впадины сложена среднекаменноугольными отложениями, которые лежат несогласно на дислоцированных песчаниках верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста и содержат в основании мелкогалечные конгломераты, состоящие из галек девонских и нижнекаменноугольных пород. Выше по разрезу они сменяются алевролитами и аргиллитами с прослоями углей и углистых сланцев. Мощность среднего карбона — порядка 400—500 м.

В центральной части других подобных впадин залегают пермские и пермо-триасовые, преимущественно терригенные и угленосные отложения. Они пересечены сбросами и надвигами, вблизи которых наблюдаются мелкие асимметричные складки с крутыми углами падения на крыльях.

Мезозойские структуры и магматизм

В верхнем триасе, юре и нижнем мелу в пределах каледонид Катазии происходили интенсивные тектонические движения, которые вызвали линейное коробление каледонского основания и сопровождались возникновением многочисленных разломов северо-восточного простирания, а также возобновлением подвижек вдоль более древних палеозойских разломов того же простирания. Вдоль этих разломов, в пределах Цзянси-Гуансийского палеозойского мегасинклинория и Катазиатского мегантиклинория в рэт-лейасе, юре и нижнем мелу формировались различной величины прогибы, выполненные преимущественно континентальными грубообломочными угленосными и вулканогенными образованиями. Только в крупных мезозойских прогибах южного побережья Китая, близ Кантона, также наложенных на древнее палеозойское и допалеозойское кристаллическое основание, кроме континентальных, обнаружены и морские юрские терригенные отложения.

Все мезозойские прогибы Катазиатского пояса имеют северо-восточное простирание, подчиненное общему простиранию каледонских складчатых структур фундамента. По размерам они здесь значительно усту-

пают мезозойским прогибам Монголо-Охотского пояса; преобладают сравнительно небольшие (от 30 до 60 км в длину и от 5 до 15 км в ширину). Самые крупные из них, расположенные близ Кантона и Гонконга, достигают 140—180 км в длину при ширине от 10 до 40 км. Они соизмеримы с Восточно-Забайкальским прогибом, но значительно уступают по размерам таким прогибам, как Амуру-Зейский или Удский.

Мезозойские прогибы юго-западной части Катазиатского пояса

В юго-западной части рассматриваемой области прогибов и поднятий, на западе хр. Наньлин и в окрестностях Кантона, мезозойские прогибы выполнены рэт-лейасовыми и юрскими отложениями, которые залегают резко несогласно на размытой поверхности метаморфических пород синия и нижнего палеозоя, песчаниках девона и пермо-триасовых отложениях. Базальные горизонты верхнего триаса или рэт-лейаса сложены конгломератами и грубозернистыми песчаниками, в изобилии содержащими гальки подстилающих палеозойских и более древних пород. Выше по разрезу конгломераты сменяются песчаниками с прослоями глинистых сланцев и углей, местами содержащих отпечатки растений. Общая мощность верхнетриасовых и рэт-лейасовых отложений обычно не превышает 200—300 м.

Выше по разрезу, местами с размывом и угловым несогласием, залегают также охарактеризованные флорой нерасчлененные юрские отложения. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами, среди которых в верхней части разреза заключены многочисленные пласты каменного угля типа антрацита. В отдельных впадинах в юрских отложениях отмечены прослой конкреций бурого железняка и сидерита. Мощность континентальных юрских отложений в различных прогибах колеблется от 600—700 до 1500 м и более. Наибольшую мощность (7—8 км) юрские отложения имеют в крупных прогибах окрестностей Кантона и Гонконга, в бассейне р. Восточной. Здесь юра начинается конгломератами, которые выше сменяются песчаниками и сланцами с фауной аммонитов лейаса в нижней части разреза.

Юрские и рэт-лейасовые прогибы в юго-западной части Катазиатского пояса имеют синклиналиную структуру, но обычно с одной или двух сторон ограничены разломами. К крупным разломам северо-восточного простирания приурочены системы узких приразломных прогибов — синклиналей, разделенные более обширными параллельными им поднятиями палеозойского и допалеозойского кристаллического фундамента. Некоторые юрские прогибы наследуют развитие более крупных пермских угленосных впадин, имеющих также северо-восточное простирание.

Юрские отложения в пределах прогибов местами смяты в складки коробчатой или брахисинклиналиной формы, разделенные узкими гребневидными антиклиналями. В западной части хр. Наньлин в юрских прогибах, наложенных на Цзянси-Гуансийский каледонский мегасинклинорий, наблюдаются особенно интенсивные дислокации. Юрские угленосные отложения здесь смяты в крутые открытые складки северо-восточного простирания, с углами падения слоев на крыльях до 60—70°. В ядрах антиклинальных складок местами выходят сильно раздробленные, трещиноватые серые нижнепермские известняки. Вблизи разломов, ограничивающих прогибы, юрские отложения поставлены «на голову». Внутри прогибов они также пересечены многочисленными более мелкими продольными сбросами и надвигами. Вдоль зон разломов и интенсивных дислокаций в юрских отложениях наблюдается повышенный метаморфизм — до стадии серицитовых и хлоритовых сланцев. Угли превращены в антрациты.

Вдоль крупных продольных разломов, ограничивающих юрские прогибы или пересекающих поднятия палеозойского основания, внедрились многочисленные гранитные интрузивы различных размеров. Наиболее крупные гранитные тела, площадь которых достигает нескольких тысяч квадратных километров, приурочены к осевой части поднятия хр. Наньлин, а также расположены на его юго-восточном склоне. Они прорывают здесь палеозойские породы эпикаледонского чехла и угленосные отложения рэт-лейаса. Граниты, слагающие эти массивы, состоят из розовато-серых биотитово-роговообманковых разностей с прекрасно выраженной порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения представлены розовым микроклином, кристаллы которого достигают в длину 3 см. В зоне эндоконтакта крупнозернистые граниты переходят в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры.

Кроме биотитово-роговообманковых гранитов здесь также распространены алякитовые разновидности. Мезозойские граниты местами сильно грейзенизированы, пересечены кварцевыми жилами с сульфидами, а также с касситеритом и вольфрамитом.

К той же структурной зоне Катазиатского пояса мезозойских прогибов, по-видимому, следует отнести так называемый сбросово-складчатый район Юцзян (выделенный Хуан Цзи-цином, 1961), находящийся к юго-западу от рассмотренного района хр. Наньлин, вдоль зоны глубинных разломов. Вдоль этих разломов здесь протягивается крупный прогиб, сложенный песчано-сланцевыми отложениями триаса мощностью до 3—4 км. Триасовые отложения в пределах прогиба интенсивно дислоцированы и пересечены гранитными интрузивами, аналогичными описанным выше. Возраст гранитов в западной части хр. Наньлин и в пределах сбросово-складчатого района Юцзян, по мнению Хуан Цзи-цина, индосинийский (триасово-юрский) и яньшаньский (послеюрский).

К тектонической зоне Юцзян здесь приурочен знаменитый оловорудный район Гяньцзю, в пределах которого месторождения касситерита генетически связаны с мезозойскими гранитами.

Мезозойские прогибы северо-восточной части Катазиатского пояса

В северо-восточной части Катазиатского пояса наложенных мезозойских прогибов сохраняется тот же тип мезозойских структур, что и в юго-западной его части. Различие заключается в том, что в пределах мезозойских приразломных прогибов северо-восточной части пояса кроме рэт-лейасовых и юрских отложений широко распространены нерасчлененные юрско-нижнемеловые и нижнемеловые вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы преимущественно кислого состава (светло-серые и розоватые пелловы и другие туфы, переслаивающиеся с породами кварцевых порфиров, липаритов и фельзитов). Таким образом, по направлению с запада на восток здесь, так же как и в Монголо-Охотском поясе, в составе отложений, выполняющих прогибы, появляются все более молодые члены стратиграфического разреза мезозоя. Кроме того, как это можно видеть из работ Чень Го-да (1960, 1961), в составе рэт-лейасовых и юрских отложений, выполняющих прогибы северо-восточной части Катазиатского пояса, наряду с грубообломочными и угленосными отложениями существенную роль играют вулканогенные породы различного состава, в основном андезиты, их туфы и вулканические брекчии. Общая мощность мезозойских отложений в отдельных прогибах превышает 3 км.

Рэт-лейасовые и юрские отложения залегают здесь резко несогласно на размытой поверхности досинийских гнейсов и на нижнепалеозойских метаморфизованных породах, а также на сравнительно слабо ме-

таморфизованных отложениях описанного выше эпикаледонского чехла.

Мезозойские прогибы имеют узкую, удлиненную в северо-восточном направлении форму и обычно приурочены к крупным разломам того же простирания. Они кулисообразно сменяют друг друга по простиранию и образуют крупные зоны, разделенные параллельными им поднятиями нижнепалеозойского и более древнего основания. Мезозойские отложения в прогибах, по данным Чень Го-да (1960), смяты в широкие открытые складки, местами брахисинклинальной или коробчатой формы. Только вдоль разломов, обрамляющих с одной или двух сторон прогибы, юрские отложения смяты в более мелкие складки, с крутыми углами падения на крыльях (до 40—60°). Внутри прогибов наблюдаются угловые несогласия между верхним триасом и юрой и между юрой и нижним мелом.

Вдоль разломов местами проникли многочисленные гранитные интрузивы верхнемезозойского возраста, различных размеров — от крупных массивов до мелких штоков и даек. Они прорывают мезозойские отложения вдоль бортов прогибов, а также древние метаморфические породы в зонах поднятий.

Мезозойские гранитоиды представлены розовыми и светло-серыми аляскитовыми гранитами, биотитово-роговообманковыми гранитами с порфиroidной структурой, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, по составу и характеру взаимоотношения с вмещающими породами совершенно аналогичными мезозойским гранитоидам, распространенным в пределах Яньшаньской и Монголо-Охотской зон, а также в пределах сводового поднятия Станового хребта. На контакте с мезозойскими отложениями они содержат ксенолиты юрских песчаников и аргиллитов, обычно ороговикованных и биотитизированных. С мезозойскими гранитами здесь, так же как в юго-западной части Катазиатского пояса наложенных мезозойских прогибов, связаны крупные месторождения олова и вольфрама кварцево-касситеритового типа.

В верхнемеловое и кайнозойское время на всем протяжении Катазиатского пояса также возникали различной величины впадины типа грабенов и грабен-синклиналей, аналогичные кайнозойским впадинам байкальского типа, широко развитым в Прибайкалье и Забайкалье. Они хорошо выражены в современном рельефе и к ним обычно приурочены, так же как и в Забайкалье, долины крупных рек.

Большинство этих впадин наследует развитие описанных выше юрско-нижнемеловых прогибов, но некоторые наложены на более древнее основание и имеют северо-восточное простирание, с отклонением до близкого к меридиональному или широтному. Они также приурочены к длительно развивающимся разломам.

Верхнемеловые и кайнозойские впадины имеют различные размеры; наиболее крупные из них достигают 100—150 км в длину при ширине от 10 до 20 км. Они сложены континентальными красноцветными отложениями — конгломератами, песчаниками и алевролитами, обычно слабо сцементированными. Возраст отложений на основании палеоботанических данных определяется как верхнемеловой и палеогеновый. Общая мощность этих отложений колеблется от нескольких сотен метров до 1—1,5 км. В восточной части Катазиатского пояса в составе верхнемеловых отложений значительную роль играют также вулканогенные породы.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения, слагающие впадины, залегают резко несогласно на дислоцированных юрских отложениях, на прорывающих их яньшаньских гранитоидах, а также на метаморфических породах различного возраста и смяты в пологие брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки. Местами эти складки имеют коробчатую форму. Вдоль бортов таких впадин углы падения слоев

красноцветных отложений достигают 15—20°. Местами они пересечены ступенчатыми сбросами северо-восточного простирания и небольшой амплитуды.

Внутри молодых впадин северо-восточной части Катазиатской зоны (впадина Иту и др.) наблюдается небольшое угловое несогласие между красноцветными отложениями верхнего мела и третичными гравелистами и песчаниками. Полого залегающие третичные отложения пересечены здесь трещинами кливажа и, местами, крупными сбросами с хорошо выраженными зеркалами скольжения.

В северо-восточной части рассматриваемой зоны к долине р. Яу-Цзян приурочена система крупных верхнемеловых и палеогеновых впадин, протягивающаяся на несколько сот километров. С северо-запада эти впадины ограничены крупным разломом, срезающим под косым углом складки юрских отложений. Верхнемеловые и третичные красноцветные породы здесь дислоцированы несколько более интенсивно, чем в других впадинах Катазиатского пояса. В обнажениях по берегам р. Яу-Цзян хорошо видно моноклиналиное падение красноцветных отложений под углом 20—30° на юго-восток, по направлению к центру впадин. Вдоль борта впадин они пересечены сбросами, по которым местами (близ с. Ченька и др.) проникли базальты, переслаивающиеся с туфо-лавами, залегающими несогласно на красноцветных отложениях. Покровы и дайки базальтов имеются и в других молодых впадинах рассматриваемого района и обычно приурочены к их краевым частям.

В описанной области Катазиатского пояса тектонические движения продолжают и до настоящего времени. Об этом свидетельствует большая высота речных террас (до 100 м над уровнем реки), а также повышенная сейсмичность. Периодически повторяющиеся землетрясения достигают здесь 6—8 баллов.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ПРОГИБОВ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА В СИСТЕМАТИКЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

Описанные выше мезозойские структуры Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского поясов по морфологии, составу слагающих их отложений, проявлению гранитного магматизма, структурному положению и взаимоотношениям с более древними образованиями обнаруживают большое сходство и могут быть отнесены к одной категории тектонических форм.

Перечисленные области распространения наложенных мезозойских структур закономерно приурочены к восточной, краевой части Азиатского континента, прилегающей к мезозоидам Тихоокеанского пояса.

Структуры мезозойских прогибов Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского поясов по форме, а также по составу выполняющих их формаций резко отличаются от крупных линейных мегасинклинорий и мегантиклинорий мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, расположенных в краевой части Азиатского континента — в Сихотэ-Алине и на северо-востоке СССР. Это обстоятельство и другие особенности развития мезозойских структур заставили автора (Нагибина, 1958, 1960) отнести их к особой категории тектонических форм восточно-азиатской группы, существенно отличающихся от геосинклинальных и от платформенных структур.

Структурное положение мезозойских гранитоидов в Монголо-Охотском, Яньшаньском и Катазиатском поясах и прилегающих районах, расположенных в периферической зоне Тихоокеанского пояса, не позволяет рассматривать эти гранитоиды как образования, свойственные геосинклинальной стадии развития этих территорий, так как геосинклинальное развитие Алданского щита закончилось в архее, Станового хребта —

в протерозое, Прибайкалья — в нижнекембрийское время, Монголо-Охотского пояса — в герцинское (пермское) время, Яньшаньского пояса — в досинийское и синийское время и, наконец, Катазии — в каледонское время.

По простиранию системы прогибов Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского поясов, а также зоны впадин Алданского щита наблюдается, по направлению от континента к побережью Тихого океана, закономерное «омоложение» верхней возрастной границы мезозойских отложений, выполняющих впадины и прогибы, и соответственно, «омоложение» возраста гранитоидов, прорывающих эти отложения.

По направлению от мезозойских структур Тихоокеанского пояса в глубь континента количество гранитных интрузивов и их размеры уменьшаются, а также изменяется их состав в сторону повышения щелочности.

Образование мезозойских структур восточно-азиатской группы, наложенных на разнородный фундамент, происходило почти одновременно с развитием мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского побережья.

Отмеченные закономерности в изменении структурных признаков и проявлений магматизма в описанных зонах по мере приближения к побережью Тихого океана позволяют прийти к выводу о непосредственной связи образования описанных мезозойских структур на востоке Азии с развитием мезозойских структур Тихоокеанского пояса. На формирование мезозойских структур Катазиатской зоны, кроме того, оказывало влияние развитие мезозойских структур Индокитая.

Образование структур восточно-азиатской группы связано с глубинным процессом ревивации (оживления) древних платформ и областей завершенной складчатости под влиянием тектонических движений в соседних геосинклинальных системах.

Из приведенных в статье примеров мезозойских структур Яньшаньского, Катазиатского и Монголо-Охотского поясов видно, что по мере удаления от мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса процессы ревивации жесткого основания постепенно затухали.

Зона распространения мезозойских прогибов и впадин восточно-азиатской группы образует довольно широкую, с неровными краями полосу на востоке Азии, непосредственно примыкающую к мезозойским восточной части Тихоокеанского пояса и к грандиозному Охотско-Катазиатскому поясу глубинных разломов, расположенному вдоль края Азиатского континента.

Для описанного типа структур характерно относительно короткое время развития, продолжительность в один-два периода, большое разнообразие форм и пестрота выполняющих их терригенно-вулканических формаций. При общем наложенном характере впадин и прогибов восточно-азиатской группы на разнородный фундамент наблюдаются элементы унаследованности от крупных структур основания как в отношении их размеров и простирания, так и в отношении приуроченности мезозойских впадин к длительно живущим глубинным разломам. Так, например, по простиранию палеозойских и байкальской складчатых систем наложенные мезозойские впадины и прогибы проникают далеко на запад в глубь континента, особенно вдоль подвижных тектонических швов и глубинных разломов, разделяющих зоны складчатости различного возраста.

В пределах древних платформ прогибы и впадины восточно-азиатской группы имеют ограниченное распространение — они образуются лишь в краевых частях древних платформ, примыкающих к мезозойским Тихоокеанского пояса.

В зоне сочленения палеозойских с древними Сибирской и Китайскими платформами развиваются крупные линейные системы наиболее глубоких мезозойских прогибов монголо-охотского типа восточно-азиатской

группы (Нагибина, 1962). Этого типа структуры развиваются на юго-востоке Сибири вдоль южной границы Сибирской платформы с байкалидами Прибайкалья и северной частью герцинид Монголо-Охотского пояса.

На востоке Китая мезозойские впадины и прогибы монголо-охотского типа также приурочены к зоне сочленения герцинид с древней Китайско-Корейской платформой (Яньшаньский пояс) и складчатой системой байкальского возраста, выделенной Н. П. Херасковым на севере Китая.

На юге Китая впадины и прогибы того же монголо-охотского типа наложены на каледониды Катазии к югу от древней Южно-Китайской платформы (Катазиатский пояс).

Во всех трех областях — Монголо-Охотской, Яньшаньской и Катазиатской — мезозойские отложения, выполняющие впадины и прогибы, и древние отложения разделяющих их поднятий прорваны крупными гранитными интрузиями мезозойского (яньшаньского) возраста, с которыми во всех трех районах связаны однотипные оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и другие месторождения. На остальной территории в пределах зоны распространения структур восточно-азиатской группы развиты преимущественно впадины и прогибы забайкальского типа, особенно в западной ее части, где они сменяют по простиранию структуры монголо-охотского типа.

По чисто морфологическим признакам мезозойские приразломные прогибы восточно-азиатской группы могут быть сопоставлены и с желобообразными прогибами — авлакогенами (бороздой рожденными структурами). Этот тип структур впервые был выделен Н. С. Шатским в 1960 г. в качестве специфических образований в теле древней Русской платформы, возникших на простирании входящего угла рифейских и палеозойских складчатых систем, обрамляющих эту платформу. К категории авлакогенов на Русской платформе Н. С. Шатским отнесены прогибы системы Большого Донбасса, Тиманский и др. Для всех этих прогибов характерно длительное развитие, вытянутая, узкая асимметричная форма и большая глубина, о чем свидетельствуют мощности выполняющих их отложений, нередко мало уступающие мощностям геосинклинальных прогибов. Осадконакопление в этих прогибах происходило в условиях быстрого и неравномерного прогибания и сопровождалось незначительным проявлением магматической деятельности (излияния основного состава и пирокласты ортофигов).

А. С. Новикова (1961), детально изучавшая эти структуры Русской платформы, рассматривает их как новообразования на кристаллическом дорифейском основании платформы, представляющие собой первую стадию тектонической эволюции ее осадочного чехла. Они развивались неравномерно, и на примере изучения отдельных прогибов А. С. Новикова проследила различные этапы их развития — от зачаточной грабенообразной формы (Казанско-Сергиевский прогиб) до полноценного развитого авлакогена, каким является Большой Донбасс.

Стадия авлакогенов, по мнению А. С. Новиковой, предшествует развитию на древней платформе синеклиз и антеклиз. В последующую стадию накопление осадочного покрова происходило уже не только в авлакогенах, а распространялось на огромную площадь платформы. При этом синеклизы формировались унаследованно по отношению к расположению авлакогенов.

Приведенные тектонические определения авлакогенов не позволяют рассматривать их, по генетическим признакам, в одной группе структур с приразломными впадинами и прогибами восточно-азиатской группы, развивавшимися в мезозое в периферической зоне мезозоид Тихоокеанского пояса. Образование структур восточно-азиатской группы не

является стадией развития платформенного чехла; они возникли почти одновременно с образованием мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса и наложились на разнородный гетерогенный фундамент, в том числе и на платформенный чехол различного возраста. Структуры эти существенно отличаются от авлакогенов по составу vyplняющих их формаций, по сравнительно короткому периоду развития и по интенсивным проявлениям андезитового и гранитного магматизма, с которым связаны месторождения цветных и редких металлов, а также золота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Взаимоотношения описанных мезозойских впадин и прогибов Монголо-Охотской, Яньшаньской и Катазиатской областей с палеозойским и более древним фундаментом позволяют рассматривать их как новообразованные тектонические формы, возникновение которых связано с самостоятельной мезозойской эпохой тектонического развития, выделенной еще в 1933 г. Н. С. Шатским и четко проявившейся в зоне Тихоокеанского пояса.

Особенности структурного положения этих форм на окраине Азиатского континента, а также изменчивость их морфологии, возраста отложений и гранитоидов по направлению от континента к мезозоидам Тихоокеанского пояса показывают, что образование этих структур генетически тесно связано с развитием мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского побережья.

1. Мезозойские наложенные структуры описанных зон обнаруживают большое сходство по морфологии, составу формаций и магматизму. Они отличаются от геосинклинальных и платформенных структур и заслуживают выделения в самостоятельную категорию в систематике тектонических форм под названием впадин и прогибов восточно-азиатской группы, с подразделением ее на монголо-охотский и забайкальский типы.

Зоны распространения глубоких мезозойских прогибов монголо-охотского типа, сходные по морфологии структур и по сопровождающему их гранитному магматизму, автор выделяет в качестве структурно-металлогенических поясов — Монголо-Охотского, Яньшаньского и Катазиатского. Эти пояса имеют не только особое тектоническое значение, но представляют собой четко выраженные металлогенические зоны.

2. К мезозойским внегеосинклинальным гранитоидам, сопровождающим развитие впадин и прогибов восточно-азиатской группы, приурочены месторождения различных цветных металлов, редких элементов и полудрагоценных камней. С гранитами, сопутствующими развитию впадин и прогибов монголо-охотского типа и разделяющих их поднятий, устанавливается прямая связь месторождений олова, вольфрама, золота и редких элементов.

Выделение нового типа структурных связей приобретает исключительно большое практическое значение для поисков мезозойских оловянно-вольфрамовых месторождений в периферической зоне Тихоокеанского пояса.

3. Не менее тесная структурная связь с зонами развития наложенных мезозойских впадин забайкальского типа и сопровождающих их малых интрузий гранитного ряда намечается для полиметаллических месторождений, месторождений редких металлов и флюорита, расположенных как в пределах выделенных крупных структурно-металлогенических поясов, так и в других частях периферической зоны Тихоокеанского пояса.

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.
- Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г.», т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Ициксон М. И., Матвеевко В. Т., Радкевич Е. А. Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. В кн.: «Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Тезисы доклада». Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Забайкалья. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Красный Л. И. 1. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.
- Красный Л. И. 2. Основные черты тектоники Западного Приохотья.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Крашенинников Г. Ф. Осадочный верхний палеозой в каледонидах юга Сибири и северо-запада Европы. В кн.: «Каледонская орогения». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19).
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока.— Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. 1953, 2.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Нагибина М. С. 1. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 23, вып. 3.
- Нагибина М. С. 2. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений верхнего течения р. Амура.— Изв. АН СССР, серия геол. 1958, № 7.
- Нагибина М. С. 1. Геологическое строение Северного Дунбейя. В кн.: «Амурская Советско-Китайская геологическая комплексная экспедиция (экспедиция Большого Хингана). Сборник докладов и статей советских специалистов». Чаньчунь, Изд-во АН КНР, 1959, (На кит. яз.).
- Нагибина М. С. 2. Схема тектоники Северной Маньчжурии.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 18).
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Автореф. дисс. М., 1962.
- Нагибина М. С., Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 2.
- Новикова А. С. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг., ч. I. СПб., Изд. Геол. ком., 1914. (Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., вып. 22).
- Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9. Основы тектоники Китая. Объяснительная записка к тектонической карте Китая. Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В. Проблема происхождения впадин озера Байкал.— Природа, 1941, № 3.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Падалка Г. Л. К вопросу о рудоносных интрузиях Восточного Забайкалья.— Докл. АН СССР, 1944, 45, № 8.
- Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении Юго-Восточного Забайкалья.— Бюлл. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1958, № 1.

- Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Тектоника СССР, т. 5).
- Радкевич Е. А. История развития металлогенических зон области стыка Китайской платформы с мезозойской складчатой системой Сихотэ-Алиня. В кн.: «Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1. Владивосток, Приморское изд-во, 1960.
- Силицын В. М. Строение и развитие Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Силицын В. М. Основные черты тектоники Китая. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.— Л., Гостеолиздат, 1944.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Тетяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья.— Вестник Геол. ком., 1927, 2, № 8—9.
- Тетяев М. М. Угольные месторождения Забайкалья в новом освещении.— Вестник Геол. ком., 1928, 3, № 6.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М.— Л., ГОНТИ, 1938.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е. К., Шаталов Е. П., Власов Г. М. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского пояса. В кн.: «Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса» вып. 2. Тезисы докладов. Владивосток. Приморское изд-во, 1960.
- Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс.— Поверхность и недра, 1926, 4, № 3.
- Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Избр. труды, Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоренсов Н. А. К палеогеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 4.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Хуан Бо-цин (Хуан Ци-цин). Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- Хуан Ци-цин. Некоторые особенности геотектоники Китая. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Хуан Ци-цин. Основные черты тектонического строения Китая. (Предварительные выводы).— Сов. геология, 1961, № 9.
- Чень Го-да. Третий структурный элемент земной коры, депрессионная область (область дива).— Кесю Тунбао, 1959, № 3. (На кит. яз.).
- Чень Го-да. Теория оживления платформ и ее значение для поисков полезных ископаемых. Пекин, Геол. изд-во, 1960. (На кит. яз.).
- Чень Го-да. Некоторые проблемы тектонического районирования с точки зрения философии и методологии.— Кесю Тунбао, 1961, № 17. (На кит. яз.).
- Чжао Цзун-пу. Мезозойские отложения и основная морфология структур яньшаньских движений района Янляо.— Дичжи Юянань, 1959, № 4 (На кит. яз.).
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 1. Геологические исследования и поиски газов и нефти в Южном Прибайкалье. В кн.: «Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геологоразведочного института за 1931 г.». Л.— М., 1933.
- Шатский Н. С. 2. К тектонике Юго-Восточного Прибайкалья.— Проблемы сов. геол., 1933, № 2.
- Шатский Н. С. Орогенические фазы и складчатость. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2. М., ОНТИ, 1939.

- Шатский Н. С. 1. Большой Донбасс и система Вичита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Шатский Н. С. 2. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Шейнманн Ю. М. К истории Синийского щита.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатых поясов Тихоокеанского кольца.— Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-востока СССР, 1958, вып. 12.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь — Шаня.— Записки Всес. геогр. об-ва, 1948, 3.
- Berkey Ch. P., Morris F. K. Geology of Mongolia. In: «Natural History of Central Asia», v. 2. New York, 1927.
- Chang Wen-jau. On the mechanic of block-faulting of the Chinese craton.— Sci. Sinica, 1961, 10, N 3.
- Grabau A. Stratigraphy of China. Pt. 2. Mesozoic. Peking, 1928.
- Kennedy W. G. Crust layers and the origin of arc deposits.— Schweiz. min. u. petrogr. Mitt., 1948, H. 1.
- Kennedy W. G., Anderson E. M. Crustal layers and the origin of magmas.— Bull. Volcanol., ser. 2, 1939, 3.
- Rittmann A. Orogenese et volcanism.— Arch. Sci., 1954, 4.
- Rittmann A. Mountain-building and volcanism.— Proc. Geol. Soc. London, 1954—1955. № 1516—1529.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Das Mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamt-europäischen. Beih. geol. Jb.; Hannover, H. 2 1951, 138 S.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
И. П. Палей. Основные черты тектоники Балтийского щита.	11
Н. П. Херасков, А. С. Перфильев. Основные особенности геосинклинальных структур Урала	35
Н. Г. Маркова и Б. Я. Хорева. Типы приразломных структур (зон смятия) и их генезис на примере Центрального Казахстана и Алтая	64
Н. С. Зайцев. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое	90
М. В. Муратов. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие	130
А. И. Мушленко. О некоторых особенностях развития структур Русской платформы	147
В. С. Журавлев. Типы соляных куполов Прикаспийской синеклизы	162
Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты	202
В. Н. Соболевская. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит	258
Д. А. Туголесов. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта)	290
М. С. Нагибина. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм	322

