

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

## СОДЕРЖАНИЕ

Ю. М. Пушаровский. Резонансно-тектонические структуры . . . . .	3
П. М. Сычев. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану . . . . .	13
И. Г. Клушин, В. Д. Наливкин, Н. В. Шаблинская. О возможных глубинах корней платформенных структур . . . . .	26
М. М. Кухтиков. Краевые разломы и характер дислокаций осадочных толщ Гиссаро-Алая . . . . .	39
В. Я. Кошкин. Центрально-Казахстанский сдвиг . . . . .	52
Д. И. Агапитов, В. В. Иванов. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое . . . . .	68
Ц. О. Очиров. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий . . . . .	83
В. П. Поникаров, В. Г. Казьмин, Е. А. Долгинов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой области в позднем докембрии и палеозое . . . . .	93
В. И. Шевченко. Казбекское пересечение Центрального Кавказа (новые данные и их возможная интерпретация) . . . . .	99

## Краткие сообщения

Г. В. Тохтуев. Генетические типы и механизм образования структур будинаж . . . . .	112
------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Критика и дискуссии

Д. П. Резвой. Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и «гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов» (по поводу статей Г. С. Поршнякова 1960—1968 гг.) . . . . .	120
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Хроника

Н. С. Благоволин, Л. Е. Сетунская, Е. А. Финько. Третий международный симпозиум по современным движениям земной коры . . . . .	125
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1969

## CONTENTS

<b>Yu. M. Pushcharovsky.</b> Resonance tectonic structures . . . . .	3
<b>P. M. Sychov.</b> Gravity anomalies and the cause of vertical movements of the Earth's crust in the transition zone between the Asiatic continent and the Pacific . . . . .	13
<b>I. G. Klushin, V. D. Nalivkin, N. V. Shablinskaya.</b> On the possible depth of the roots of platform structures . . . . .	26
<b>M. M. Kukhtikov.</b> Marginal faults and the nature of dislocation in Ghissar — Alay mountains . . . . .	39
<b>V. Ya. Koshkin.</b> Central Kazakhstan transcurrent fault . . . . .	52
<b>D. I. Agapitov, V. V. Ivanov.</b> The history of tectonic evolution of the Penzhina — Anadyr region during Mesozoic and Cenozoic time . . . . .	68
<b>Ts. O. Ochirov.</b> The main characteristics and types of the Mesozoic structures in Buryatia and adjacent territories . . . . .	83
<b>V. P. Ponikarov, V. G. Kazmin, E. A. Dolginov, E. D. Sulidi-Kondratyev.</b> On some evolution features of the Alpine-Himalayan folded region in the Late Precambrian and Paleozoic . . . . .	93
<b>V. I. Shevchenko.</b> The Kazbek traverse of the Central Caucasus (the recent data and their possible interpretation) . . . . .	99

## Short communications

<b>G. V. Tokhtuev.</b> Genetic types and formation mechanism of boudinage structures . . . . .	112
------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Discussion

<b>D. P. Rezvoy.</b> Tectonic problems of South Tien Shan and a «Hypothesis of successive crushing of early volcanogenic troughs» (apropos of G. S. Porshnyakov's papers of 1960—1968) . . . . .	120
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Chronicle

<b>N. S. Blagovolin, L. E. Setunskaya, E. A. Finko.</b> The third international symposium on the recent movements of the Earth's crust . . . . .	125
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

УДК 551.24

**Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ****РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ**

Методом сравнительно-тектонического анализа выявляется большая группа структур земной коры, которые автор предлагает называть резонансно-тектоническими. Они возникают в краевых частях платформ в результате воздействия тектонических процессов, происходивших в смежных геосинклинальных областях на разных стадиях развития последних. В число таких структур входят глыбовые и глыбово-складчатые зоны, продольные и поперечные краевые прогибы и системы, окраинные синеклизы платформ, зоны перикратонных опусканий, впадины восточно-азиатской группы и некоторые другие. Одни из них генетически связаны с развитием подвижных зон в геосинклинальную стадию; другие — синхронны стадии основной складчатости и орогенеза. Возникновение резонансных структур свидетельствует о передаче тектонических импульсов, вызывающих значительное по масштабу структурообразование, в латеральном направлении на значительные расстояния. Автор считает, что это должно быть связано с латеральным перемещением масс в глубинных частях тектоносферы.

В ходе исследований тектонических процессов в Тихоокеанском поясе земной коры естественно было в свое время определить структурные границы этого пояса. Если неизвестны границы интересующей нас тектонической зоны, то описать ее, а тем более сколько-нибудь полно выяснить ее структурную эволюцию не представляется возможным. Иногда тектонические границы очень резко выражены в природе и найти их не составляет трудности, но часто они познаются лишь в процессе изучения тектонического строения зоны, когда ряд ее качественных признаков становится известным. Особенно это относится к тектоническим зонам сложного строения, к числу которых прежде всего принадлежат крупные пояса геосинклинальной природы.

Наше определение структурных границ Тихоокеанского тектонического пояса дано в 1965 г. (Пушаровский, 1965)<sup>1</sup>. Если схематически его повторить, то можно сказать, что внутренними границами пояса являются обрамляющие ложе Тихого океана глубоководные желоба, а внешними — края древних платформ, находящихся в Азии, Австралии, Антарктиде, Южной и Северной Америке.

Опираясь на такое понимание границ Тихоокеанского тектонического пояса, автор анализировал и строение пояса и главные черты его структурного развития. При этом все определеннее выявлялось, что в смежных с Тихоокеанским тектоническим поясом областях, у его внешних границ существуют довольно широко распространенные зоны тектонических деформаций и структурных новообразований, которые своим появлением обязаны тектоническим процессам в Тихоокеанском поясе. Они индуцированы этими процессами. Весь комплекс подобных структурных образований, морфологически весьма различных, мы и называем резонансно-тектоническими структурами.

<sup>1</sup> О границах автор писал и позднее (Пушаровский, 1967).

## РЕЗОНАНСНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ГЛЫБОВОГО СТРОЕНИЯ

Подобные зоны представляют собой очень яркое тектоническое явление. Это зоны глыбово-складчатых или глыбовых структур, как правило, выраженные в рельефе системами поднятий, в том числе и горных, расположенные в смежных с тектоническим поясом районах и вытянутые вдоль его внешних границ. Можно привести несколько примеров таких зон.

На юго-востоке Сибирской платформы, примыкая к Сетте-Дабану, являющемуся краевым поднятием Верхояно-Чукотской складчатой области, протягивается Кыллахское поднятие, деформированное в линейные, но не сжатые складки, нарушенные разломами. В пределах этого поднятия распространены позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации окраины платформы. В меловое время данный участок земной коры был вздыблен, деформирован и надвинут на мезозойские отложения смежной и плоской мезозойской впадины востока платформы. Имеющиеся геологические карты и профили показывают, что лучшим образом тектоническую структуру Кыллахской зоны можно характеризовать как глыбово-складчатую. Те же материалы свидетельствуют, что основные деформации здесь возникли тогда же, когда и в Приверхоянском краевом прогибе, сменяющем по простиранию на север Кыллахскую зону. Общая протяженность Кыллахской зоны, согласно данным Б. Г. Воронцова<sup>1</sup>, 500 км; максимальная ширина 100 км.

Для объяснения происхождения зоны перед нами есть две возможности: либо объяснить ее происхождение в связи с тектоническими процессами в смежной складчатой области, либо привлечь представление об эпиплатформенном орогенезе. Сам факт положения зоны между недеформированными образованиями платформы и структурами складчатой области, а также общая ее ориентировка, согласная с простиранием сопредельных структур в складчатой области, однозначно указывают, что образование зоны причинно обусловлено тектоническими процессами в смежной складчатой области, которые выразились в соответствующую эпоху завершающимися фазами геосинклинального орогенеза.

Другой пример представляет район гор Франклина в Канаде. По структурным признакам этот район сходен с районом Кыллахского поднятия. Он располагается между краевым поднятием складчатой системы мезозойской Канады (горы Макензи) и недислоцированными мезозойскими образованиями западного склона Канадского щита. В восточной части описываемого района располагаются собственно горы Франклина, надвинутые на формации склона щита. Между ними и фронтом гор Макензи находится впадина (равнина) р. Макензи, выполненная меловыми породами, посреди которых в своде антиклинали Импириал выходят породы верхнего девона. Сами горы Франклина сложены породами силура и девона, подстилающимися отложениями нижнего палеозоя и позднего докембрия. Ни у кого из геологов нет сомнения, что все это — платформенные образования. Однако они вздыблены здесь и деформированы в 2—3 крупные, сорванные по своду складки, круто надвинутые одна на другую, с движением масс в сторону щита.

Л. Мартин (Мартин, 1967) и другие авторы (например, Douglas and oth., 1963; Шоу, 1967) считают, что деформации в зоне Франклина произошли в конце мела — начале палеогена. В это время в Северных Канадских Скалистых горах также происходили существенные тектонические движения, которые можно связать по времени с заключительными движениями в Канадском краевом прогибе. Все это указывает на то, что глыбово-складчатые деформации на краю платформы — в зоне

<sup>1</sup> Устное сообщение.

Франклина — являются отголосками движений в смежном складчатом районе.

Третьим хорошим примером зоны развития резонансно-тектонических структур может служить предандийская полоса в Аргентине. Она имеет большую ширину и протяженность и отделяет платформенные структуры континента от Анд (Эрреро-Дюклу, 1967). Зона характеризуется глыбовой тектоникой, возникшей в результате переработки краевой части древней платформы. Еще в книге Г. Герта (Герт, 1959) можно прочесть, что «молодой орогенез вдоль всего восточного края Кордильеры не ограничивался собственно горной частью континента..., но нередко распространялся на восточное предгорье. Орогеническими движениями был много раз захвачен не только краевой прогиб, причленившийся к горной области в виде субандийских цепей, но они также распространялись и на ранее стабилизировавшуюся восточную платформенную зону. В результате этого образовались далеко протянувшиеся нарушенные зоны, отходящие от края Кордильеры под острым углом, открытым на юг. Эти зоны уходят далеко в глубь предгорья» (стр. 25).

В описываемой зоне в результате поднятий отдельных глыб выходят на поверхность из-под покрова кайнозоя не только платформенные породы палеозоя, но и метаморфические породы, слагающие докембрийский фундамент платформы. Что же касается впадин, то они выполнены мощными неогеновыми отложениями, а также четвертичными породами.

Наконец, приведем еще один пример структурных зон подобного характера. Им является область Скалистых гор США в широком ее понимании (т. е. Центральные и Южные Скалистые горы, их предгорные впадины и плато Колорадо). Часто эту область называют ларамийской областью (Ирдли, 1967).

Прогибы (бассейны) Денвер и Паудер-Ривер, лежащие на простирании один другого и формировавшиеся в палеогене, являются предгорными фронтальными впадинами Скалистых гор, представляющих собой вздыбленную глыбовыми движениями окраину Северо-Американской платформы. Западнее Скалистых гор лежит область Большого Бассейна, характеризующаяся грубо- мозаичной структурой — глубокие впадины, выполненные отложениями мела и палеогена, разделенные значительными по амплитуде вытянутыми поднятиями, нередко с выходами докембрия в их ядрах. В целом эта мозаичная структура может быть охарактеризована как глыбово-складчатая. Наконец, в южной части описываемой зоны находится крупный и высокоподнятый платформенный блок, называемый плато Колорадо.

Вся эта область Северо-Американской дорифейской платформы, представляющая ныне зону резонансно-тектонических структур, начала существенно перерабатываться в конце мелового времени. Расположенная между невадидами Кордильер и собственно платформенными структурами, она генетически может быть связана лишь с тектоническими процессами, протекающими в более западных областях. В то же время нужно обратить внимание на то, что в Невадийском складчатом поясе образование основной складчатой структуры произошло раньше, чем начала формироваться эта зона, а именно в конце верхней юры и в первой половине нижнего мела. Такое же явление запаздывания движений относительно времени проявления главной эпохи складчатости в сопредельных геосинклинальных зонах было и во всех остальных рассмотренных выше случаях.

Здесь приведена только самая краткая характеристика тектонического строения упомянутых зон, поскольку они специально описываются в статье Т. В. Молчановой, являющейся коллегой автора по работе.

Помимо резонансно-тектонических зон глыбового и глыбово-складчатого строения существуют и другие резонансные тектонические образования. Автор давно уже считает (Пушаровский, 1959), что такими являются краевые (или, как их иногда называют, передовые) прогибы складчатых геосинклинальных областей, формирующиеся на стыке складчатых областей с платформами и возникающие в эпоху завершения геосинклинального процесса в орогенный этап развития геосинклиналей. Это — компенсационные впадины, генетически взаимосвязанные с воздыманием складчатых областей.

Обратим внимание на то, что внутреннее строение краевых прогибов сложное: по простиранию они распадаются на отдельные впадины, разделенные поперечными поднятиями. Однако, в отличие от глыбово-складчатых резонансно-тектонических зон, краевые прогибы являются целостными структурными элементами, что связано с преобладающим прогибанием соответствующего участка земной коры, ступенчатым структурные контрасты. К тому же поперечные поднятия в строении краевых прогибов имеют подчиненное значение и на общем их фоне они не выглядят более, чем локальными выступами основания. Что же касается зон глыбового строения, то контрастность в их структуре очень резкая и в целом относительно окраины платформы они являются, как было видно, поднятыми зонами, а не опущенными.

Характерной особенностью развития краевых прогибов, подчеркивающей связь их формирования с общим поднятием складчатой области, является смещение оси наибольшего осадконакопления во времени в сторону платформы. Заключительные деформации в краевом прогибе происходят позже, чем главная складчатость в геосинклинальной области. С другой стороны, часто наблюдается, что фронтальные структуры складчатой области надвинуты на структурные формы внутреннего крыла краевого прогиба. Вопрос о времени формирования краевых надвигов сложен. Иногда надвиги происходят в последнюю фазу деформаций в краевом прогибе, а иногда — еще в ходе седиментации в нем. В последнем случае при условии контрастных движений существенную роль в механизме образования надвигов играет не только фактор сжатия, но и гравитационный.

Заметим, что интервал времени между главной эпохой складчатости и деформациями в краевых прогибах примерно такой же, как и в случае образования глыбово-складчатых резонансно-тектонических структур. Все сказанное подчеркивает, что в механизме образования краевых прогибов и резонансно-тектонических глыбовых и глыбово-складчатых структур есть нечто общее, но об этом — ниже.

Перейдем теперь к так называемым продольным краевым системам. Они были выделены и описаны автором ранее (Пушаровский, 1959). Под этим названием объединяются обширные тектонические зоны сложного строения, располагающиеся перед фронтом складчатых областей (параллельные им), вовлеченные в более или менее значительное компенсационное опускание в эпоху превращения геосинклинальных областей в поднятые складчатые сооружения. По своей величине краевые системы соизмеримы со складчатыми зонами, которые этими системами сопровождаются. Примерами их могут служить Предкавказская, Предальпийская или Предатласская продольные краевые системы, включающие в себя и краевые прогибы, и более удаленные от складчатых областей кайнозойские впадины и отдельные поднятия, вписывающиеся в общий тектонический план системы.

Подчеркнем, что важнейшим качеством продольных краевых систем является наличие в них взаимосвязанных пространственно и в истории развития прогибов, впадин и иных структур опускания, образованных толщами пород, синхронных по времени формирования эпохе становле-

ния в смежной области поднятой складчатой страны. Отсюда видно, что в понятие «продольная краевая система» автор вкладывал совсем иной смысл, чем это делают Л. П. Зоненшайн, В. П. Поникаров и А. К. Уфлянд, которые пишут, что «в каревые системы в качестве составных частей включаются: платформенные склоны с присущими им дислокациями, краевые прогибы, в той характеристике, которую они сейчас имеют, и узкие, сложно дислоцированные внешние зоны складчатых систем, часто выделяемые в качестве внешних миогеосинклинальных зон» (Зоненшайн и др., 1966, стр. 6).

Не говоря о том, что было бы правильнее цитированным авторам не употреблять уже введенный в литературу термин в совершенно ином смысле, следует заметить, что предложенное ими понятие расплывчато и не позволяет искать конкретный тектонический процесс, который одновременно объяснил бы и происхождение краевого прогиба, и миогеосинклинали, и платформенных деформаций. Выделение же продольных краевых систем в понимании автора настоящей статьи дает возможность подойти к условиям их образования, поскольку такие системы при определенной сложности их внутреннего строения представляют собой в то же время целостные естественные тектонические образования, ограниченные как во времени, так и в пространстве. Разумеется, их следует понимать таким же образом, как и подчиненные им краевые прогибы, т. е. как резонансно-тектонические зоны, обязанные своим возникновением воздействию на окраину платформы тектонического процесса, происходящего в складчатой области.

Обратимся далее к поперечным краевым прогибам и системам, выделенным Н. С. Шатским (1964, 1947). Внутренние углы платформ — это предпосылка для появления подобного рода тектонических образований, но возникают они под действием тектонических сил, идущих из складчатой области. «...Развитие этих структур — писал Н. С. Шатский, — теснейшим образом связано с движениями соседних складчатых систем, что хорошо устанавливается по тесной зависимости их прогибания и характера выполняющих их осадков от движений горных сооружений и их денудации»<sup>1</sup> (Шатский, 1947, стр. 55). Популярность выделенных Н. С. Шатским поперечных краевых структур такова, что нет необходимости ни характеризовать их, ни даже упоминать соответствующие примеры. Однако важно обратить внимание на резонансно-тектоническую природу поперечных краевых структур и на то, что общая причина, вызывающая их формирование (движения в соседних складчатых зонах), та же, что и для продольных краевых прогибов.

Коснемся кратко специфического Ангаро-Ленского прогиба, примыкающего к байкалидам юга Сибири. Е. В. Павловский подчеркивал, что этот прогиб в начальной стадии своего развития был тесно связан «с жизнью близлежащей геосинклинальной области» (Павловский, 1959, стр. 8). Формировался прогиб, по Е. В. Павловскому, частично поверх рифейской миогеосинклинали, а частично на рифейской платформе. Начальным этапом его развития рассматривается позднерифейское — среднекембрийское время, когда в нем накопилась мощнейшая толща отложений, в том числе моласс. Процесс опускания происходил и позже, однако он уже не был связан с геосинклинальным развитием в сопредельной области, а имел отношение к послегеосинклинальному орогеническому развитию юга Сибири (включая сюда и аркогенез). Таким образом, Ангаро-Ленский прогиб в позднерифейское-среднекембрийское время был ничем иным, как резонансно-тектонической структурой, подобной в этом смысле краевым прогибам и краевым системам, как продольным, так и поперечным.

Далее перейдем к резонансно-тектоническим зонам иного рода.

<sup>1</sup> При этом имелись в виду также и краевые продольные прогибы.

В качестве резонансно-тектонических структур нужно рассматривать также зоны значительных опусканий на окраинах платформ, обязанные своим происхождением тектоническим процессам в смежных геосинклинальных системах или областях в период формирования в них собственно геосинклинальных формаций. Такие зоны могут отвечать разным стадиям геосинклинального процесса, и продолжительность их формирования может быть как сравнительно короткой, так и весьма длительной (несколько геологических периодов). Наиболее распространенными типами подобных платформенных структур являются окраинные синеклизы и периферические зоны прогибания на платформах, вытянутые вдоль их краёв. Примером таких синеклиз может служить мезозойская Вилюйская синеклиза, прогибание которой в конце триаса и юре есть результат воздействия на Сибирскую платформу тектонических движений в Верхоянской геосинклинали. Аналогичными по своей природе являются впадины на северо-западе Индийской платформы (Воскресенский, Кравченко, Соколов, 1968), синеклиза Руб-Эль-Хали на Аравийской плите (Поникаров, 1967) и другие подобные формы.

Что касается периферических зон прогибания на платформах, то вначале следует пояснить, что они собой представляют. Это зоны моноклиналичного строения (не прогибы, поскольку у них нет второго борта), расположенные между миогеосинклиналью, с которой они связаны плавным переходом, и внутренними районами платформы. Обычно это очень крупные моноклиналичные структуры, характеризующиеся увеличением мощностей отложений в сторону миогеосинклинали, вытянутостью по краю платформ и платформенными чертами разреза. Фациальные изменения, особенно вкрест простираения, наблюдаются нередко; в том же направлении, как правило, увеличивается и полнота разреза. Формирование их длительное, но синхронное не орогенной, а собственно геосинклинальной стадии развития сопредельной подвижной зоны. Я думаю, что такие зоны также следует называть зонами перикратонных опусканий, поскольку этот удачный термин, введенный в нашу литературу Е. В. Павловским (Павловский, 1959), хорошо выражает их тектоническую сущность<sup>1</sup>.

Поверх зон перикратонных опусканий могут образовываться краевые (передовые) прогибы, которые не следует с ними путать, поскольку генетически это совершенно отличные образования, хотя и те, и другие являются резонансно-тектоническими.

Нам сейчас важна общая качественная характеристика зон перикратонных опусканий, и поэтому не будем касаться того, как находить границы этих структурных образований в пространстве. Но, конечно, во всех случаях они будут определяться с той или иной степенью условности, что довольно обычно для тектонических структур.

Примеров зон перикратонных опусканий можно привести много. Такие зоны существуют, в частности, на Индийской платформе (ее северные районы), на Южно-Американской (западная окраина), и особенно ярко они проявлены на севере, востоке и западе Северо-Американской платформы. К северу от Канадского щита — это полоса палеозойских толщ, обрамляющая миогеосинклинали Канадского Арктического архипелага. На востоке платформы — это предаппалачская ее зона, сложенная породами нижнего и среднего палеозоя и частично перекрытая формациями краевого прогиба (Роджерс, 1968). С запада той же платформы, перед миогеосинклинальным поясом Миллард протягивается зона перикратонного опускания, видимая в сущности на всех профильных разрезах, публикуемых американскими геологами (Ирдли, 1954; Кинг, 1961 и другие авторы).

<sup>1</sup> Недавно ряд особенностей строения перикратонных зон перечислил В. Е. Хаин (Хаин, 1967), называя эти зоны «перикратонными прогибами».

Для образования перечисленных зон (окраинных синеклиз и перикратонных опусканий) импульсом были тектонические процессы в смежной геосинклинали, почему они и являются резонансно-тектоническими. В большинстве случаев четко выявляется, что время формирования таких зон соответствует времени особенно значительных прогибаний в геосинклинали. В некоторых случаях картина оказывается более сложной, однако время формирования соответствующих структур не выходит за пределы геосинклинальной стадии развития подвижной зоны. Таким образом, это — резонансно-тектонические структуры совсем иного рода, чем те, которые возникают в связи с ростом складчатых сооружений. В одном случае в подвижной зоне движения восходящие, в другом — нисходящие.

Коснемся еще одного типа резонансно-тектонических структур. Это мезозойские впадины восточно-азиатской группы, описанные М. С. Нагибиной. Она связывает их с процессом тектонической «ревивации» (оживления) некоторых областей Восточной Азии (Нагибина, 1967). М. С. Нагибина замечает, что процесс мезозойской ревивации становится более интенсивным по мере приближения «к побережью Тихого океана, к области развития мезозойских геосинклинальных систем» (стр. 24). Указывается тем самым, что между процессом ревивации и мезозойским геосинклинальным процессом в Тихоокеанском поясе имеется генетическая связь. Это и позволяет рассматривать упомянутые структурные образования в категории резонансно-тектонических.

К резонансным структурам принадлежат также зоны линейной складчатости верхнемезозойского возраста, встречающиеся в областях распространения платформенного чехла на востоке Азии, особенно в Китае. Интенсивность проявления линейной складчатости, как это отмечено в книге «Тектоника Евразии» (1966), зависит от близости соответствующих районов к геосинклинальным мезозойским системам и от ряда местных условий, таких как мощность платформенного чехла, расположение зон крупных разломов, где складчатость усиливается, и т. д.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обособление резонансно-тектонических структур интересно в двух отношениях. Во-первых, в число структур этой категории входят тектонически переработанные участки окраин платформ (в особенности это относится к глыбовым и глыбово-складчатым резонансно-тектоническим зонам), при описании и типизации которых обычно возникают значительные трудности, поскольку для них нет места ни в платформенном, ни в геосинклинальном структурных рядах. Предлагаемый новый подход снимает эти трудности.

Во-вторых, обособление резонансных структур интересно в генетическом плане. Поскольку такие структуры индуцированы тектоническими процессами, происходившими в смежной геосинклинальной области, следует сделать вывод, что тектонические импульсы вызывающие значительное по масштабу структурообразование, могут передаваться по горизонтали и притом на большие расстояния. Это заставляет связывать тектогенез на периферии геосинклинальных областей с перемещением глубинных масс тектоносферы в латеральном направлении, поскольку одним изменением поля напряжения, взятым самим по себе, без учета движения вещества, не представляется возможным объяснить историко-геологические особенности резонансных структур. Добавим, что о латеральном перемещении глубинных масс автор уже имел случай писать в связи с анализом свойств молодых вулканических зон, развитых на периферии Тихого океана (Пушаровский, Афремова, 1967). Вероятно, к данному случаю, т. е. к объяснению происхождения деформаций в зоне раздела платформ и геосинклиналей, вполне приложима формулировка

А. В. Пейве, недавно им предложенная: «деформация является следствием градиента скорости тектонического течения горных масс» (Пейве, 1967, стр. 20).

Категория резонансно-тектонических структур объединяет значительное число разных по типу тектонических образований, которые, однако, могут быть разделены на три основные группы. Одна из этих групп образовалась на геосинклинальных стадиях развития смежной складчатой области (зоны перикратонных опусканий, окраинные синеклизы). Другая — возникла в эпоху становления складчатой области на месте геосинклинальной (продольные и поперечные краевые прогибы и системы). Наконец, третья группа произошла в период движений в самые поздние фазы развития складчатой области (большинство глыбовых и глыбово-складчатых зон).

Все резонансно-тектонические структуры располагаются перед фронтом миогеосинклинальных зон и являются наплатформенными образованиями, за исключением некоторых краевых прогибов, внутренние зоны которых имеют миогеосинклинальное основание. Отдельные из них, такие как зоны перикратонных опусканий, окраинные синеклизы с точки зрения их типизации — структуры платформенного ряда. Что касается синеклиз, то это вполне очевидно. Зоны перикратонных опусканий, в том виде, как они трактуются в данной статье, также должны рассматриваться в этом ряду. Специфика структур обоих типов состоит в том, что в их строении (фации, мощности, формации, осложняющие структуры) отражается соседство с миогеосинклинальными зонами. Но все остальные структурные образования не принадлежат платформенному классу, а являются особыми, поскольку их строение ничего общего с собственно платформенными структурами не имеет. Что такими являются продольные краевые прогибы и системы, было показано раньше (Пуцаровский, 1959). Рассмотрение поперечных краевых прогибов и систем, как представителей той же группы резонансных структур, показывает, что и их нужно понимать аналогичным образом.

Глыбово-складчатые и глыбовые структуры могут иметь морфологическое сходство с другими по генезису структурными образованиями, например неотектоническими, но тектоническое положение, обусловленное определенным происхождением, только им присущим, а также характер группировки структур (общий тектонический план соответствующих зон) заставляют рассматривать их в качестве особых тектонических образований. Они и представляют собой глыбово-складчатые или глыбовые резонансно-тектонические зоны.

Из обширной категории неотектонических структур в настоящее время достаточно определенно выделяются области эпиплатформенного орогенеза. А. Л. Яншин пишет, что их образуют структуры не геосинклинальные и не платформенные, «а структуры нового типа, которые начали развиваться в земной коре геологически недавно, на территории Евразии — главным образом во второй половине кайнозоя, в функциональной связи с постепенным отмиранием и сокращением площадей геосинклинального режима» (Тектоника Евразии, стр. 323). Этот последний процесс А. Л. Яншин, вслед за Г. Ф. Мирчинком, Н. И. Николаевым и др., связывает с качественно новым этапом развития земной коры, наступившим в позднем кайнозое.

Эпиплатформенный орогенез проявился на огромной территории распространения доальпийских складчатостей Евразии, захватив, согласно А. Л. Яншину, советскую часть Тянь-Шаня, Алтае-Саянскую область, Прибайкалье, значительную часть Забайкалья, Олёкмо-Витимскую область и район Станового хребта. Отсюда видно, что наши глыбовые резонансно-тектонические зоны должны быть противопоставлены областям эпиплатформенного орогенеза, ибо они представляют собой

всего лишь следствие воздействия тектонических процессов в складчатой зоне на окраину соседней платформы.

Особым типом структур являются и впадины восточно-азиатской группы.

Здесь не затрагивались те структуры, которые Н. С. Шатский назвал авлакогенами (Шатский, 1964). Однако, заканчивая статью, полагаю нужным обратить внимание на то, что те авлакогены, которые пространственно были связаны с геосинклинальными областями, также, очевидно, принадлежат семейству резонансно-тектонических структур.

Резонансными могут быть не только тектонические процессы, но и, например, магматические. Об этом очень четко писал Н. П. Харасков: «распространение магматических пород (имеются в виду гранитоиды — Ю. П.) и связанных с ними полезных ископаемых в прилегающую область более древней складчатости — явление довольно широко развитое, которое следует рассматривать в общем плане воздействия развивающихся складчатых областей на прилегающие платформы» (Тектоника Евразии, стр. 399). Особенно сильно резонансные магматические процессы проявились в мезозое на востоке Азии, но они происходили и во многих других районах — например, герцинское гранитообразование в каледонидах Казахстана, Алтая, Западного Саяна и т. д. В некоторых случаях резонансные тектонические и магматические процессы проявлялись синхронно и взаимосвязанно.

Из сказанного легко убедиться, что большинство типов резонансных структур и магматические пояса, возникшие в результате резонансных процессов, — бесперспективно и ошибочно стремиться укладывать в категории платформенных или геосинклинальных образований. Это противоречит генетическому подходу и ставит в тупик структурный и формационный анализ. До сих пор иногда высказываются мнения, что, например, краевые (передовые) прогибы принадлежат геосинклинальным областям (Натапов, 1968) на том основании, что их развитие связано с формированием складчатых областей. Но ведь все семейство резонансно-тектонических структур генетически обусловлено процессами в геосинклинали. И среди этого семейства есть такие структуры (краевые синеклизы зоны перикратонных опусканий, поперечные краевые системы, и прогибы, глыбово-складчатые и складчатые зоны), которые, кажется, еще никто не включал в геосинклинальный структурный ряд. Поэтому приводимый выше аргумент относительно краевых прогибов, в смысле определения принадлежности этих структур к типовому геосинклинальному ряду, не может быть принят.

Само собой разумеется, что распространены резонансные структуры гораздо больше платформенных или геосинклинальных образований, что вполне понятно. Области эпиплатформенного орогенеза также значительно реже встречаются на земной поверхности, чем геосинклинальные и платформенные. Нам существенно это отметить, чтобы подчеркнуть самостоятельность описанного в статье семейства резонансно-тектонических структур.

Итак, в соответствии с изложенным, резонансно-тектоническими структурами следует называть довольно обширную категорию структурных образований земной коры, возникших в краевых частях платформ в результате воздействия на них тектонических процессов, происходивших в смежных геосинклинальных областях на разных стадиях развития последних.

Вероятно, проблема тектонического воздействия геосинклинального процесса на платформы (в рамках геосинклинальной теории), может быть поставлена шире — не только относительно краевых частей платформ. Однако это особая тема, так же как, например, тема о захвате платформенных структур геосинклинальным процессом.

## Литература

- Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана. Геотектоника, № 2, 1968.
- Герт Г. Геология Анд. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Геотектоника, № 5, 1966.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Ирдли А. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор. В кн. «Кордильеры Америки», Изд-во «Мир», 1967.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Мартин Л. Дж. Тектоника Северной Кордильеры Канады. В кн. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. Геотектоника, № 4, 1967.
- Натапов Л. М. Тектоника Приверхоанского прогиба. Автореф. канд. дис. Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1959.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Поникаров В. П. Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и складчатых зон обрамления. Автореф. докт. дис. Изд-во Моск. ун-та, 1967.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.
- Пушаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. Геотектоника, № 6, 1967.
- Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. Геотектоника, № 1, 1967.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. Геотектоника, № 3, 1968.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. Изд-во «Наука», 1966.
- Хайн В. Е. О некоторых спорных типах основных структурных элементов земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1967.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1946.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1947.
- Шатский Н. С. О прогибах Донецкого типа. Избранные труды, т. II, Изд-во «Наука», 1964.
- Шоу Е. В. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и пространстве. В кн. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Эрреро-Дюклу А. Анды Западной Аргентины. В кн. «Кордильеры Америки». Изд-во «Мир», 1967.
- Douglas R. J. W., Norris D. K., Thorsteinsson R., Tozer E. T. Geology and petroleum potentialities of Northern Canada. Geol. Surv. Canada, paper 63—31, 1963.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
4 июня 1968 г.

УДК 551.241 + 550.831 (265)

**П. М. СЫЧЕВ****АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ПРИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ**

Анализируется распределение гравитационных аномалий, характер вертикальных движений и изостатическое состояние земной коры переходной зоны. Делаются выводы о том, что контрастные вертикальные движения вызваны различными факторами: в одних случаях это нагрузка накапливающихся осадков, вызывающая прогибание отдельных участков земной коры, в других — подкоровые процессы, которые являются причиной сложных колебательных движений. Предполагается, что ведущим процессом в верхней мантии является гравитационная дифференциация подкорового вещества.

**ВВЕДЕНИЕ**

Геологические процессы, приводящие к подъему одних участков земной коры и опусканию других, оказывают определенное влияние и на характер распределения аномального гравитационного поля Земли. Это обстоятельство может быть использовано для изучения не только возникающих при этом плотностных неоднородностей, но и природы самих процессов, преобразующих земную кору. В частности, анализ аномалий силы тяжести позволяет получить некоторую информацию о причинах вертикальных тектонических движений, что в ряде случаев дает основание в значительной степени ограничить предположения относительно истории геологического развития того или иного района.

Первые наиболее полные исследования подобного рода были выполнены Е. Н. Люстихом (1948) и В. А. Магницким (1948), которые пришли к заключению, что наблюдаемое распределение гравитационных аномалий в платформенных областях может быть объяснено, лишь исходя из «преобладающей роли явлений горизонтального смещения глубинного вещества в генезисе зональных поднятий и опусканий на платформах» (Люстих, 1948; стр. 117).

Еще ранее (Архангельский и др., 1937) была высказана, а позднее проанализирована в отношении распределения гравитационных аномалий и, по мнению некоторых исследователей (Субботин, 1955; Субботин и др., 1964; Борисов, 1958), подтверждена идея о связи вертикальных движений земной коры с зонами расширения и сжатия подкорового вещества.

Во многих других случаях делаются попытки увязать наблюдаемый характер распределения аномалий силы тяжести и соответствующие плотностные неоднородности в тех или иных районах с существованием горизонтального перемещения подкоровых масс, с одной стороны, и изменением плотности подкорового вещества без изменения объема, с другой (Артемьев, 1966), либо с изгибами земной коры, возникающими под влиянием сжатия или растяжения (Ажгирей, 1964; Умбгров, 1952 и др.).

Целью настоящей статьи является в основном анализ аномального гравитационного поля и структур земной коры в области перехода от

азиатского материка к Тихому океану с точки зрения возможности того или иного процесса, приводящего к подъему или опусканию участков земной коры. Кажется возможным ожидать, что в этом тектонически активном регионе, где вертикальные движения земной коры и вызывающие их процессы выражены в яркой форме, анализ гравитационных аномалий может дать ответ на некоторые вопросы, касающиеся причин этих явлений. Являются ли вертикальные движения результатом сжатия и расширения подкорового вещества или его перемещения? Какова роль изостатических процессов? Как должен измениться характер наблюдаемого аномального гравитационного поля в случае опускания отдельных участков земной коры и, если такой процесс существует, каков характер превращения континентальной коры в кору океанического типа?

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Зона перехода от азиатского континента к Тихому океану в районе советского Дальнего Востока характеризуется наличием разнообразных структур и типов земной коры. В ее пределах выделяются участки с континентальной, субконтинентальной, субокеанической и океанической корой (Косминская и др., 1964). Постепенное или резкое изменение мощности земной коры и переход ее от одного типа к другому находит яркое отображение на аномальном гравитационном поле в редукции Буге (Гайнанов, 1955, 1963 и др.).

Участки континентальной коры, представленной «базальтовым», «гранитным» и осадочным слоями, отмечаются обычно сравнительно интенсивными положительными, либо слабоположительными, иногда отрицательными аномалиями. К ним относятся северная и центральная части Охотского моря, а также о. Сахалин. Наблюдается увеличение интенсивности положительных аномалий в центральной части Охотского моря, в районе так называемой Охотской возвышенности, где мощность земной коры уменьшается до 20—25 км. Если в Охотском море, исключая его южную часть, аномалии имеют изометричный характер, то на Сахалине и в некоторых других районах с континентальной корой аномалии силы тяжести имеют хорошо выраженный линейный характер, соответствуя простиранию основных структур острова (Сычев, 1966).

Глубоководной впадине Охотского моря (Курильская котловина), где наблюдается кора субокеанического типа, состоящая из «базальтового» и осадочного слоев, соответствует зона интенсивных положительных аномалий Буге.

Сложная картина распределения аномалий Буге характерна для Курильских островов и примыкающего к ним с востока Курило-Камчатского желоба. Большая и Малая гряды Курильских островов и подводное продолжение последней отмечаются сравнительно интенсивными положительными аномалиями. Вдоль западного склона Курило-Камчатского желоба прослеживается относительный минимум аномалий Буге. Далее к востоку интенсивность аномалий возрастает, достигая максимума над океаническим ложем.

Существенно иной характер распределения по региону имеют аномалии Фая (рис. 1). В качестве основного элемента выделяется интенсивная положительная линейная аномалия, соответствующая Курильским островам. К востоку от Курильских островов величины аномалий уменьшаются, достигая минимума несколько западнее оси Курило-Камчатского желоба. Полоса интенсивных отрицательных аномалий прослеживается далее на юг, ограничивая с востока Хоккайдо и северную часть Хонсю (Heiskanen, 1945).

Сахалин и прилегающие акватории обнаруживают некоторое сходство с островными дугами в распределении аномалии Фая. Северная часть Сахалина до широты мыса Терпения с востока ограничена относи-

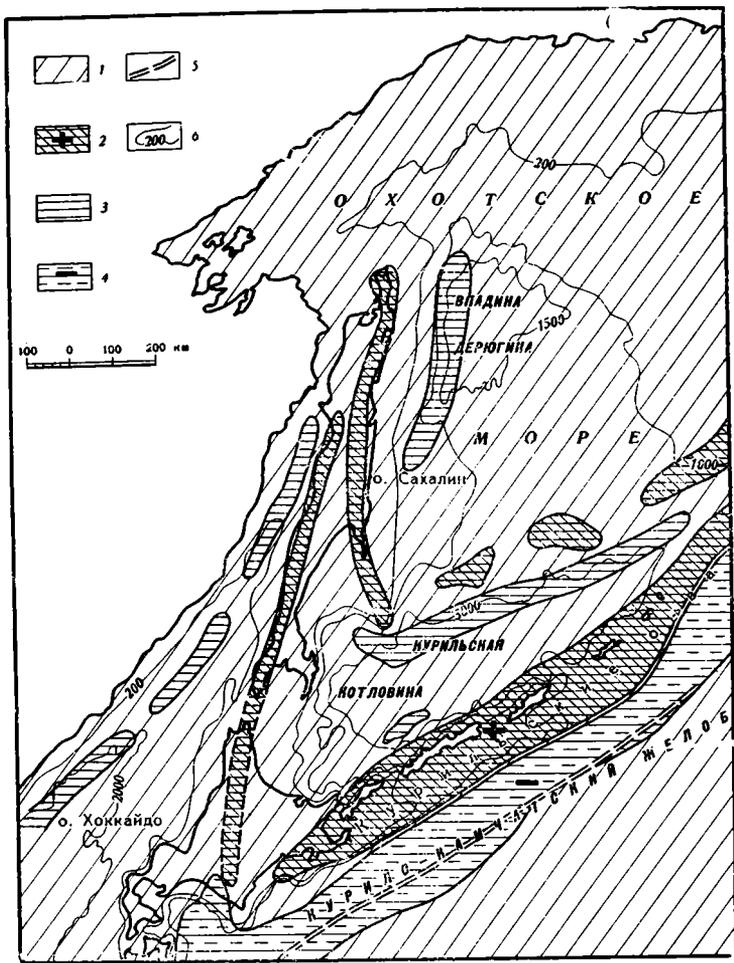


Рис. 1. Схема основных элементов аномалий Фая (по данным А. Г. Гайнанова, П. А. Строева и др.)

1— преимущественно положительное поле небольшой интенсивности; 2— интенсивные положительные аномалии; 3— относительно пониженные аномалии; 4— интенсивные минимумы; 5— ось Курило-Камчатского желоба; 6— глубины моря

тельным минимумом вплоть до отрицательных значений, совпадающих по местоположению с западным склоном впадины Дерюгина и ее южным продолжением. Относительно пониженные значения того же порядка наблюдаются также и с западной стороны острова, на акватории Татарского пролива, где по сейсмическим данным (Зверев и др., 1965) отмечается увеличение мощности неуплотненных осадков. Для всей остальной площади, включая северо-западную часть Тихого океана, характерны слаболожительные, редко слабоотрицательные аномалии, которые, как правило, имеют изометричную форму и не отражают какие-либо структуры или типы земной коры.

Рассматривая аномалии Фая как «грубый суррогат изостатических аномалий» (Люстих, 1957; стр. 11), можно сделать вывод, что земная кора большей части рассматриваемого региона находится в состоянии изостатического равновесия или близко к нему. Исключение составляют Курильские острова и Сахалин, характеризующиеся положительными аномалиями, Курило-Камчатский желоб и некоторые другие впадины, где наблюдаются отрицательные аномалии. Этот вывод подтверждают

также и изостатические аномалии, рассчитанные Хейсканеном (Heiskanen, 1945) при соблюдении гипотез Эри и Венинг-Мейница для Японских островов и прилегающей к ним с востока глубоководной впадины. Остров Хоккайдо и северная часть о. Хонсю характеризуются положительными изостатическими аномалиями, тогда как западный склон или вся впадина — отрицательными.

При рассмотрении взаимного расположения положительных и отрицательных или относительно пониженных аномалий Фая обращает на себя внимание их сопряженность, что обусловлено взаимосвязью крупных структурных поднятий и прогибов земной коры. Этот последний факт отражает известную еще со времен Э. Ога закономерность, которая выражается в том, «что во всех процессах жизни земной коры проявляется сопряженность поднятий и опусканий» (Левинсон-Лессинг, 1923; стр. 177).

Изучение характера новейших движений в рассматриваемой области показывает, что процессы образования поднятий и прогибов, отмечающихся соответственно положительными и отрицательными аномалиями, продолжаются и в настоящее время. Так, о-ва Большой Курильской гряды испытывают общее воздымание (Канаев, 1963), на фоне которого протекает современная вулканическая деятельность (Мархантин, Стратула, 1966). Продолжается, по-видимому, и прогибание Курило-Камчатского желоба, на западном склоне которого наблюдается возрастание мощности осадочного слоя. Положительные вертикальные движения характерны для большинства районов Сахалина (Рудич, 1961), тогда как, например, впадина Дерюгина испытывает опускание (Канаев, 1963). Поднятие участков, характеризующихся положительными аномалиями силы тяжести, наблюдается и во многих районах Японии (Иноуэ, 1960).

Во всех указанных случаях положительные или отрицательные вертикальные движения происходят вопреки изостазии в общепринятом понимании, а их взаимосвязь указывает на то, что они являются следствием какого-то одного процесса, происходящего, вероятно, в мантии, о чем свидетельствует сейсмичность и вулканизм этих районов. Однако имеются также районы, например Курильская котловина, где прогибание и накопление осадков мощностью свыше 5 км не вызвало нарушения изостазии. В связи с этим можно предполагать, что причины вертикальных движений в первом и во втором случаях различны.

При обсуждении этого вопроса важна также количественная оценка изостатического состояния земной коры отдельных районов, которую можно сделать, исходя из условия гидростатического равновесия, согласно которому давление на поверхность изостатической компенсации равно постоянной величине (Люстих, 1957).

При глубине поверхности компенсации, равной 100 км или меньше

$$P = \sum_i^n \sigma_i H_i = \text{const},$$

где  $P$  — давление на поверхность изостатической компенсации;  $n$  — число слоев выше поверхности компенсации;  $\sigma_i$  и  $H_i$  — соответственно плотность и мощность каждого слоя.

На рис. 2 показаны разрезы земной коры отдельных районов переходной зоны и соответствующие им значения гидростатического давления при глубине поверхности компенсации, равной 100 км. Плотность слоев земной коры принята на основании скоростной характеристики разрезов по соотношению скорость — плотность (Сычев, Парвиайнен, 1963). При постоянной плотности подкорового слоя, равной 3,3 г/см<sup>3</sup>, значения гидростатического давления колеблются от 307 до 321 кг/мм<sup>2</sup>. По-видимому, за среднюю величину следует принять давление около 317 кг/см<sup>2</sup>, наблюдающееся на участках Курильской котловины и в северо-западной части

Тихого океана, где аномалии Фая равны нулю и где можно предполагать уравновешенное состояние земной коры. Наиболее резкие отклонения от этой величины наблюдаются в пределах Курильской островной дуги. Избыточное давление под южной группой Курильских островов составляет около  $4 \text{ кг/мм}^2$ , тогда как под западным склоном Курило-Камчатского желоба этого же района оно меньше среднего почти на  $10 \text{ кг/мм}^2$ . Заметный недостаток давления наблюдается также на участке впадины Дерюгина, а под Сахалином и центральной частью Охотского моря возможен некоторый его избыток. Отмеченные величины аномального давления близки к тем, которые были получены ранее А. Г. Гайнановым, С. А. Ушаковым (1964) и М. Х. Лившицем (1965).

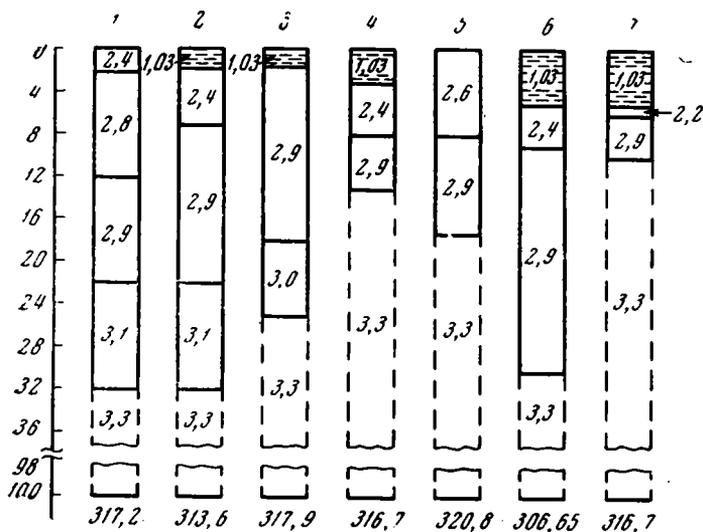


Рис. 2. Соотношения между различными типами земной коры и давлением ( $\text{кг/мм}^2$ ) на глубине 100 км

1 — о. Сахалин; 2 — западный склон впадины Дерюгина; 3 — центральная часть Охотского моря; 4 — Курильская котловина; 5 — южная группа Курильских островов; 6 — западный склон Курило-Камчатского желоба; 7 — Тихий океан

Оценивая полученные результаты, следует подчеркнуть, что они относятся лишь к изостатическому состоянию земной коры в предположении постоянства плотности подкорового слоя. При неоднородности последнего условия изостазии существенно изменятся. К рассмотрению этого вопроса мы вернемся позднее, а сейчас лишь отметим, что для районов с ярко выраженным аномальным давлением действительно имеются сведения о неоднородности физических свойств подкорового вещества до глубин 100—120 км.

Как показывают сейсмологические исследования (Федотов, Кузин, 1963), под южными Курильскими островами до глубины 100 км скорость продольных волн в верхней мантии понижена до  $7,7 \text{ км/сек}$ . Кроме того, на глубинах 60—110 км наблюдается поглощение поперечных волн (Федотов, 1963). При анализе аномалий силы тяжести также обнаруживается, что для удовлетворительного согласования наблюдаемых и расчетных данных гравитационного влияния земной коры необходимо допустить изменение плотности подкорового вещества этих районов в горизонтальном направлении. При этом следует предполагать разуплотнение подкорового слоя до глубины около 100 км примерно на  $0,1 \text{ г/см}^3$  под Курильскими островами (Гайнанов, 1964) и его уплотнение под западным склоном Курило-Камчатского желоба (Лившиц, 1965; Фотиади и др., 1965). Иногда указывается на существование зоны уплот-

ненной (Гурарий, Соловьева, 1963) или, наоборот, разуплотненной (Фотиади, Каратаев, Моисеенко, 1965) мантии под Курильской котловиной, однако более детальный анализ гравитационных аномалий не подтверждает этих предположений.

Вообще же величины разуплотнения и уплотнения подкорового слоя, отмеченные для Курильской островной дуги, сравнительно невелики, и к их количественной оценке следует подходить осторожно. С этой точки зрения кажутся наиболее обоснованными сведения о разуплотнении верхней мантии под Курильскими островами, что подтверждается как гравиметрическими, так и сейсмическими данными. Существование зоны уплотнения под западным склоном Курило-Камчатского желоба основывается лишь на гравиметрических данных и носит предположительный характер, но результаты не являются неожиданными. Сходные выводы были получены для района Ферганской впадины (Вольевский, Рябой, Шрайбман, 1962), под Грейт Плейнз (Great Plains) в Северной Америке (Cook et al., 1966) и в некоторых других районах. В упомянутых случаях предполагаемая величина уплотнения вещества верхней мантии не превышает  $0,1 \text{ г/см}^3$ .

Сравнение зон аномальной плотности верхней мантии и участков интенсивных вертикальных движений земной коры показывает, что поднятия связаны с зонами разуплотнения, а прогибы — с уплотнением подкорового слоя. Последнее обстоятельство позволяет в этих случаях связывать движения земной коры с процессами, происходящими в подкоровом слое.

Заканчивая краткий обзор некоторых геолого-геофизических данных, можно констатировать, что в рассматриваемом регионе наблюдаются контрастные вертикальные движения, которые в одних случаях не нарушают изостазию (Курильская котловина); в других — происходят вопреки изостазии (Курильская островная дуга, Сахалин). В дальнейшем последовательно анализируются оба случая.

#### ПРИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И ХАРАКТЕР ПОДКОРОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Для выяснения причин вертикальных движений, характера и роли подкоровых процессов будут использованы приемы, изложенные в работах Е. Н. Люстиха (1948), В. А. Магницкого (1948, 1965), С. И. Субботина и др. (1964). При этом ставится задача выяснить возможное изменение аномального гравитационного поля в зависимости от амплитуды вертикальных перемещений земной коры с тем, чтобы оценить роль и направление различных процессов.

Образование впадин, подобных Курильской котловине, является одним из спорных вопросов развития и эволюции земной коры. Несмотря на очевидное прогибание впадины и накопление осадков, характер гравитационного поля и давление на поверхность компенсации указывают на сохранение изостатического равновесия этого участка. При оценке величины погружения Курильской котловины возможны два крайних предположения. Одно из них исходит из того, что на месте впадины существовала суша (Белоусов, Рудич, 1960; Рудич, 1962; Петрушевский, 1964), которая служила источником сноса гранитных пород еще в третичное время (Неверов, Сергеев, Сергеева, 1964). Учитывая современную глубину моря (более 3000 м) и мощность неуплотненных осадков (около 5000 м), общую величину прогибания можно оценить более чем в 8000 м. Другое предположение связано с представлением о постепенном превращении океанической коры в субокеаническую, благодаря накоплению осадков (Павловский, 1953; Васильковский, 1962, 1963; и др.). Величина прогибания при этом будет равна увеличению общей мощности коры по сравнению с океанической, т. е. в нашем случае составит 3 км (рис. 2).

Перейдем к оценке вероятности этих предположений. Существование суши на месте Курильской котловины предполагает наличие коры континентального типа, мощность которой, как например на Сахалине, не менее 30—35 км (для дальнейших расчетов принята мощность 32 км). Для превращения ее в субокеаническую необходимо замещение «базальтового» и части «гранитного» слоев подкоровым веществом, а остальной части «гранитного» — «базальтовым» слоем. Если при этом допустить, что происходит замещение одного вещества другим путем фазовых изменений, то соответствующие превращения вызовут прогибание участка примерно на 3 км. Дополнительное прогибание участка на 5 км должно быть вызвано погружением, которое в аналогичных случаях обычно связывается со сжатием подкорового вещества на глубине (Субботин и др., 1964). Учитывая большие горизонтальные размеры впадин и пользуясь приемами С. И. Субботина и др. (1964, стр. 110), найдем по формуле для плоскопараллельного слоя суммарный гравитационный эффект, образующийся в результате погружения и преобразования коры континентального типа в субокеаническую.

Вода имеет плотность  $1,03 \text{ г/см}^3$ . Ее избыточная плотность по отношению к «гранитному» слою составляет  $1,77 \text{ г/см}^3$ , а гравитационная аномалия при глубине моря 3000 м будет равна  $-220 \text{ мгл}$ . Слой осадков мощностью около 5 км имеет избыточную плотность по отношению к «граниту»  $0,4 \text{ г/см}^3$  и соответственно дает аномалию  $-84 \text{ мгл}$ . Отсюда общий отрицательный гравитационный эффект, вносимый этими слоями, даст аномалию примерно  $-300 \text{ мгл}$ . Поскольку «базальтовый» слой присутствует и в исходной модели, его гравитационным влиянием можно пренебречь. Далее, выступ подкорового слоя на 19 км при избыточной плотности  $+0,4 \text{ г/см}^3$  создаст аномалию  $+320 \text{ мгл}$ . Наконец, сжатие подкорового вещества создает добавочную положительную аномалию, которая в зависимости от глубины нижней границы зоны уплотнения будет иметь различную величину. Очевидно, глубины, на которых происходит процесс уплотнения, не должны превышать горизонтальные размеры впадины (Магницкий, 1965), протягивающейся в ширину на 200—250 км. Принимая нижнюю границу зоны уплотнения прямоугольной формы равной 300, 200 и 100 км, получим избыточную плотность подкорового вещества  $+0,6$ ,  $+0,1$  и  $+0,26 \text{ г/см}^3$ . Соответственно этому гравитационный эффект зоны уплотнения окажется равным примерно  $+250$ ,  $+370$  и  $+500 \text{ мгл}$ .

Как показано выше, аномалия такой или даже меньшей величины в действительности не наблюдается, а зона уплотнения не обнаруживается вообще. Таким образом, схема С. И. Субботина в применении к образованию Курильской котловины является нереальной. По существу, она не реальна также и для впадины Черного моря, где использовалась для объяснения предполагаемого недавнего погружения этого района. Количественные расчеты (Балавадзе, 1966; Лебедев, Болюбах, 1966) дают основание полагать, что гравитационные аномалии впадины Черного моря полностью объясняются изменением мощности земной коры и составляющих ее слоев, т. е. ожидаемые значительные неоднородности подкорового слоя здесь отсутствуют.

Заканчивая рассмотрение этой гипотезы, вызвавшей справедливую критику (Артемьев, 1966), следует сделать некоторые замечания и в отношении другого допущения о переработке земной коры и последующего ее опускания в результате утяжеления, которое иногда связывается с процессами метасоматоза (Тихомиров, 1963). Возможность подобных процессов в масштабах, требуемых для переработки земной коры, кажется сомнительной. К тому же сами процессы не объясняют отсутствия кислого материала, который должен выделяться при этом из земной коры. Если же не принимать во внимание все эти обстоятельства, то для Курильской котловины можно получить удовлетворительное согласо-

ние расчетных и наблюдаемых гравитационных аномалий. Однако в других сходных случаях, например для Черного моря (Субботин и др., 1964), видно, что простое преобразование коры из континентальной в субокеаническую и погружение последней должно было привести к отрицательным аномалиям, в связи с чем и было выдвинуто предположение об уплотнении подкорового слоя.

Предположение о постепенном превращении океанической коры в субокеаническую можно проверить таким же образом. В качестве исходного примем разрез коры океанического типа. Тогда увеличение мощности коры в Курильской котловине на 3 км при избыточной плотности на ее подошве 0,4 г/см<sup>3</sup> даст аномалию —50 мгл. Соответствующее прогибание «базальтового» слоя и замещение его места осадками при избыточной плотности между ними, равной 0,5 г/см<sup>3</sup>, вызовет аномалию —63 мгл. Накопление осадков мощностью 2 км выше уровня океанического дна создаст аномалию +115 мгл (избыточная плотность равна разности между плотностью осадков и воды). Отсюда суммарная аномалия силы тяжести будет близка к нулю.

Полученный результат свидетельствует о том, что опускание коры участка глубоководной впадины Охотского моря хорошо объясняется влиянием нагрузки осадочного слоя. Сохранение изостатического равновесия при накоплении осадков в этом случае определяется формулой

(Магницкий, 1965; стр. 243): 
$$h = \frac{\delta_0 - \delta_1}{\delta_0 - \delta} H_0,$$
 где  $h$  — мощность осадков;

$H_0$  — глубина водного слоя, замещенного осадками;  $\delta_0$ ,  $\sigma$  и  $\sigma_1$ , — соответственно плотность подкорового слоя, осадков и воды. Поскольку «базальтовый» слой имеет постоянную мощность и плотность, то он из расчетов исключается. Подставляя в формулу значения плотности (см. рис. 2) и принимая во внимание, что осадки заместили водный слой глубиной около 2 км, получим мощность осадков, необходимую для сохранения изостатического равновесия, равную 5 км, т. е. то, что и наблюдается в действительности. Для полного заполнения впадины осадками с плотностью 2,4 г/см<sup>3</sup> потребовалось бы накопление осадочного слоя мощностью около 13 км. Поскольку плотность осадков будет увеличиваться вместе с увеличением их мощности (по крайней мере в нижней части разреза), то в действительности для заполнения впадины потребуется осадочный слой мощностью 15—20 км, а возможно, и более.

Возвращаясь к оценке возможных процессов опускания и эволюции земной коры Курильской котловины, нетрудно заметить, что в свете рассмотренных данных различные варианты переработки коры выглядят нереальными. Прогибание впадины несомненно связано в основном лишь с нагрузкой накопившихся осадков, и никогда прежде этот район не мог являться сушей. А если колебания уровня океана не превышали 200 м (Менард, 1966), то глубины моря не могли быть меньше 3000 м.

Существование стабильных в тектоническом отношении реликтовых бассейнов, подобных Курильской впадине, является, по всей видимости, одной из сравнительно широко распространенных особенностей развития и эволюции земной коры — превращения ее из океанической в субокеаническую. Например, сходные условия существуют в Беринговом море. Как полагает Шор (Shor, 1964), Берингово море первоначально имело такую же структуру, как и Тихоокеанский бассейн, но впоследствии образование Алеутского хребта преградило путь осадкам, двигавшимся на юг, а их большая мощность (около 4 км) обусловила прогибание океанического дна. Менард (Menard, 1966) называет такие участки «небольшими океаническими бассейнами». Сейсмические данные, полученные в Охотском и Беринговом морях, Мексиканском заливе и в западной части Средиземного моря, показывают хорошую корреляцию между возрастанием мощности осадков, уменьшением глубины воды и

возрастанием глубины до границы Мохоровичича. Все это, по мнению Менарда, свидетельствует о том, что осадки отлагаются на океанической коре, и если седиментация будет продолжаться, то эти бассейны станут, очевидно, континентами.

Вопрос о происхождении Курильской котловины имеет, по существу, принципиальное значение при обсуждении природы образования и причин вертикальных тектонических движений Курильской островной дуги.

В самом деле, если Курильская котловина является реликтом океана, то естественно рассматривать Курильские острова как новообразование, как вулканическую гряду, возникшую на океанической коре. Это обстоятельство позволяет прийти к заключению о постепенном развитии Курильской островной дуги. Возможный механизм роста островов при этом можно связывать как с поступлением магмы в земную кору и увеличением за счет этого мощности ее внутренних слоев подобно схеме Нейаду (Hayndu, 1962), так и с извержением магматических расплавов на поверхности. Возникновение же самих островных дуг, как и вулканических групп в океанах, по-видимому, обязано наличию крупных разломов в земной коре и верхней мантии (Менард, 1966; Сычев, 1966).

Однако эти общие положения не дают ответа на основной вопрос о причинах резкого нарушения изостазии рассматриваемого района и продолжающихся вертикальных движениях, вызывающих это явление. Существование неоднородностей в физических свойствах мантии и корреляция последних с положительными и отрицательными вертикальными движениями позволяет полагать, что причинами последних являются не столько явления, связанные с увеличением мощности земной коры, сколько процессы, протекающие в подкоровом слое. В случае однородности подкорового слоя следовало бы ожидать, что увеличение общей мощности коры в районе островов должно было бы компенсироваться их прогибанием под влиянием изостатической нагрузки. На самом же деле величина нагрузки столба земной коры и верхней мантии при этом предположении составляет в районе южной группы Курильских островов более  $320 \text{ кг/мм}^2$  (см. рис. 2), т. е. превышает нормальную примерно на  $4 \text{ кг/мм}^2$ . Наоборот, западный склон Курило-Камчатского желоба характеризуется нагрузкой, которая меньше нормальной почти на  $10 \text{ кг/мм}^2$ . Вместе с тем, если допустить разуплотнение подкорового слоя примерно на  $0,05 \text{ г/см}^3$  до глубины  $100 \text{ км}$ , о чем упоминалось выше, то давление на поверхность компенсации окажется близким к нормальному. Аналогичный результат получается, если допустить уплотнение подкорового слоя до тех же глубин на  $0,1—0,15 \text{ г/см}^3$  под западным склоном Курило-Камчатского желоба.

Таким образом, систему земная кора — верхняя мантия до глубин около  $100 \text{ км}$  следует рассматривать в этих случаях, вероятно, как единое целое, и современные изостатические теории, которые исходят из модели «плавающей» земной коры на более вязком однородном субстрате, слишком упрощены и не дают правильного представления о распределении давления на сравнительно небольших глубинах.

Взяв за основу данные о плотностных неоднородностях подкорового слоя, можно проанализировать характер процессов, протекающих в верхней мантии, с которыми связаны вертикальные движения земной коры. Проверка различных предположений может быть сделана, как и ранее, на основании подбора величины поднятия и прогибания земной коры в этом районе. Амплитуду положительных вертикальных движений определить трудно, поэтому лучше воспользоваться данными о величине прогибания западного склона Курило-Камчатского желоба в его южной части. Если исходить из положения о существовании здесь в прошлом суши, то величина прогиба составит около  $10 \text{ км}$  (глубина океана в среднем  $5 \text{ км}$ , неуплотненные осадки достигают мощности  $5—6 \text{ км}$ ). Предположение об образовании этой структуры на океаническом дне

требует допустить прогибание до 20—25 км (мощность земной коры, включая слой воды, составляет 30—35 км). При опускании рассматриваемой зоны на 10 км в результате непосредственного сжатия подкорового вещества до глубины 100 км последнее должно уплотниться на 0,5—0,6 г/см<sup>3</sup> по сравнению с нормальным значением. Учитывая небольшие поперечные размеры зоны, не превышающие 100 км, большую глубину уплотнения допустить трудно. Для второго случая степень уплотнения увеличится почти до 2,0 г/см<sup>3</sup>.

Как показывают расчеты (Фотиади и др., 1965), на самом деле возможная степень уплотнения не превышает 0,1—0,15 г/см<sup>3</sup>, а в ряде случаев наблюдаемое распределение гравитационных аномалий удается объяснить лишь влиянием земной коры. Отсюда ясно, что непосредственное сжатие не объясняет динамику процессов, протекающих в подкоровом слое. С другой стороны, также трудно объяснить образование прогибов и поднятий с каким-либо перетеканием подкоровых масс. Столкнувшись с подобными противоречиями, Е. Н. Люстих и В. А. Магницкий (1963) вынуждены были предположить, что наряду с перетеканием глубинного вещества в нем частично происходят также процессы сжатия и разуплотнения. Механизм таких процессов объяснить чрезвычайно трудно, поскольку сжатие должно вызывать не отток из-под впадин, а приток вещества к этим зонам. Взаимосвязь между положительными и отрицательными движениями коры указывает на то, что механизм подкорового процесса, происходящий при этом, является общим. В связи с этим предполагается, что наиболее вероятным процессом может быть не перетекание глубинного вещества, а отток наиболее легких его компонентов из-под впадин к поднятиям и за счет этого увеличение плотности подкорового вещества под прогибами и уменьшение под поднятиями (Сычев, 1966). Исходя из этого положения, рассмотрим упрощенную модель верхней мантии, состоящей из двух вертикальных блоков высотой 100 км, которые имеют первоначальную плотность 3,3 г/см<sup>3</sup>.

При оттоке материала основного состава с плотностью 2,8—2,9 г/см<sup>3</sup> из одного блока в другой будет происходить уплотнение первого из них в разуплотнение второго. При этом уменьшение объема первого блока будет сопровождаться прогибанием земной коры, а увеличение второго — поднятием. Уменьшение высоты первого блока в результате потери легких компонентов на 10 км приведет к его уплотнению на 0,05—0,07 г/см<sup>3</sup>. Уменьшение высоты блока на 25 км и соответствующее прогибание при прочих равных условиях приведет к уплотнению на 0,1—0,15 г/см<sup>3</sup>. Последние величины уплотнения подкорового вещества очень близки к тем, которые были приведены ранее, что подтверждает сделанные предположения о характере подкоровых процессов. Учитывая то, что в рассматриваемом примере прогибание на 25 км является максимально возможным, а также и то, что дифференциаты подкорового вещества могут иметь различную плотность и мигрировать с самых различных глубин, в реальных условиях уплотнение верхней мантии может и не быть так резко выражено. Цель приведенных выше расчетов состоит лишь в том, чтобы показать принципиальную возможность и вероятность процесса дифференциации вещества мантии, который объясняет не только аномальные плотности в верхней мантии, но и морфологические особенности земной коры этого региона, а также другие явления. Следует добавить, что до некоторой степени сходный механизм подкоровых процессов был предложен ранее Е. Н. Люстихом (1955) при анализе аномалий силы тяжести островных дуг. В известной мере предложенный процесс согласуется также с гипотезой «зонной плавки» А. П. Виноградова (1959, 1962).

Итак, в свете изложенных данных вертикальные движения земной коры в районе Курильских островов являются результатом взаимодействия двух вертикальных, но противоположно направленных сил: поло-

жительных, связанных в основном с разуплотнением и увеличением объема вещества верхней мантии в результате притока легких компонентов, и отрицательных, которые обусловлены стремлением к изостатическому равновесию в связи с поступлением продуктов магматизма в земную кору и на поверхность. Совокупность этих процессов приведет к весьма сложным вертикальным и тангенциальным движениям отдельных горизонтов земной коры или отдельных ее участков. Так, внедрение дифференциатов подкорового вещества в земную кору в виде интрузивов должно вызвать положительные вертикальные движения верхней части, прогибание нижней части земной коры и образование подобия «корней гор». Смещение глубинных разломов в плане может еще более усложнить общую картину. Последовательность же процессов на ранней стадии дифференциации подкорового вещества и развития земной коры может быть представлена следующей схемой.

Скопление легких компонентов в зоне разлома в верхней мантии района Курильских островов приведет к постепенному воздыманию земной коры. На определенном этапе легкие дифференциаты проникнут в земную кору и на ее поверхность, что вызовет активные вулканические процессы. Если они будут протекать достаточно активно, то увеличение мощности земной коры должно привести к тому, что одновременно с началом вулканической деятельности или несколько позднее земная кора начнет прогибаться, способствуя накоплению изверженных пород, и продуктов их разрушения. После разрядки напряженного состояния земной коры и верхней мантии продолжающаяся дифференциация подкорового вещества может вновь привести к образованию поднятия и новому этапу вулканической или интрузивной деятельности. Таким образом, цикл поднятия — опускание может повториться снова. Вследствие самого характера процесса дифференциации некоторые участки будут характеризоваться преимущественно отрицательными движениями, чем можно объяснить возникновение и продолжающееся развитие Курило-Камчатского желоба.

По-видимому, сходный характер процессов был свойствен раньше и Сахалину. В настоящее же время положительные вертикальные движения на Сахалине можно объяснить поступлением в земную кору продуктов продолжающейся дифференциации подкорового вещества.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение причин вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану приводит к заключению, что они вызваны различными факторами. В одних случаях это — нагрузка накапливающихся осадков и вызываемое ею прогибание отдельных участков; в других — дифференциация подкорового вещества и связанные с ней процессы, которые в конечном счете определяют всю совокупность колебательных движений земной коры. Несмотря на различие процессов, в целом, если учесть неоднородности подкорового вещества для блоков земной коры и верхней мантии примерно до глубин 100 км, везде, по-видимому, сохраняется условие изостазии. В связи с этим кажется, что ведущим фактором, обуславливающим подкоровые процессы, является гравитационная дифференциация вещества верхней мантии.

Изложенные соображения о характере подкоровых процессов носят предварительный характер, поскольку они основаны преимущественно лишь на гравиметрических данных. Хотя последние и получают удовлетворительное объяснение, возникает ряд других вопросов, которые требуют своего решения. Например, неясно, в силу каких причин миграция легких компонентов идет только с восточной стороны от Курильских островов, а не развивается по отношению к ним симметрично. Неясны также причины и характер глубинных разломов и т. п. Возможно, что предла-

гаемый механизм подкорковых процессов является лишь следствием другого более общего явления, либо не учтены некоторые явления. Можно лишь надеяться, что накопление новых данных позволит решить эти вопросы более определенно.

### Литература

- А ж г и р е й Г. Д. О главных типах тектонических движений земной коры. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- А р т е м ь е в М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. Изд-во «Наука», 1966.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С., М е н н е р В. В., П а в л о в с к и й Е. В., Х е р а с к о в Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Б а л а в а д з е Б. К. Геофизическое исследование строения земной коры бассейна Черного моря. В кн. «Глубинное строение Кавказа», Изд-во «Наука», 1966.
- Б е л о у с о в В. В., Р у д и ч Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Б о р и с о в А. А. Аномалии силы тяжести горных областей. Прикл. геофизика, вып. 21, Гостоптехиздат, 1958.
- В а с и л ь к о в с к и й Н. П. О направленности геологических процессов в истории Земли. Геол. и геофиз., № 11, 1962.
- В а с и л ь к о в с к и й Н. П. К проблеме островных дуг. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд-во АН СССР, 1963.
- В и н о г р а д о в А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- В и н о г р а д о в А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- В о л ь в о в с к и й И. С., Р ь а б о й В. З., Ш р а й б м а н В. И. О природе региональных гравитационных аномалий. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1962.
- Г а й н а н о в А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, т. XII, 1955.
- Г а й н а н о в А. Г. О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана. В сб. «Морские гравиметрические исследования», вып. 2, Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Г а й н а н о в А. Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным. В сб. «Геофизические исследования», № 1, Изд-во Моск. ун-та, 1964.
- Г а й н а н о в А. Г., У ш а к о в С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.
- Г у р а р и й Г. З., С о л о в ь е в а И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд-во АН СССР, 1963.
- З в е р е в С. М., Т у л и н а Ю. В., Л и в ш и ц М. Х., Т р е с к о в а Ю. А. Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Тезисы докладов на выездной сессии ОНЗ АН СССР на Дальнем Востоке, Изд-во «Наука», 1965.
- К а н а е в В. Ф. Новейшие вертикальные движения на дне дальневосточных морей. Океанология, т. III, вып. 4, 1963.
- К о с м и н с к а я И. П., З в е р е в С. М., В е й ц м а н П. С., Т у л и н а Ю. В. Общие черты строения земной коры переходной зоны. В кн. «Строение земной коры в области перехода от азиатского континента к Тихому океану». Изд-во «Наука», 1964.
- Л е б е д е в Т. С., Б о л ю б а х К. А. Строение земной коры горного Крыма и впадины Черного моря по данным гравиметрических исследований. В кн. «Глубинное строение Кавказа», Изд-во «Наука», 1966.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Введение в петрологию. Научно-химико-техн. изд-во, Пг., 1923.
- Л и в ш и ц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. Геол. и геофиз., № 1, 1965.
- Л ю с т и х Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Л ю с т и х Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг. Тр. геофиз. ин-та, № 26 (153), Изд-во АН СССР, 1955.
- Л ю с т и х Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. Тр. геофиз. ин-та, № 38 (165). Изд-во АН СССР, 1957.
- Л ю с т и х Е. Н., М а г н и ц к и й В. А. Вертикальные движения земной коры, изменение гравитационного поля во времени и перемещение подкорковых масс. В кн. «Современные движения земной коры», Изд-во АН СССР, 1963.
- М а г н и ц к и й В. А. О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной

- кору и подкоровом слое. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 23 (2), 1948.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов. В сб. «Современный вулканизм» (Тр. Второго Всес. вулканол. совещ.), т. 1, Изд-во «Наука», 1966.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды. Геол. и геофиз., № 5, 1964.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Рудич Е. М. Современные движения Сахалина. Докл. АН СССР, т. 141, № 2, 1961.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от азиатского континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Субботин С. И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 4, 1955.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры, Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964.
- Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», 1966.
- Сычев П. М., Парвайянен А. Э. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине. Геол. и геофиз. № 6, 1963.
- Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. Докл. АН СССР, т. 151, № 5, 1963.
- Умбров Дж. Островные дуги. В кн. «Островные дуги». Изд-во иностр. лит., 1952.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 6, 1963.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1963.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. Геол. и геофиз., № 10, 1965.
- Фотиади Э. Э., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сычев П. М., Тараканов Р. З., Тарасенко Т. В., Ту'езов И. К., Шварц Я. Б., Штейнберг Г. С. Геофизическое изучение глубинного строения зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану на Востоке СССР. Тезисы докладов выездной сессии на Дальнем Востоке СССР, Изд-во «Наука», 1965.
- Cook K. L., Gray R. C., Costain J. K. Crustal and Upper Mantle Structure from the Nevada Test Site Area to the Colorado-Kansas Border as Determined by a Gravity Profile. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 47, No. 1, 1966.
- Heiskanen W. The gravity anomalies on the Japanese Islands and in the waters east of them. Helsinki, 1945.
- Inoue E. Land deformation in Japan. Bull. Geograph. Surv. Inst. v. VI. part 2—3, 1960.
- Menard H. W. Small Oceanic Basins and Continental Growth (Abstract). Trans. Amer. Geophys. Union, v. 47, No. 1, 1966.
- Nayudu Y. R. A new hypothesis for origin of Guyots and Seamount terraces. The Crust of Pacific Basin, Geophys. Monograph. Number 6, Amer. Geophys. Union, 1962.
- Shor G. G. Jr. Structure of the Bering sea and the Aleutian Ridge. Marine Geology, v. 1, No. 3, 1964.

Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский  
институт СО АН СССР

Статья поступила  
24 апреля 1967 г.

УДК 551.24

И. Г. КЛУШИН, В. Д. НАЛИВКИН, Н. В. ШАБЛИНСКАЯ  
**О ВОЗМОЖНЫХ ГЛУБИНАХ КОРНЕЙ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР**

Расчеты возможных глубин начала структурообразования, основанные на теории деформации, сопоставлены с данными глубинного сейсмозондирования и с результатами анализа гравитационных и магнитных аномалий платформенных структур. Данные о глубинах корней крупнейших, крупных и средних структур, даваемые этими тремя методами, не противоречат друг другу. Корни крупнейших структур скорее всего находятся внутри верхней мантии, но выше пластичного слоя, располагающегося под материками на глубинах 120—275 км, что допускает возможность длительного унаследованного развития структур при относительном горизонтальном смещении крупных геотектонических этажей. Корни крупных структур приурочены, по-видимому, к зоне, тяготеющей к поверхности Мохоровичича. Корни плитативных структур средних размеров связаны, видимо, с тектоническими процессами, протекающими внутри земной коры и, скорее, внутри «гранитно-метаморфического» слоя. Для дизъюнктивных структур средних размеров точки приложения сил располагаются в самой верхней части фундамента, однако относительные перемещения вдоль разломов прослеживаются на значительную глубину.

Многие исследователи связывали размеры структур с глубиной их заложения. Чем крупнее структуры, тем глубже должны находиться их корни. Это положение достаточно очевидно для большинства структур. Нельзя ли в какой-то мере обосновать его и оценить глубины корней для структур различных размеров? К решению этой задачи можно подойти тремя путями:

- 1) путем анализа характера деформаций толщи горных пород и оценки структурообразующих напряжений;
- 2) путем вычисления глубины источников геофизических аномалий, надежно связанных с платформенными структурами;
- 3) путем сопоставления структур платформенного чехла с формой поверхностей Конрада и Мохоровичича в тех случаях, когда имеются материалы глубинных сейсмических исследований.

1. Анализ характера деформации проведен с помощью сопоставления длины, ширины, амплитуды и дизъюнктивности платформенных структур и поисков между ними зависимостей. Для этого анализа были взяты крупнейшие, крупные и средние структуры, как на древних, так и на молодых плитах. Общее число учтенных структур—340. Распределение их по размерам и плитам приведено в табл. 1.

Для преимущественно дизъюнктивных крупнейших структур, равно-великих антеклизам и синеклизам, а также для дизъюнктивных и удлиненных крупных структур анализ провести не удалось, так как число их невелико (не превышает 10 отдельно для древних и молодых плит).

Поперечник, длина и амплитуда замерялись на всех структурах в пределах указанных областей, изученных бурением или сейсморазведкой. Горизонтальные размеры и амплитуды измерялись в пределах контуров, проводимых с применением различных приемов, в зависимости от особенностей структур. Если структура располагается на достаточно ров-

Таблица 1

Размеры	Тип структур	Плиты					
		древние			молодые		
		Русская	Северо-Американская	всего	Западно-Сибирская	Турано-Скифская	всего
Крупнейшие	Антеклизы Синеклизы	7	7	14	9	7	16
Крупные	Своды Впадины	11	20	31	21	10	31
Средние	Дизъюнктивные валы и депрессии	31	7	38	13	27	40
	Пликативные валы и депрессии	2	8	10	32	10	42
	Куполовидные поднятия и котловины	6	4	10	26	12	38

ном фоне, близком к горизонтальному, то границы проводились по последней замкнутой изогипсе. Если структура располагается на моноклинали, то границы проводились по началу изгиба изогипс, оконтуривающих структуру, и переходили последовательно с одной изогипсы на другую. Если структура отделяется от смежной с ней структуры другого знака (сопряженные антиклиналь и синклиналь) ровной моноклиной, то граница между ними проводилась по средней части моноклинали. Наконец, если между смежными структурами располагается флексура или разрыв, то граница проводилась по этой флексуре или разрыву. Амплитуда измерялась от контура до экстремальной точки структуры. Однако амплитуды локальных структур третьего порядка, расположенных на измеряемой структуре, не учитывались. За высшую или низшую точку бралось основание локальных структур.

Разделение дизъюнктивных и пликативных структур также требует количественной оценки, так как не существует дизъюнктивных структур без элементов пликативности. С другой стороны, пликативные структуры нередко осложнены мелкими разрывами, не влияющими существенно на форму структур. К дизъюнктивным структурам условно отнесены те, у которых величина смещения по разломам (хотя бы по одному крылу) составляет большую часть амплитуды.

Рис. 1 показывает, что непосредственное сопоставление параметров структур не дает представления о характере их взаимных связей. Визуальный анализ может установить при значительном разбросе точек только самые общие черты. Так, очевидно, увеличению поперечных размеров в целом соответствует возрастание амплитуды и протяженности структур.

Более тонкие детали зависимостей между параметрами позволила найти статистическая обработка исходных материалов. Такая обработка была предпринята для выяснения главным образом зависимости амплитуды структур от их поперечных размеров. Зависимость амплитуды от протяженности структур менее явная, а связь амплитуды с площадью косвенно повторяет связь амплитуды с шириной структур.

Обработка данных выполнена по следующей схеме. Структуры одного типа, имеющие примерно одинаковую амплитуду, объединены в груп-

пы. Для каждой группы вычислены среднеарифметические значения сопоставляемых параметров и стандартное отклонение усредненных значений. Порядок расчетов показывают табл. 2 и формулы (1), (2).

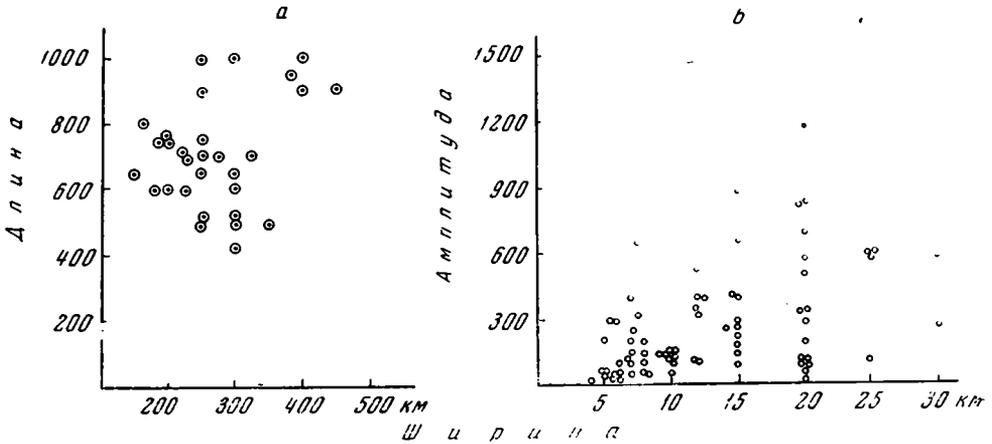


Рис. 1. Примеры сопоставления параметров структур:

*a* — соотношение длины и ширины антеклиз и синеклиз, *b* — соотношение амплитуды и ширины дизъюнктивных валов и депрессий.

Число  $n$  структур, объединяемых в группы для получения одной точки графика  $a=f(l)$ , составляет 10—15. Это означает, что статистическая

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i; \quad \bar{l} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n l_i \quad (1)$$

$$\delta_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})^2}{n(n-1)}}; \quad \delta_l = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (l_i - \bar{l})^2}{n(n-1)}} \quad (2)$$

обработка уменьшает разброс точек в 3—4 раза. Графики  $a=f(l)$ , построенные по усредненным значениям, показали явную зависимость амплитуды от ширины, причем с несомненными признаками нелиней-

Таблица 2

№ п.п.	1	2	3	...	$n$		
Амплитуда	$a_1$	$a_2$	$a_3$	...	$a_n$	$\sum_{i=1}^n a_i$	$\bar{a}$
Ширина	$l_1$	$l_2$	$l_3$	...	$l_n$	$\sum_{i=1}^n l_i$	$\bar{l}$

ности этой зависимости (рис. 2). При изображении графиков амплитуд в функции от квадрата поперечных размеров наблюдается очевидное упрощение зависимостей, последние приобретают линейный характер. На рис. 3 построен в качестве примера график  $a=f(l^2)$  для дизъюнктивных валов и депрессий.

Наряду с наиболее вероятными значениями, которые отмечены точками, на рис. 2 и 3 указаны возможные пределы изменения сопоставляемых величин.

Материалы статистической обработки показали, что в первом приближении графики  $a=f(l)$  имеют вид

$$a_i = c_i l^2, \quad (3)$$

где  $C_i$  — некоторые постоянные,  $i$  — тип структур.

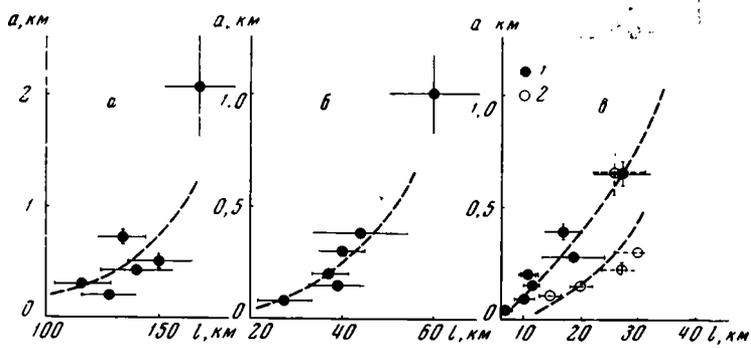


Рис. 2. Зависимость амплитуды структур от поперечных размеров, установленная после статистической обработки данных:

*a* — своды и впадины, *б* — купола и мульды, *в* — валы и депрессии. 1 — дизъюнктивные и 2 — пликативные структуры

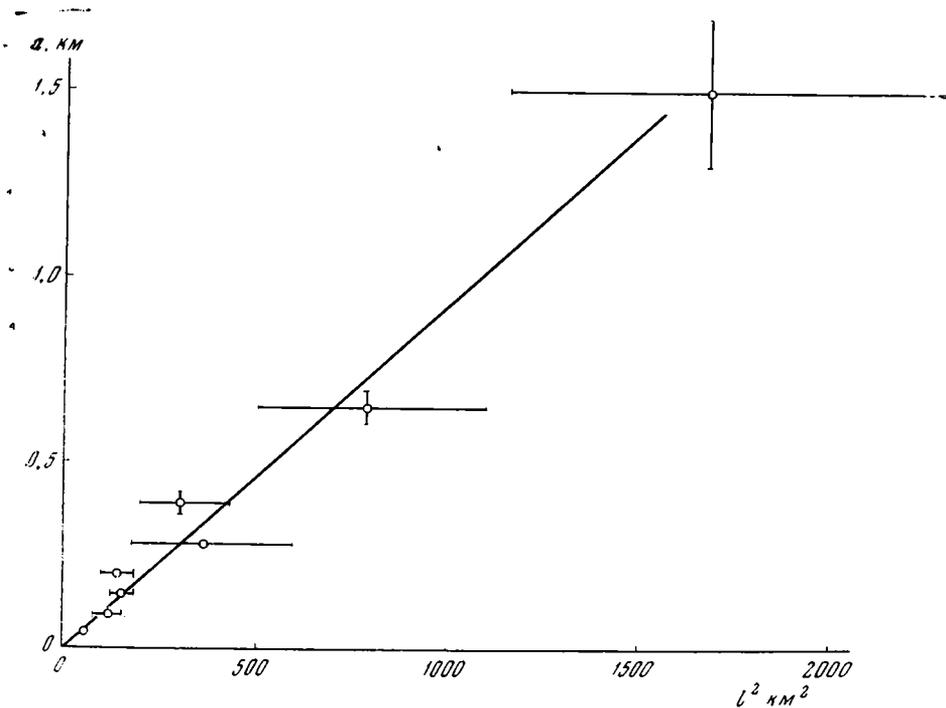


Рис. 3. Зависимость амплитуды дизъюнктивных валов и депрессий от квадрата ширины

Для объяснения формулы (3), установленной эмпирически при рассмотрении платформенных структур на основании большого числа фактических данных, обратимся к теоретической механике (Безухов, 1961). Теория деформации плит небольшой и средней толщины показывает,

что в случае выполнения закона Гука максимальная амплитуда прогиба пропорциональна квадрату ширины. Так, в случае пластины эллиптической формы (рис. 4), защемленной по краям и равномерно нагруженной по всей поверхности, искомая амплитуда прогибания определяется формулой:

$$a(l) = \frac{Pl^2(1-\mu^2)}{Eh^3\pi k \left(1 + \frac{2}{3k^2} + \frac{1}{k^4}\right)}, \quad (4)$$

где  $P$  — сила, кг;  $l$  — ширина, см;  $h$  — толщина, см;  $E$  — модуль упругости, кг/см<sup>2</sup>;  $k$  — отношение длины к ширине;  $\mu$  — коэффициент Пуассона ( $\mu \approx 0,25$ ).

Аналитическое выражение, обобщающее с достаточной для наших целей точностью формулы для определения максимальной деформации пластин различной формы, по-разному закрепленных и нагруженных (Безухов, 1961; Эберт, 1963), имеет вид

$$a(l) \approx 0,015 BCD \frac{P}{Eh^3} l^2, \quad (5)$$

где  $B$  — коэффициент, учитывающий вид нагрузки ( $B=1$  при равномерно распределенной нагрузке,  $B=4 \pm 1,5$  при нагрузке, сосредоточенной в центре пластины);  $C$  — коэффициент, учитывающий способ закрепления ( $C=1$  в случае защемленных краев,  $C=5 \pm 1$  при свободно опирающихся краях,  $C=2$  при одном защемленном и одном свободно опирающемся крае);  $D$  — коэффициент, учитывающий соотношение длины и ширины пластины (при  $k=1; 1,5; 2; 3; 5; 10$ ;  $D(k)=1; 0,8 \pm 0,1; 0,7 \pm 0,2; 0,6 \pm 0,2; 0,35 \pm 0,15; 0,3 \pm 0,15$ ).

Пластина эллиптической формы, первоначально горизонтальная, а в дальнейшем прогнувшаяся вверх или вниз, может быть приемлемой моделью таких структур, как антеклизы и синеклизы, купола и мульды, а в некоторых случаях — моделью сводов и впадин. Защемление пластины по краям означает, что кривизна и наклон поверхности по мере перехода от центра к краям изменяются постепенно, без скачков. В случае свободно опирающейся пластины наклон и кривизна поверхности в краевой части изменяются скачком. Платформенные своды и впадины обычно ограничены тектоническими нарушениями. Поэтому при рассмотрении этих структур с точки зрения интересующих нас соотношений необходимо в формуле (5) учесть величину коэффициента  $C$ .

Пликативные валы и депрессии с известной мерой подобия могут рассматриваться как пластины большой протяженности, причем края пластины можно считать закрепленными. В случае дизъюнктивных валов и депрессий, которые обычно асимметричны, более реально один край полагать защемленным, другой — свободно опирающимся.

Наибольшее сомнение в правомерности использования формулы (5) для объяснения соотношения (3) вызывает то, что платформенные структуры развиваются в течение длительного времени, измеряемого десятками и сотнями миллионов лет. Наблюдаемые в настоящее время структуры являются следствием напряжений, действовавших в далеком прошлом. Это дает основание полагать, что в данном случае следует использовать не уравнение Гука для упругого тела,

$$\sigma = E\varepsilon, \quad (6)$$

и вытекающие из него формулы (4) и (5), а уравнение Максвелла для упруго-вязкого тела, способного к релаксации напряжений

$$\sigma(t) + T \frac{d\sigma(t)}{dt} = ET \frac{d\varepsilon(t)}{dt}, \quad (7)$$

где  $\sigma$  — напряжение,  $\varepsilon$  — деформация,  $E$  — модуль упругой деформации,  $T$  — время релаксации,  $t$  — время.

Можно показать, что при известных условиях использование уравнения (7) приводит к тем же результатам, что и уравнение (6), если вместо переменного во времени напряжения  $\sigma(t)$  рассматривать интегральную величину

$$\frac{1}{T} \int_0^t \sigma(t) dt, \quad (8)$$

которая будет играть ту же роль, что и  $\sigma$  в уравнении Гука. Для простоты выкладок рассмотрим одномерную деформацию. Отсчет времени  $t$  будем вести с момента возникновения деформации и условимся, что по истечении большого промежутка времени рост деформации стал незначительным, практически прекратился. При этих условиях изменение деформации во времени удобно аппроксимировать функцией

$$\varepsilon(t) = \tilde{\varepsilon} [1 - e^{-\frac{t}{q}}], \quad (9)$$

где  $q$  — некоторая постоянная, имеющая размерность времени, от которой зависит скорость деформации, а  $\tilde{\varepsilon}$  — амплитуда деформации при  $t \rightarrow \infty$ . Что касается напряжения, то естественно положить, что оно отсутствует в начальный момент, когда отсутствует деформация, а также спустя длительное время после того, как деформация в основном определилась.

Итак, найдем решение уравнения (7), т. е.  $\sigma(t)$  при условии, что

$$\sigma(0) = 0; \quad \sigma(\infty) = 0; \quad \varepsilon(0) = 0; \quad \varepsilon(\infty) = \tilde{\varepsilon}. \quad (10)$$

Уравнение Максвелла (7) — линейное неоднородное дифференциальное уравнение. Его решение находится в соответствии с известным правилом (Матвеев, 1955) и выражается формулой

$$\begin{aligned} \sigma(t) &= \exp\left(-\int_0^t \frac{1}{T} dt\right) \left[ \sigma(0) + \int_0^t \left(E \frac{d\varepsilon(t)}{dt}\right) \exp\left(\int_0^t \frac{1}{T} dt\right) dt \right] = \\ &= E \tilde{\varepsilon} \frac{T}{q-T} \left( e^{-\frac{t}{q}} - e^{-\frac{t}{T}} \right). \end{aligned} \quad (11)$$

Из (11) следует, что для монотонного возрастания деформации достаточно, чтобы напряжения, действовавшие в прошлом, достигли некоторого максимального значения и в дальнейшем убывали. Схематические графики  $\sigma(t)$  и  $\varepsilon(t)$  изображены на рис. 5.

Определим интегральный эффект напряжения  $\sigma(t)$  за промежуток времени, гораздо больший, чем время релаксации  $T$  и время, в течение которого в основном определилась деформация. С этой целью вычислим

$$\int_0^t \sigma(t) dt \quad (12)$$

и положим  $t \gg T, q$ .

$$\int_0^t \sigma(t) dt = E \tilde{\varepsilon} \frac{T}{q-T} \int_0^t (e^{-\frac{t}{q}} - e^{-\frac{t}{T}}) dt = E \tilde{\varepsilon} \frac{T}{q-T} [q - T + qe^{-\frac{t}{q}} - Te^{-\frac{t}{T}}] \simeq E \tilde{\varepsilon} T. \quad (13)$$

Сопоставляя равенства (13) и (6)

$$\frac{1}{T} \int_0^t \sigma(t) dt \simeq E \tilde{\varepsilon}, \quad (13)$$

$$\sigma = E \varepsilon, \quad (6)$$

убеждаемся, что закон Гука формально может быть использован для объяснения наблюдаемых деформаций, если вместо напряжения в данный момент рассматривать некоторое усредненное значение напряжений, которые были в прошлом. Это означает, что формулы (4) и (5) могут быть с известной оговоркой сопоставлены с эмпирически установленной зависимостью (3).

Очевидно, коэффициенты  $C_i$  приобретают особый смысл, так как им может быть поставлен в соответствие множитель при  $l^2$  в формуле (5)

$$C_i \simeq 0,015 BCD \frac{P}{Eh^3}, \quad (14)$$

Правомерность такого сопоставления подтверждается и практически. Рассматривая графики  $a=f(l)$  для дизъюнктивных и пликативных валов и депрессий, построенные на рис. 2,

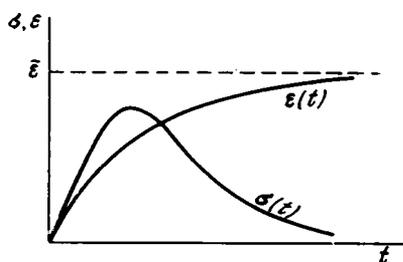


Рис. 5. Схематические графики изменения со временем деформации  $\varepsilon(t)$  и напряжения  $\sigma(t)$ .

можно установить, что амплитуды дизъюнктивных валов и депрессий при прочих равных условиях несколько более чем в два раза превосходят амплитуды пликативных валов и депрессий. Это различие почти полностью объясняется различием коэффициента  $C$ , учитывающего способ закрепления и равного 1 в случае защемленных краев, 2—при одном защемленном и одном свободно опирающемся крае.

Равенство (14) может быть использовано для количественной оценки глубины расположения корней платформенных структур. Чтобы сделать соответствующие расчеты, примем следующую упрощенную модель образования платформенных структур, не очень далекую от реальных условий их генезиса и в то же время позволяющую применить изложенный выше математический аппарат.

Толща горных пород, участвующих в образовании структур данного типа, первоначально залегает горизонтально. Объемные силы разного происхождения (в том числе вес горных пород) находятся в состоянии равновесия. Нижняя граница толщи пород совпадает с фронтом воздействия сил, деформирующих горные породы и образующих структуры. Амплитуда поднятий и прогибов существенно меньше мощности деформируемых пород. Неоднородностью механических свойств последних пренебрегаем и принимаем в расчет некоторые средние величины. Так, например, если период  $T$  релаксации напряжений в деформируемых

породах изменяется с глубиной  $z$  внутри верхнего слоя (1) по закону  $T_1(z)$ , то будем рассматривать среднее значение

$$T_1 = \frac{1}{h} \int_0^h T(z) dz.$$

Аналогично полагаем постоянными свойствами среды (2), поверхность которой совпадает с фронтом структурообразующих сил. Очевидно, нижняя (воздействующая) среда может быть не только более твердой, но и более пластичной по сравнению с верхней (деформируемой) средой. В данном случае существенно лишь то, что нижняя среда путем избыточного (движение вверх) или недостаточного давления воздействует на верхнюю среду. При такой постановке вопроса, видимо, надо полагать, что  $h$  является минимальной глубиной — фронтом воздействия структурообразующих сил, источники которых могут располагаться на более глубоком уровне (рис. 6).

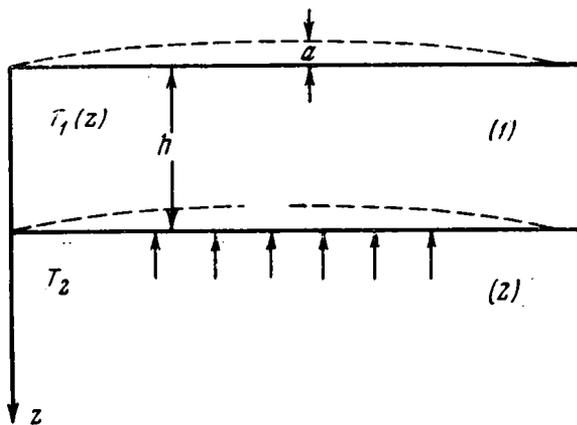


Рис. 6. Воздействующая (2) и деформирующая (1) среды.

Константа  $C_i$ , характерная для структур выбранного типа, определяется многими причинами: величиной структурообразующих сил, свойствами горных пород и толщиной деформируемого слоя. Анализ формулы (14) показывает, что влияние последнего фактора особенно значительно, так как величина  $h$ , стоящая в знаменателе, входит в третьей степени, тогда как все остальные факторы входят в качестве простых множителей. Поэтому при неустойчивой оценке совокупного влияния разных причин, изменяющегося в 8 раз, искомая глубина изменится лишь в 2 раза. Это обстоятельство благоприятствует оценке интересующей нас величины  $h$ .

Чтобы воспользоваться равенством (14) для оценки  $h$ , необходимо задаться значениями  $P$  и  $E$ . В качестве первого приближения примем, что сила распределена равномерно по площади  $S$ .

$$P = pS; \quad p = \text{const} \quad (\text{коэффициент } B = 1). \quad (15)$$

Менее вероятно, однако также должно быть рассмотрено предположение о сосредоточенной нагрузке ( $B = 4 \pm 1,5$ ). Поскольку значения  $P$  неизвестны и, по априорным представлениям, могут изменяться в больших пределах, попытаемся удовлетворить самые разные точки зрения, положив минимальное  $P$  равным изостатически нескомпенсированному давлению слоя горных пород мощностью 0,5 км, а максимальное  $P$  — равным давлению слоя пород мощностью 5 км. При средней плотности пород около 2,6—2,7 г/см<sup>3</sup> получаем:

$$P_{\text{мин}} = 130 \text{ кг/см}^2; \quad P_{\text{макс}} = 1320 \text{ кг/см}^2; \quad P_{\text{ср}} = 700 \text{ кг/см}^2.$$

Реальность принятых значений подкрепляется тем соображением, что нормальные напряжения в горных породах вряд ли могут во много раз отличаться от касательных напряжений. Последние, по оценке

М. В. Гзовского (1964), колеблются от  $750 \text{ кг/см}^2$  на платформах до  $1200 \text{ кг/см}^2$  в наиболее подвижных областях (Памир, Кавказ и т. д.), причем имеются в виду не средние значения, а значения, близкие к верхнему пределу касательных напряжений.

Что касается модуля упругости  $E$ , то при варьировании  $P$ , в больших пределах нет необходимости точно знать  $E$ . Для горных пород литосферы оценка  $E$  колеблется в пределах от  $5 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$  до  $1 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$  (Гутенберг, 1963). Отправные численные данные и результаты расчетов суммированы в табл. 3.

Таблица 3

Тип структур	Константа $C_i$ , $\text{км}^{-1}$	Средняя площадь $S$ , $\text{км}^2$	$C$	$k$	$D(k)$	$B$	Глубина фронта воздействия структуро- образующих сил, км	
							расчетная	наиболее вероятная
Антеклизы и синеклизы	$(1,3 \pm 0,5) \cdot 10^{-5}$	$(2,3 \pm 0,3) \cdot 10^6$	1,0	1,8	0,75	1	$55 \pm 30$ $90 \pm 45$	$70 \pm 40$
Своды и впадины	$(2,7 \pm 0,6) \cdot 10^{-6}$	$(4,0 \pm 0,3) \cdot 10^4$	1,3	2,0	0,7	1 4	$25 \pm 15$ $40 \pm 20$	$30 \pm 20$
Дизъюнктивные валы и депрессии	$(9,3 \pm 0,3) \cdot 10^{-4}$	$(1,0 \pm 0,1) \cdot 10^8$	2,0	11	0,3	1 4	$2 \pm 1$ $3,2 \pm 1,3$	$2,5 \pm 1,2$
Пликативные валы и депрессии	$(4,1 \pm 0,5) \cdot 10^{-4}$	$(2,2 \pm 0,3) \cdot 10^8$	1,0	6	0,35	1 4	$2,9 \pm 1,6$ $4,6 \pm 2,4$	$3,5 \pm 2,0$
Купола и мульды	$(3,1 \pm 0,7) \cdot 10^{-4}$	$(1,8 \pm 0,3) \cdot 10^8$	1,0	1,4	0,9	1 4	$4 \pm 2$ $6,5 \pm 3,5$	$5 \pm 3$

Напомним, что значение коэффициента  $C$ , равное 1, отвечает пликативным структурам (с закрепленными краями); значение, равное 2, соответствует структурам, у которых разрыв проходит по одному крылу, и значение, равное 1,3,—смешанной группе структур, включающей как дизъюнктивные, так и пликативные. Среднее удлинение  $k$  данной группы структур определяет величину коэффициента  $D(k)$ . Коэффициент  $B$  учитывает вид нагрузки (сосредоточенной в центре или равномерно распределенной).

Наконец, последние две графы таблицы 3 содержат основной результат — глубину, на которой проявляются силы, создающие структуры. Глубина отсчитывается от среднего уровня изучаемых геологических границ, подвергшихся деформациям.

2. Сопоставление структур с аномалиями гравитационного и магнитного поля показало, что крупнейшие структуры — антеклизы и синеклизы не отображаются каким-либо четко очерченными аномалиями соответствующей площади. Обычно в пределах контуров структур встречаются аномалии  $\Delta g$  и  $\Delta T$ , разнообразие по форме, знаку и интенсивности. Это означает, по-видимому, что источники большей части геофизических аномалий плит располагаются на более высоких этажах, не влияющих на заложение и развитие крупнейших пликативных структур. Учитывая влияние температуры на магнитные свойства и принимая для кристаллической толщи плит такой же градиент нарастания температуры с глубиной, как и в областях кристаллических щитов (Муромцева, Панасенко, 1963), т. е.  $10-15 \text{ град/км}$ , получаем, что корни антеклиз и синеклиз должны располагаться глубже  $50 \text{ км}$ , поскольку где-то близ этого уровня проходит геозотерма Кюри.

Положение и форма крупных структур более тесно согласуются с расположением аномалий. Так, из 75 крупных структур Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит (своды, впадины, мегавалы, мегапрогибы) 65 структур, т. е. 87%, хорошо отображаются в гравитационных аномалиях (аномалии Буге вычислены при плотности  $= 2,3 \text{ г/см}^3$ ).

Центры структур в 80% случаев совпадают с центрами аномалий. Совпадение контуров структур с контурами аномалий (местами разного знака) часто настолько хорошее, что позволяет считать, что крупные структуры осадочного чехла и приуроченные к ним гравитационные аномалии имеют общую причину.

С учетом того, что поперечные размеры крупных пликативных структур и соответствующих гравитационных аномалий достигают 140—200 км, предельная, т. е. максимально возможная, глубина залегания источников, независимо от их действительной природы, не может быть более 50—70 км. Оценка предельной глубины основана на следующих соотношениях. В двухмерном случае (удлинение  $K = \infty$ ) предельная глубина равна расстоянию, на котором аномалия убывает вдвое сравнительно с максимумом, т. е. глубина составляет  $\sim 1/4$  поперечника аномалии. В случае изометричных аномалий (удлинение  $K = 1$ ) предельная глубина в 1,6 раза больше той величины, которая соответствует  $K = \infty$ . Отсюда для аномалий, связанных с крупными структурами (удлинение  $K = 2$ ), получаем приближенное соотношение: глубина составляет  $\sim 1/3$  поперечника аномалии. Если принять, что рассматриваемые аномалии Буге обусловлены подъемом и погружением гравитационно активных границ раздела, либо постепенным изменением плотности вещества, не согласующимся строго со структурным рельефом глубинных границ, то в соответствии с правилом эквивалентности средняя глубина залегания источников должна быть по крайней мере в 2—3 раза меньше максимально возможной глубины. В этом случае при средней глубине около 25 км диапазон проявления источников аномалий не может быть больше удвоенной величины средней глубины, т. е. не может превышать 50 км.

Положение магнитных аномалий менее четко согласуется с положением крупных структур, однако полосовые аномалии  $\Delta T_a$  нередко очерчивают границы таких структур.

Из средних структур (куполовидные поднятия, котловины, валы, прогибы) 89% структур эпигерцинских плит СССР почти полностью совпадают с аномалиями силы тяжести. Следует отметить, что вытянутые структуры — валы и прогибы часто совпадают не с замкнутыми аномалиями, а с гравитационными ступенями. Такие структуры составляют 47% из числа проявляющихся в аномалиях Буге.

Совпадение контуров структур и контуров магнитных аномалий не типично. Вместе с тем проявляется тенденция к определенному соотношению знака аномалий и структур. Число случаев, когда положительным структурам соответствуют отрицательные аномалии  $\Delta T_a$  либо отрицательным структурам соответствуют положительные аномалии  $\Delta T_a$ , в два раза превосходит число случаев, когда знак аномалий и структур совпадает. Небольшая часть (7%) средних структур располагается в переменном магнитном поле.

Связь аномалий со структурами средних размеров позволяет искать причины образования последних на глубине, не большей, чем глубина расположения источников аномалий. Применяя прием, описанный выше, находим, что предельная глубина, равная  $1/3$  поперечника аномалии, в случае куполов и мульд не может превышать 6—8 км. Для значительной части вытянутых структур характерна приуроченность к зонам с большим горизонтальным градиентом физических полей. Этой категории соответствует меньшая глубина залегания источников аномалий.

3. Сейсмические исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии, выполненные в пределах Волго-Уральского региона, на западе Средней Азии, на Украине, в Сибири и в других районах СССР, дают ценные сведения для суждения о возможной глубине корневых платформенных структур. Кратко остановимся на результатах изу-

## Выраженность платформенных структур в глубинных горизонтах по данным ГСЗ

Тип структур	Наименование структур	Геологический регион	Форма выраженности структуры в земной коре	Глубина, до которой фиксируется структура	Источники
Крупнейшие	1. Прикаспийская синеклиза	Русская платформа	Область прогибания	50 км	А. П. Панкратов и др. (1964) В. Б. Соллогуб и др. (1966)
	2. Днепровско-Донецкий авлакоген		Область прогибания до глубины 25—30 км, глубже обратное соотношение структурного рельефа границ	50 км	
	3. Кряж Карпинского		»	Обратное соотношение рельефа—область прогибания до 40—45 км	более 60 км
	4. Туркменская антеклиза	Туранская плита	Область поднятия	40—45 км	Б. А. Харилов (1966)
	5. Тазовская антеклиза	Западно-Сибирская плита	То же	40 км	Н. Н. Пузырев и др. (1964)
	6. Мансийская антеклиза	»	» »	~40 км	Н. Н. Пузырев и др. (1964)
Крупные	1. Карабогазский свод	Туранская плита	» »	более 35—40 км	А. Г. Донабедов и др. (1962) Б. А. Харилов (1966)
	2. Центральнокаракумский свод	»	» »	40 км	В. В. Ишутин, В. З. Рябой (1966)
	3. Нижне-Вартовский свод	Западно-Сибирская плита	Не ясно	38—40 км	Н. Н. Пузырев и др. (1964)
	4. Сурутский свод	»	Область поднятия	35—40 км	»
	5. Татарский свод	Русская платформа	Область поднятия до глубины 20 км, глубже—обратное соотношение рельефа границ	40—45 км	А. В. Егоркин (1962), М. В. Маргольева (1959)
	6. Оренбургский свод	»	Область поднятия	40 км	»
	7. Александровский мегавал	Западно-Сибирская плита	Область поднятия до глубины 30 км, далее предполагается обратное соотношение границ	40 км	Н. Н. Пузырев и др. (1964) Работы С. С. Чамо 1963—65 годов и
	8. Туаркырский мегавал	Туранская плита	Область поднятия	35—40 км	Б. А. Харилова (1965)
Средние	1. Пимский вал (дизъюнктивн. структура)	Западно-Сибирская плита	То же	25 км	Н. Н. Пузырев и др. (1964)
	2. Кумсебенский купол (пликативная структура)	Туранская плита	» »	12 км	Б. А. Харилов (1965)
	3. Учтаганский прогиб (дизъюнктивная структура)	»	Область прогибания	15 км	Работы Б. А. Харилова 1965 г.

чения сейсмическими методами глубинного строения крупнейших, крупных и средних структур, которые сведены в табл. 4. Данные ГСЗ показывают, что средняя глубина, на которой фиксируются крупнейшие структуры, близка к 50 км, крупные — 35—40 км и средние — примерно — 15—20 км, причем выраженность крупнейших структур ограничена глубиной исследования, т. е. она может быть и гораздо глубже 50 км.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление данных, полученных путем расчета, основанного на теории деформации (табл. 3), с возможными глубинами тел, создающих крупные гравитационные и магнитные аномалии, и с данными глубинного сейсмондирования (табл. 4), показывает сходство между ними.

Для крупнейших структур все три пути анализа согласно приводят к тому, что причины структурообразования находятся в верхней мантии. Поскольку эти данные являются независимыми, то такой вывод следует считать надежным.

Расчеты, основанные на теории деформации, указывают, что минимальный уровень структурообразования, скорее всего, не спускается внутрь пластического слоя мантии, залегающего под континентами на глубинах 120—275 км (Gaskell, 1965). При такой оценке представления о длительном унаследованном развитии крупнейших пликативных структур и о возможности относительного горизонтального перемещения крупных масс в мантии, не противоречат друг другу и согласуются с гипотезой относительности тектонических движений, выдвинутой Р. Ван-Беммеленом (Bemmelen, 1962).

Крупные платформенные структуры, судя по расчетам, основанным на теории деформации, и по средним глубинам источников гравитационных и магнитных аномалий, имеют корни, располагающиеся близ поверхности Мохоровичича. Подобные структуры, пересеченные профилями ГСЗ, имеют прямое или, реже, обратное отображение в поверхности Мохоровичича. Таким образом, для крупных структур данные различных методов дают сходные, не противоречащие друг другу результаты.

Пликативные структуры средних размеров, видимо, имеют своей причиной тектонические процессы, проходящие внутри земной коры. Корни подобных структур неглубоко уходят за пределы «гранитно-метаморфического» слоя земной коры либо непосредственно ограничиваются поверхностью Конрада.

Дизъюнктивные структуры средних размеров образуются в результате подвижек крупных блоков фундамента, рассеянных глубинными или менее значительными разломами. Точки приложения сил, образующих структуры осадочного чехла, располагаются в самой верхней части фундамента, однако относительные перемещения блоков кристаллических пород вдоль разломов прослеживаются на значительную глубину.

### Литература

- Безухов Н. И. Основы теории упругости, пластичности и ползучести (гл. 14). Изд-во «Высшая школа», 1961.
- Гзовский М. В. Тектоническое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». Изд-во «Наука», 1964.
- Гутенберг Б. Физика земных недр (гл. 8). Изд-во иностр. лит., 1963.
- Донабедов А. Г., Коровина Т. Л., Тимарев К. В. Изучение строения земной коры на восточном побережье Каспийского моря методом глубинного сейсмического зондирования. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостоптехиздат, 1962.

- Егоркин А. В. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостехиздат, 1962.
- Матвеев Н. М. Методы интегрирования обыкновенных дифференциальных уравнений (гл. 1, § 5). Изд-во Ленингр. ун-та, 1955.
- Муромцева З. Г., Панасенко В. Н. Данные о геотермии в Криворожском бассейне. Разв. и охрана недр, № 7, 1963.
- Панкратов А. П. и др. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука», 1964.
- Померанцева И. В., Марготьева М. В. К вопросу о природе волн, регистрируемых при ГСЗ. Изд. ВНИИГеофизики, М., 1959.
- Пузырев Н. Н. и др. Первые результаты глубинных сейсмических исследований земной коры в центральной части Западной Сибири. Геология и геофизика, № 11, 1964.
- Рябой В. З., Ишутин В. В. Новые данные о глубинном геологическом строении Каракумов по материалам сейсмических исследований ГСЗ — КМПВ по профилю Копет-Даг — Аральское море. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». Изд-во «Наука», 1966.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. В кн. «Глубинное строение Кавказа». Изд-во «Наука», 1966.
- Хариков Б. А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсморазведочного профиля. В кн. «Тектоника Туркмении». Изд-во «Наука», 1966 г.
- Эберт Г. Краткий справочник по физике (раздел 128). Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1963.
- Wemmelien R. W. Geotektonische stockwerke (Eine relativische Hypothese der Geotektonik). Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, 1962 (1963).
- Gaskell T. F. The Earth's upper mantle. Sci. J., v. 1, No 4, 1965.

Всесоюзный нефтяной научно-  
исследовательский геологоразведочный  
институт  
Ленинград

Статья поступила  
10 декабря 1966 г.

УДК 551.243(235.216.1)

М. М. КУХТИКОВ

## КРАЕВЫЕ РАЗЛОМЫ И ХАРАКТЕР ДИСЛОКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ГИССАРО-АЛАЯ

Краевые разломы отделяют геосинклинальные системы от срединных массивов и геосинклинальные прогибы от геоантиклинальных поднятий.

В герцинской структуре Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) краевые разломы служат границами тектонических зон. Расстояние между двумя смежными разломами колеблется здесь в пределах 15—30 км.

Показано, что наряду с межзональными разломами в Гиссаро-Алае имеются краевые разломы меньшего структурно-тектонического значения — внутризональные. Как и для разломов более высокого ранга, для них также характерна длительность геологического развития и возникновение до времени проявления орогенических фаз. Существование внутризональных краевых разломов увеличивает плотность насыщения геосинклинального пространства структурами этого рода: расстояние между соседними разломами сокращается до 5—7 км.

Таким образом, процесс складкообразования в геосинклинали развивается на фоне первичного блокового расчленения геосинклинального пространства. Структурные формы, созданные в результате дислокации слоев в данном блоке, не могут иметь первичного структурного продолжения в смежных блоках. Это обстоятельство необходимо учитывать при конструировании крупных дислокационных форм, подобных антиклинориям и синклинориям.

В герцинской структуре Гиссаро-Алая описаны две пары краевых разломов: первая — Зеравшанский и Северо-Зеравшанский, вторая — Главный Гиссарский и Дукдонский. Расстояние между разломами в названных парах не превышает 5—7 км. Структура осадочных слоистых толщ, ограниченных ими, выражена либо единой моноклиалью, либо разбитой на несколько однонаправленных моноклиальных пакетов.

Если учитывать краевую природу ограничивающих разломов и невозможность отождествления их в конкретной геологической обстановке с линиями покровов большой амплитуды, становится ясным, что наблюдающиеся моноклинали являются первичными тектоническими структурами, что они не были крыльями складок, впоследствии разорванных. Следовательно, фаза диастрофизма, охватывающая площадь данной тектонической зоны, по крайней мере в некоторых ее частях проявляется в создании первично моноклиальных, а не складчатых структур.

Краевые разломы как особый тип разрывных нарушений в дислоцированных толщах складчатых областей впервые были установлены Н. М. Синицыным (1949, 1960) при изучении тектоники горного обрамления Ферганы. В последнее время (Хайн, 1963) разломы этого рода иногда рассматриваются в качестве особой категории глубинных разломов.

Напомню некоторые из главнейших отличительных особенностей краевых разломов: «1. Возникновение их на границах областей поднятия и опускания. 2. Длительность существования, но без обязательной непрерывности развития во времени и пространстве. 3. Возможность появления в ходе дальнейшей истории «склероза» отдельных частей регионального разлома и самостоятельность движений (разнозначных) различных участков его крыльев. 4. Контролирующее влияние их на распределение мощностей на конфигурацию прогибов и поднятий и, как

следствие этого, на конфигурацию складчатых зон» (Синицын, 1960, стр. 202).

Отмеченным можно и ограничиться, поскольку другие, может быть и не менее важные черты рассматриваемых структур не имеют, однако, прямого отношения к интересующим нас сейчас вопросам.

В попытке систематизации глубинных разломов, сделанной В. Е. Ханым (1963, 1964), краевые разломы квалифицируются как такие глубинные разломы, которые ограничивают составные генетические части геосинклинали. «Это разломы, отделяющие геосинклиналильные системы от срединных массивов и геосинклиналильные прогибы от геоантиклиналильных поднятий. Их можно назвать внутригеосинклиналильными граничными разломами» (Ханн, 1964, стр. 263).

Следуя приведенным характеристикам, для нас главным в определении краевых разломов является то, что: 1) эти разломы, имея вертикальное или близкое к нему падение, строго фиксированы в пространстве относительно структурных комплексов, разграничиваемых ими, 2) разломы характеризуются длительностью своего активного развития, они — конседиментационные структуры, возникшие задолго до проявления процессов складкообразования, до того, когда были созданы тектонические структурные формы осадочных дислоцированных толщ.

Плотность насыщения геосинклиналильного пространства краевыми разломами велика. Как показывает опыт изучения в данном отношении конкретных складчатых областей, так и анализ проблемы в целом (Ханн, 1963), расстояние между смежными разломами равняется в среднем 20—40 км; в Гиссаро-Алае оно, по данным автора, оказывается несколько меньшим и ограничивается диапазоном 15—30 км, только на отдельных участках возрастая до 40 км или уменьшаясь до 10 км.

Из сказанного со всей очевидностью следует, что процесс складкообразования развивается на фоне первичного блокового (или зонального) расчленения геосинклиналильного пространства. Легко видеть при этом, что структурные формы, созданные в процессе дислокации слоев в данном блоке, не могут иметь первичного структурного продолжения в смежных блоках. Соседствующие блоки ограничены друг от друга располагающимся между ними краевым разломом уже на стадии осадконакопления. Отмечаемая Н. М. Синицыным возможность «склероза» отдельных отрезков разлома в течение некоторых ограниченных интервалов геологического времени, конечно, не меняет существенным образом общей картины дизъюнктивного сочленения противоположных крыльев разлома.

Наряду с краевыми разломами первого порядка (Н. М. Синицын их называл региональными, в моих работах они описываются под названием межзональных) в складчатых областях имеются менее крупные, локальные краевые разломы. «Локальные разломы свойственны структурам второго порядка; они имеют длину в десятки километров, отличаются неглубоким заложением и являются относительно эфемерными» (Синицын, 1960, стр. 203). Подобные разломы я называю внутризональными, подчеркивая в качестве важнейшего диагностического признака их расположение внутри одной и той же тектонической зоны геосинклиналильной области. Как и более крупные краевые разломы, они также характеризуются длительностью своего развития, о чем говорит наличие в противоположных крыльях таких разломов существенно неодинаковых стратиграфических разрезов разновозрастных отложений.

Признание внутризональных длительно живущих разломов увеличивает степень насыщенности геосинклиналильного пространства разломами, расстояние между ними оказывается значительно меньшим. В то же время необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что внутризональные разломы делают невозможным конструировать в границах блока складчатые формы больших габаритов.

Учитывая то обстоятельство, что краевые разломы, членившие складчатую область на систему блоков, отличаются весьма крутыми или вертикальными падениями поверхности сместителя и что позднейшими движениями по ним, если такие были, они обычно осложняются лишь в незначительной мере, мы получаем полное основание сделать следующий вывод: тектоническая структура осадочной толщи, заключенной между двумя смежными краевыми разломами, имеет в общем и целом тот вид, рисунок, который она получила в процессе дислокации отложений.

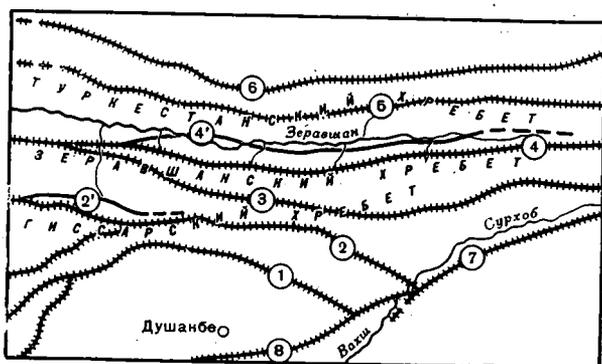


Рис. 1. Схема расположения краевых разломов Гиссаро-Алая

1 — Ходжабигармский; 2 — Главный Гиссарский; 2' — Дукдонский; 3 — Гиссаро-Каратегинский; 4 — Зеравшанский; 4' — Северо-Зеравшанский; 5 — Туркестано-Алайский; 6 — Заамин-Каврашинский; 7 — Вахшский; 8 — Иляк-Кафирниганский

Дальнейшее изложение посвящается описанию некоторых конкретных пар краевых разломов, наблюдающихся в герцинской складчатой структуре Гиссаро-Алая, и характеристике дислокаций осадочных толщ, заключенных между такими парами.

Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая<sup>1</sup> были описаны мною в специальной статье (Кухтиков, 1964<sub>2</sub>). В ней также отмечено, что наряду с разломами ранга межзональных, в Гиссаро-Алае имеются достаточно ясно выраженные в герцинской структуре области разломы внутризональные, там, однако, не подвергшиеся сколько-нибудь обстоятельному описанию.

Из числа имеющихся в Гиссаро-Алае краевых разломов в аспекте данной статьи наше внимание в первую очередь привлекает пара — Зеравшанский межзональный и Северо-Зеравшанский внутризональный разломы. Приведем краткую характеристику этих дизъюнктивов.

Зеравшанский разлом (рис. 1) принадлежит к числу весьма эффектно выраженных дислокаций данной категории. Широко ориентированная линия его имеет протяженность около 500 км, от Дараут-Кургана на востоке до Самарканда на западе.

Линия разлома в направлении с востока на запад проходит следующим образом: Дараут-Курган в Алайской долине — правобережье р. Текелик — верховья рек Питаукуль и Тамдыкуль — водораздел Алайского хребта в бассейне р. Ярхыч — средняя часть северного склона Зеравшанского хребта — северное подножие хр. Чакыл-Калян и гор Каратюбе у Самарканда.

Трассированный указанным образом Зеравшанский разлом замечателен большой прямолинейностью в плане.

В противоположных крыльях разлома находятся резко различные разрезы палеозойских отложений, отвечающие нескольким тектоническим зонам: в южном крыле расположены в направлении с востока на

<sup>1</sup> Гиссаро-Алай — часть Южного Тянь-Шаня, заключающая хребты Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Каратегинский и западное окончание Алайского.

запад Барзанги-Шумкарская, Ягнобская и Центрально-Гиссарская зоны в северном — Зеравшано-Туркестанская (Кухтиков, 1964). Различия тектонического режима крыльев можно продемонстрировать, сравнив, например, стратиграфические разрезы и историю развития Ягнобской и Зеравшано-Туркестанской зон.

Для Ягнобской зоны характерна мощная толща песчано-сланцевых и известняково-доломитовых отложений, относящихся к силуру и нижнему палеозою. Силурийские и ордовикские осадки содержат многочисленные органические остатки.

Переход к лежащим выше девонским отложениям, представленным известняками мощностью до 1000 м, постепенный и литологически неувловимый.

На подстилающих толщах с размывом залегает свита (мощностью до 2500 м) кварцево-хлорито-серицитовых и кремнистых сланцев с прослоями детритусовых и криноидных известняков, охватывающая возрастной интервал от среднего девона до турне (?) включительно.

Выше в разрезе находятся отложения нижнего и среднего карбона, залегающие на более древних свитах резко несогласно (угол несогласия до 90° местами). Толща карбона имеет мощность около 700 м и почти нацело сложена известняками.

Разрез зоны заканчивают красноватые и бурые конгломераты небольшой мощности, по всей вероятности, верхнепалеозойского возраста. Они также залегают с угловым несогласием.

Тектоническая структура зоны — трехъярусная. Первый структурный ярус, охватывающий отложения от нижнего палеозоя до верхнего девона или турне, сформирован в фазу позднедевонских или ранне-карбонных движений. Второй структурный ярус составляют каменноугольные отложения, структуры которых созданы в начале эпохи среднего карбона. Третий ярус слагают очень слабодислоцированные конгломераты верхнего палеозоя.

В Зеравшано-Туркестанской зоне на докембрийском основании залегает мощная (свыше 5000 м) толща чередующихся глинистых сланцев и плотных кварцевых песчаников. По остаткам граптолитов в ней доказано наличие осадков ордовика и всех ярусов силура, не исключено присутствие и кембрия. Верхняя часть лудловского яруса выражена известняками. Переход от верхов лудлова к девону постепенный, без признаков перерыва. Отложения девона имеют небольшую мощность (до 300 м), нацело представлены карбонатными породами, в разрезе палеонтологически обосновано присутствие всех трех отделов системы.

Толща каменноугольных отложений зоны делится на две неравные по мощности части: к нижней относятся карбонатные породы нижнего карбона и низов среднего, к верхней — терригенные накопления среднего и верхнего отделов системы. Известняки карбона имеют мощность около 400 м и тесно связаны с подстилающими слоями девона. Терригенная толща залегает трансгрессивно, но без признаков углового несогласия. На востоке зоны к терригенным разновидностям пород добавляются вулканогенные образования. Мощность отложений превышает 5000 м.

Тектоническая структура Зеравшано-Туркестанской зоны одноярусная. Главная орогеническая фаза проявилась в конце позднего карбона.

Сравнение приведенных характеристик южного и северного крыльев Зеравшанского разлома показывает со всей определенностью существующие между ними большие историко-геологические и тектонические различия, становится бесспорной большая длительность активных движений по разлому.

Реально существующие различия геологического строения крыльев Зеравшанского разлома можно попытаться объяснить сближением разрезов по поверхности грандиозного шарьяжа, под которым оказалась

погребенной полоса переходных фаций и разрезов. Наиболее вероятным, очевидно, следует считать перемещение покрова в направлении с севера на юг, из области позднекаменноугольного складкообразования на ранее консолидированную структуру Ягнобской зоны (главные фазы тектонических движений в последней имели место, как отмечалось выше, в конце девона или в начале карбона и в среднем карбоне).

Однако трактовка рассматриваемого нарушения в качестве поверхности шарьяжа находится в противоречии с некоторыми твердо установленными особенностями как самого дизъюнктива, так и чертами геологического строения полосы его трассирования.

В этом отношении прежде всего обращает на себя внимание вертикальное или очень крутое (не положе  $60^\circ$ ) падение поверхности разрыва, фиксируемое на всем его протяжении. При этом необходимо подчеркнуть, что наблюдающееся на некоторых участках разлома отклонение от вертикального падения (например, в бассейне р. Вашан) в заведомом большинстве случаев оказывается связанным с альпийскими подвижками по нему.

В крыльях Зеравшанского разлома наблюдаются переходные фации от одного типа разреза к другому. Например фация граптолитовых сланцев силура, типичная для северного крыла, в слабом развитии присутствует среди карбонатных кораллово-брахиоподовых фаций южного крыла в бассейне р. Магиан; и наоборот, доломитово-известняковые прослои среди песчано-глинистых граптолитовых накоплений встречаются преимущественно на левобережье р. Зеравшан, т. е. в непосредственном соседстве с разломом. Средне- и верхнекаменноугольные терригенные отложения, широко распространенные в северном крыле и имеющие там большую мощность (Зеравшано-Туркестанская зона), встречаются на юге за линией разлома в виде клиньев относительно небольшой мощности. Фрагменты их на площади южного крыла сохранились в настоящее время на участке верховьев Вашана и Ривата.

В бассейнах рек Мадм, Рог и Тагоби-Джуфт средне- и верхне-карбонные отложения Зеравшано-Туркестанской зоны заключают горизонты крупновалунных и глыбовых конгломератов, представляющих фацию береговых осыпей, спускавшихся с поднятия Ягнобской зоны. Таким образом, вдоль линии Зеравшанского разлома на некоторых участках наблюдается самая окраина области позднепалеозойской седиментации, что также противоречит предположению о перекрытии шарьяжем зоны значительной ширины.

В заключение отмечу, что Зеравшанский разлом не может быть отождествлен с покровом и на основе того гипотетического положения, что наблюдающиеся вдоль линии разлома крутые падения сместителя принадлежат фронтальной части покрова и что поверхность сместителя на глубине резко выполаживается.

Дело здесь в том, что геосинклиальная область Гиссаро-Алая завершила герцинский цикл своего развития в позднем палеозое, превратившись в складчатую область. При этом, как полагают многие, на месте геосинклинали должна была возникнуть высокогорная страна альпийского типа. Позднее этот рельеф был уничтожен и уже нижнеюрские осадки отложились на поверхности пенеплена. В альпийскую эпоху Гиссаро-Алай опять возродился как высокогорная страна, испытав, таким образом, на протяжении рассматриваемого отрезка времени двухкратное воздымание суммарной амплитуды 10—15 км. Не удивительно ли при этом, что несмотря на такое грандиозное поднятие, мы и в настоящее время видим лишь лобовую часть покрова? И это при том условии, что мощности покровов во всех тех случаях, когда они могут считаться более или менее достоверно доказанными (например, в Альпах), никогда не достигают величин сопоставимых с указанной выше цифрой.

Изложенное дает нам достаточные основания считать высказанное предположение о соответствии Зеравшанского разлома фронтальной части шарьяжа произвольным и маловероятным.

Северо-Зеравшанский внутризональный краевой разлом на большей части своего протяжения проходит в нижней части северного склона Зеравшанского хребта, нигде не отходя от более крупной дислокации — межзонального Зеравшанского разлома — на расстояние, более 5—6 км. Длина разлома около 120 км, западным концом он приключается к межзональному разлому, характер восточного окончания сейчас не ясен.

Краевая природа дизъюнктива отчетливее всего выступает при анализе стратиграфических разрезов карбона, распространенных в его противоположных крыльях. Наиболее яркие различия наблюдаются для терригенной части разреза.

В районе селения Урмитан в северном крыле разлома наблюдается довольно маломощная свита посчано-глинистых и карбонатных осадков, детально стратиграфически изученная В. Д. Салтовской (1963). В основании разреза располагается пачка известняков, глыбовых и брекчиевидных, охарактеризованных органическими остатками нижнего и среднего отделов. По моему мнению, они полностью принадлежат среднему карбону, В. Д. Салтовская различает оба отдела и к среднему относит отложения мощностью около 80 м.

Вторую часть колонки представляет толща песчаников и метафривризованных глинистых сланцев, среди которых встречаются прослой известняков. Характерной чертой толщи является отсутствие здесь крупногалечных и валунных конгломератов. Мощность отложений до 350 м, а суммарная цифра для всего разреза — 340—450 м, во всяком случае — не более 500 м.

Существенно иной разрез отложений того же возраста наблюдается в южном крыле нарушения. Залегающая в основании колонки свита нижнекаменноугольных известняков, хотя и имеет мощность около 400 м, распространена не повсеместно. Там, где ее нет, разрез начинается мощная (свыше 1000 м) толща пород, представленная голубовато-зеленоватыми окремненными сланцами, известковистыми глинистыми сланцами, песчаниками, глинистыми известняками, настоящими кремнистыми сланцами типа лидитов, пачками известняков массивного сложения.

Более молодые осадки сложены очень мощными песчано-сланцево-конгломератовыми накоплениями, нижняя часть которых имеет ясно выраженный флишoidalный характер. Общая мощность данной части разреза более 1900 м, что в сумме с первой, существенно кремнистой частью дает величину около 3000 м.

Легко видеть, что как в отношении мощности, так и состава отложений рассмотренного возрастного интервала крылья Северо-Зеравшанского разлома различаются весьма резко. Имеющиеся сейчас разногласия в отношении возраста отложений в пределах каменноугольной системы не меняют существа дела: если отнести терригенные отложения южного крыла в большей их части к осадкам нижнего карбона, как это делает В. Д. Салтовская (1964), то огромную мощность терригенных и карбонатных пород южного крыла придется сопоставлять с несколькими десятками метров известняков того же возраста в северном крыле.

По устному сообщению геолога Д. А. Старшинина, занимающегося детальным изучением силурийских отложений Зеравшанской долины, последние в разных крыльях Северо-Зеравшанского разлома также имеют значительные различия как в отношении состава выделяющихся свит, так и суммарной мощности разреза.

Охарактеризованные различия разрезов противоположных крыльев разлома со всей определенностью показывают, что дизъюнктив, отож-

дествляемый с Северо-Зеравшанским внутризональным краевым разломом, активно проявлял себя на протяжении длительного отрезка геологического времени, контролируя в определенной мере процесс геосинклинального осадконакопления в Зеравшано-Туркестанской тектонической зоне. Возникновение этой дислокации предшествует во времени явлению складкообразования в зоне, которое, как уже было отмечено выше, имело здесь место в позднем карбоне.

В алпийской структуре района Северо-Зеравшанский разлом выступает в виде крутого взброса, а на отдельных участках — довольно полоого «kozyрькового» надвига небольшой амплитуды. Направление падения сместителя южное. Говорить о сколько-нибудь значительном вторичном сближении разрывов вследствие этого надвига, конечно, не приходится. Непреодолимое препятствие в этом отношении представляют прежде всего те участки разлома (например, в урочище Испена), на которых он рассекает маломощные мезокайнозойские отложения и где отчетливо наблюдается и его крутое падение, и легко подсчитывается амплитуда смещения, обычно не превышающая нескольких десятков или первых сотен метров. Признанию существования надвига большой амплитуды препятствует также фиксированное в известном смысле положение тыловой части возможного аллохтона у поверхности Зеравшанского межзонального разлома. Вспомним при этом, что расстояние между разломами не превышает 5—6 км и, следовательно, исключается возможность большого надвига вследствие гравитационного «расползания» блока.

Подводя итог всему сказанному выше, мы имеем, как кажется, достаточно основания утверждать, что Зеравшанский и Северо-Зеравшанский разломы являются длительно живущими нарушениями, заложившимися задолго до эпохи позднего карбона, когда на площади Зеравшано-Туркестанской зоны проявилась основная орогеническая фаза, движениями которой созданы наблюдающиеся в палеозойских отложениях структурные формы. Блок, ограниченный названными разломами, и структурные формы, развитые в его пределах, представляются в определенном смысле автономными тектоническими элементами; они не являются генетической частью какой-то более крупной структурной единицы такого рода, которая бы впоследствии или в процессе своего становления была нарушена дизъюнктивными дислокациями.

Обратимся теперь к рассмотрению тех конкретных форм дислокации, которые развиты в отложениях, заключенных между охарактеризованными разломами.

Тектоническая структура блока, ограниченного по простиранию указанными выше разломами, хорошо вскрыта и обнажена практически на всем его протяжении. Везде она поддается достоверной однозначной расшифровке.

На участке речных долин Мадм, Кум и Зарават расстояние между разломами составляет немногим более 6 км. В северной части участка обнажаются силурийские отложения, имеющие общее падение на юго-запад, угол наклона слоев составляет 40—75°. Трансгрессивно, но без видимого выражения углового несогласия в отдельных обнажениях, на них залегают толща терригенных отложений среднего и верхнего карбона. Для нее характерно также юго-западное, но более устойчивое в отношении азимута падение, углы падения колеблются в пределах 50—80° (рис. 2, А).

Обе толщи, таким образом, залегают каждая моноклиналино, в своей совокупности образуют также моноклиналино, достаточно однородную в структурном отношении. На данном участке нет ни одной сколько-нибудь значительной дислокации, складчатой или разрывной, которая существенным образом нарушала бы генеральную структуру.

Восточнее, на участке разветвленного бассейна р. Пастиф строение междуразломного блока более сложное, чем в первом случае. Ширина

блока здесь около 7 км. В сложении его участвуют те же две толщи, силурийская и каменноугольная, с тем же характером взаимоотношений между собой. Но блок в продольном направлении рассечен двумя, а местами и тремя разрывами, расчленяющими его на 3 и 4 подчиненные структурные единицы. Все они построены по одному и тому же плану, а именно: в северной части полосы обнажаются силурийские отложения, на которых располагается свита терригенных пород карбона; обе толщи достаточно конформно падают в целом к югу; углы падения слоев варьируют в диапазоне 45—70° (рис. 2, Б). Таким образом, генеральная структура моноклинали оказывается разбитой на 3—4 пакета.

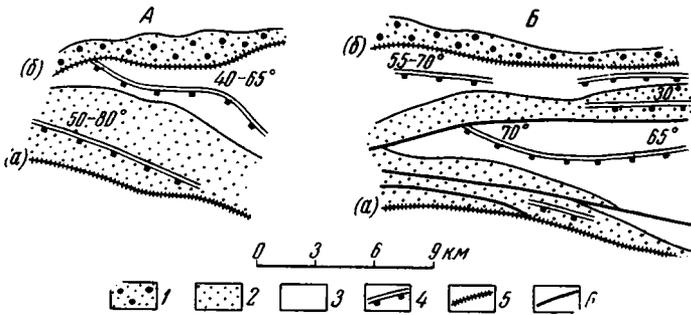


Рис. 2. Схема строения Зеравшано-Туркестанской тектонической зоны: А — участок междуречья Мадм-Зарават, Б — участок нижнего течения р. Фальмаут

1 — Альпийский структурный комплекс — мезо-кайнозойские отложения; Герцинский структурный комплекс: 2 — верхний структурный подъярус ( $C_2-C_3$ ); 3 — нижний структурный подъярус ( $Pz_1-C_1$ ); 4 — моноклинали; 5 — краевые разломы: (а) — Зеравшанский, (б) — Северо-Зеравшанский; 6 — прочие разрывы

Разрывы, ограничивающие эти пакеты, падают вертикально или под очень близким углом, по простиранию они либо причленяются к плоскости более крупного дизъюнктивного нарушения (в нашем случае к краевому разлому), либо оканчиваются свободно, затухая в толще осадочных пород. Последний вариант окончания разрыва приобретает особый интерес. Дело в том, что там, где затухает такой внутрив блоковый разрыв, толща рассекаемых им пород также имеет ясно выраженное моноклинальное строение с общим южным падением напластований. В месте затухания дизъюнктива нет складчатой структуры, которая должна была бы быть в обязательном порядке, если бы данный разрыв развивался как предельная степень складчатой деформации.

Характеристику структуры других частей тектонического блока, ограниченного Зеравшанскими разломами, приводить здесь не имеет смысла, так как она в общем и целом аналогична одному из описанных выше вариантов строения.

Подводя итоги всему изложенному по характеристике структурного рисунка тектонической деформации отложений, ограниченных Зеравшанским и Северо-Зеравшанским разломами, мы имеем все основания считать, что: 1) тектонический блок, находящийся между разломами, имеет моноклинальное строение с падением слоев в общем южном направлении, 2) структура моноклинали, единой или состоящей из нескольких ей подчиненных моноклинальных пакетов, является той первичной структурой, которая возникла в данном блоке в итоге проявления здесь орогенической фазы. Следовательно, фаза тектонических движений, которую в тектонике нередко называют «фазой складкообразования», в действительности не сопровождается явлением образования складок. Как явствует из изложенного, это справедливо, по крайней мере, для некоторых частей складчатой области.

Рассмотренный случай с краевыми разломами северного склона Зеравшанского хребта не является единственным в складчатой области Гиссаро-Алая. Здесь имеются и другие не менее выразительные примеры. Воспользуемся одним из них, а именно парой Главный Гиссарский межзональный и Дукдонский внутризональный разломы.

Главный Гиссарский разлом достаточно детально описан мною ранее (Кухтиков, 1964<sub>2</sub>), здесь поэтому можно ограничиться его конспективной характеристикой. Названный разлом принадлежит к числу важнейших структур этого рода в пределах Гиссаро-Алая. Его протяженность составляет не менее 300 км, простираение большей центральной части близкое к широтному. По всей длине трассы разлом наблюдается в виде совершенно определенной тектонической линии дизъюнктивного характера, находящей свое отражение на всех геологических картах области.

Нетрудно видеть, что в охарактеризованном виде Главный Гиссарский краевой разлом ни в какой мере не соответствует Гиссарскому глубинному разлому, зона которого, по представлениям его авторов, шириною в несколько десятков километров, заполнена гранитоидами Гиссарского батолита (Пейве, 1956; Овчинников, 1959).

Сравнение геологического строения крыльев разлома можно сделать на основе характеристики Османталинской, южное крыло, и Центрально-Гиссарской, северное, тектонических зон.

Колонку палеозойских отложений Центрально-Гиссарской зоны начинают осадки нижнего палеозоя, в составе которых сейчас обосновано присутствие верхнего ордовика. Мощности этой части разреза около 1500 м. Большая часть разреза сложена метаморфизованными песчано-глинистыми сланцами.

Лежащие выше силурийские отложения представлены мощной (до 4500 м) толщей терригенных пород, которые вверху разреза сменяются свитой известняков и доломитов.

Переход к толще пород девона, выраженной карбонатными осадками, постепенный, в ней присутствуют слои всех отделов системы. Мощности отложений до 2000 м.

Известняки карбона продолжают вверх стратиграфический разрез зоны, залегая согласно на подстилающих отложениях. В этой толще мощностью около 800 м доказаны осадки нижнего отдела и башкирского яруса.

Заканчивает разрез свита терригенного состава (песчаники, сланцы, конгломераты), залегающая на поверхности размыва. В возрастном отношении она отвечает большей части среднего карбона и, возможно, низам верхнего. В непосредственной близости от линии Главного Гиссарского разлома мощность накоплений верхнего палеозоя около 800—900 м.

В южном крыле разлома (Османталинская тектоническая зона) древнейшими отложениями, залегающими непосредственно на метаморфическом основании, являются силурийские, представленные в основном мощной (до 2000 м) свитой карбонатных пород.

Далее вверху следуют ниже- и среднедевонские слои, сложенные перемежающимися пачками известняков, кремнистых и песчано-глинистых сланцев. Мощности 800—1000 м.

С размывом на лежащих ниже толщах залегают свита сильно измененных глинистых сланцев и песчаников с прослоями мраморизованных известняков. Возраст ее определяется интервалом средний девон — турнейский ярус (?) нижнего карбона. Мощности их около 1200—1500 м.

Более поздних отложений палеозоя в Османталинской зоне не имеется.

Сопоставление приведенных стратиграфических колонок северного и южного крыльев разлома с большой наглядностью демонстрирует значительные различия их геологического строения и развития. К сказанному добавим, что в Центрально-Гиссарской зоне основная тектониче-

ская фаза герцинского диастрофизма имела место в позднем карбоне, в Османталинской — в раннем, тогда различия геологической истории крыльев станут еще более отчетливыми.

Вытекающие из особенностей строения стратиграфических разрезов противоположных крыльев разлома индивидуальные черты их истории говорят о весьма древнем заложении Главного Гиссарского разлома и о проявлении по нему активных движений на протяжении почти всего палеозоя.

В то же время главный Гиссарский разлом не может рассматриваться как линия тектонического покрова большой амплитуды. Этому противоречит: а) исключительная прямолинейность линии нарушения в плане, не свойственная покровам, б) отвесное или крутое падение поверхности сместителя в южном направлении, в) отсутствие какой-либо определенной вергентности чешуйчато-глыбовой структуры обеих тектонических зон, что плохо согласуется с характером структур, обычно свойственных аллохтону.

Дукдонский внутризональный разлом располагается в южной части Центрально-Гиссарской зоны. От оз. Искандер-Куль он идет на запад через район устья р. Арг, выходит на перевал Дукдон и в общем широтном направлении продолжается далее через верховья рек Арча-Майдан и Магиан. Протяженность разрыва составляет не менее 65 км, и на всем этом расстоянии он отходит от Главного Гиссарского разлома на 5—6 км и только в одном месте, у перевала Дукдон, поперечник межразломного блока приближается к 9 км.

Активное существование Дукдонского разлома в период осадконакопления наиболее ясно проявляется в эпоху позднего палеозоя, в раннем карбоне и в течение девона. Терригенная толща верхнего палеозоя в южном крыле имеет мощность около 900 м, будучи сложена песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, изредка встречаются прослой известняков и пачки кремнистых сланцев. На подстилающих отложениях, как уже отмечалось выше, она лежит с размывом.

Севернее линии разлома толща верхнего палеозоя обращает на себя внимание прежде всего другим характером соотношения с более древними свитами: здесь в ее подошве отмечается угловое несогласие до 20—25° и более глубокий размыв. В северном крыле разлома толща имеет другой литологический состав и мощность: наиболее полные разрезы достигают мощности 500—700 м, в нижней части разреза весьма обычны пласты и пачки детритусовых известняков и кремнистых сланцев, в целом преобладают песчано-сланцевые накопления, конгломераты играют значительно меньшую роль, чем в первом случае.

Каменноугольные известняки (нижний и низы среднего отдела) к югу от Дукдонского разлома образуют свиту мощностью около 900 м; севернее разлома известняки среднего карбона до сих пор не были установлены, известняки нижнего в очень ограниченном развитии известны только в Чимтаргинском горном массиве.

Более представительны в интересующем нас плане девонские отложения, так как различия их разрезов в противоположных крыльях разлома носят заведомо первичный характер в силу сходства фаций и постепенности перехода как в подошве, так и кровле. К югу от линии разлома мощность девона, выраженного слоистыми известняками и доломитами, достигает 2000 м; в северном крыле мощность девона не превышает 1000 м, толщу слагают массивно-слоистые доломитизированные известняки.

Прямолинейность разлома в плане, несмотря на наличие на его трассе глубокорасчлененного рельефа, отвесное падение плоскости сбрасывателя, где по условиям обнаженности ее удастся наблюдать, позволяют отвергнуть предположение о возможных перемещениях по нему надвигового характера.

По всей вероятности, изложенное дает достаточные основания для заключения о том, что Дукдонский разлом активно проявлялся в течение значительного отрезка геологического времени, определяя в некоторой степени характер осадконакопления в крыльях. Возникновение разлома произошло задолго до времени проявления фазы диастрофизма, движениями которой сформирована тектоническая структура Центрально-Гиссарской зоны.

Таким образом, краевые разломы Главный Гиссарский межзональный и Дукдонский внутризональный в совокупности представляют пару, вполне аналогичную Зеравшанским разломам, и так же как и в первом случае они вырезают из складчатой области Гиссаро-Алая крупный блок, обладающий в структурном отношении определенной автономностью, в том смысле, что развитые в его пределах структурные формы не имеют и никогда не имели непосредственного продолжения за его границами.

Кратко охарактеризуем эти структурные формы. В бассейне верхнего течения р. Магиан-Дарья (рис. 3) ширина полосы пород, заключенной между разломами, равняется 4,5—5,0 км. Северную часть полосы образуют отложения от силура до нижнего карбона (местами присутствуют и низы среднего), на которых трансгрессивно залегает терригенная толща среднего и верхнего карбона. Подстилающие ее отложения замечательны общим юго-восточным направлением падения по углом 60—70°. Крупная моноклинал древних пород в продольном направлении разбита сбросом на две части, подчиненные единой структуре.

Разрыв затухает на правобережье р. Шинка, и структура, следовательно, упрощается. Толща верхнепалеозойских отложений падает в том же направлении, что и подстилающие свиты, угол наклона 55°.

Южную половину полосы, прилежащую к Главному Гиссарскому разлому, образуют те же две толщи. Более древняя из них имеет моноклиналиное строение с падением слоев в общем южном направлении под углом 70°. Терригенная толща среднего — верхнего карбона залегает также моноклиналино, но для нее характерно падение на юго-восток и меньший угол наклона (около 30°).

Как видим, складчатых дислокаций в рассмотренном поперечнике нет. Охарактеризованный план строения блока в общем и целом прослеживается на всем его протяжении с той лишь разницей, что на ряде участков число подчиненных блоку моноклиналиных пакетов равняется трем, а не двум как в рассмотренном выше случае.

Описание других, имеющихся в складчатой области Гиссаро-Алая примеров (Боганский, Чинорсайский и Ходжа-Обигармский разломы на южном склоне Гиссара, Рашнапоёнский — на северном) аналогичного значения представляется излишним.

Важнейший из них уже фигурировал в предшествующем изложении. Здесь он может быть повторен: свита напластований, заключенная между двумя краевыми разломами, если она в настоящее время обнаруживает общее моноклиналиное строение, получила именно эту структуру в процессе проявления фазы диастрофизма. Следовательно, фаза диастрофизма, охватывающая площадь данной тектонической зоны, по крайней мере в некоторых ее частях проявляется в создании первично

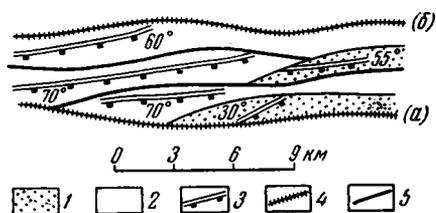


Рис. 3. Схема строения Центрально-Гиссарской тектонической зоны на участке верхнего течения р. Магиан-Дарья

Герцинский структурный комплекс: 1 — Верхний структурный подъяру (C<sub>2</sub>-C<sub>3</sub>); 2 — нижний структурный подъяру (O<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>); 3 — моноклинали; 4 — краевые разломы: (а) — Главный Гиссарский, (б) — Дукдонский; 5 — прочие разрывы

моноклинальных структур, она не является фазой складкообразования. Тот факт, что краевые разломы не всегда выражены одной дизъюнктивной плоскостью, а подчас некоторой ширины зоной сближения разрывных нарушений, лишь усиливает в этих случаях категоричность сделанного вывода, так как между такими составляющими разлома отложения практически постоянно образуют моноклиналильные структуры. Моноклиналильные пакеты являются господствующим видом структурных форм, выполняющих пространство герцинской складчатой области Гиссаро-Алая.

Существование длительно живущих разломов, которые, как выясняется, в геосинклинальной области разделены сравнительно небольшими расстояниями (5—7 км), позволяет по-новому подойти к решению проблемы сокращения пространства при складкообразовании. Эта проблема приобретает к тому же совершенно новый аспект, так как мы должны принять во внимание отсутствие в ряде случаев и мест геосинклинальной области явления образования складок, т. е. складчатости как основной структурной категории, выражающей процесс тектонической дислокации.

Между двумя недалеко отстоящими друг от друга краевыми разломами образуется толща осадков, мощность которой оказывается практически равной (или очень близкой) расстоянию между разломами. В таком случае, даже если заключенная между разломами толща пород при дислокации будет поставлена на голову, никакого сокращения пространства в пределах складчатой области не произойдет. Если прогиб имеет форму одностороннего грабена, а развивающееся на его месте поднятие — одностороннего горста (тип юрского прогиба в Ферганском хребте), то восходящее движение вокруг «оси подвеса» выведет на дневную поверхность всю колонну осадков и ее субстрат. Освобождение места на дневной поверхности, так сказать, в горизонтальном разрезе для последовательно все более древних отложений возможно путем соскальзывания в сторону «оси подвеса» соответственно более молодых, покрывающих их слоев. По-видимому, обязательная при таком механизме дислокации сложная мелкая складчатость в некоторой узкой полосе вдоль «оси подвеса» наблюдается в действительности: она очень типично выражена у Зеравшанского разлома, еще более широко подобные дислокации распространены среди юрских отложений Ферганского хребта. Не исключено, что в некоторых случаях вместо зоны сложной мелкой складчатости может развиваться одна более или менее сильно сжатая синклиналь. Примеры таких синклиналей можно подобрать без труда.

Большая плотность насыщения геосинклинального пространства Гиссаро-Алая длительноживущими краевыми разломами определяет широкое развитие здесь пакетов слоев моноклиналильного строения. По-видимому, многие другие складчатые области в отношении количества имеющихся там разломов этой категории аналогичны Гиссаро-Алаю, если следовать по данному вопросу сводке В. Е. Хаина (1963) и, например, работам И. Г. Кузнецова (1933, 1951), В. Н. Робинсона (1935), Д. С. Кизевальтера (1948) и П. Д. Гамкрелидзе (1964) по Кавказу, О. С. Вялова (1959) — по Карпатам.

Намечающаяся, таким образом, особенность морфологии тектонических структурных форм, развитых в складчатых областях, — широкое распространение пакетов моноклиналильного строения — по-видимому, открывает новые возможности объяснения некоторых особенностей рисунка структурных форм складчатых областей на геологических картах. На эту особенность строения складчатых областей обращал внимание Н. П. Херасков (1948).

Н. П. Херасков объясняет отмеченную особенность рисунка контуров геологических границ влиянием крупных тектонических форм, полагая, что облик больших структур менее чувствителен к эрозионному

срезу. Несомненно, что какая-то часть истины заключается именно в этом. Однако мне думается, что наблюдающаяся на картах относительная простота контуров сильно дислоцированных свит не в меньшей мере объясняется отсутствием в них складчатых дислокаций, определяющих генеральную тектоническую структуру того или иного участка складчатой области. Именно потому, что в структурном выполнении так называемых складчатых областей ведущими структурами являются разломы и заключенные между ними пакеты слоев моноклиналиного залегания, полосы отложений разного возраста оказываются четко разобращенными в пространстве и в целом ряде дислоцированных комплексов выходы более молодых пород среди более древних (синклинали) и наоборот — более древних среди молодых (антиклинали) наблюдаются лишь в порядке исключения, по крайней мере до тех пор, пока речь идет о картах тех масштабов, на которых еще не может быть отображена мелкая складчатость типа макрогфировки — сложные складки шириною в несколько первых десятков метров.

#### Литература

- Вялов О. С. О краевых глубинных разломах. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, посвящ. акад. А. И. Джанелидзе, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948.
- Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., № 7, 1933.
- Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. сер., вып. 131, Изд-во АН СССР, 1951.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», Изд-во «Наука», 1964.
- Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. В кн. «Проблемы геологии Таджикистана» (сб., посвящ XXII сес. МГК), Изд-во «Наука», Душанбе, 1964.
- Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изв. отд. геол.-хим. и технич. наук АН ТаджССР, вып. 1, 1959.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Статья 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1956.
- Робинсон В. Н. Материалы по палеогеографии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа. Тр. 1-й Аз.-Черном. краев. конф., т. I, Ростов-Дон, 1935.
- Салтовская В. Д. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. VII, 1963.
- Салтовская В. Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области. В кн. «Проблемы геологии Таджикистана», Изд-во «Наука», Душанбе, 1964.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Автореф. дис. на соиск. степени д-ра геол.-минерал. наук, 1949.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Хайн В. Е. Глубинные разломы, основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1963.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5, 1948.

Институт геологии  
Министерства геологии СССР  
г. Душанбе

Статья поступила  
16 ноября 1966 г.

УДК 551.243.6(574.3)

В. Я. КОШКИН

## ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКИЙ СДВИГ

В раннемезозойское время палеозойские структуры Центрального Казахстана и Джунгарии были расколота разломом, по которому произошло правостороннее горизонтальное перемещение на 120 км к северо-западу. Во фронтальной части сдвиг трансформировался в пологие надвиги, создавшие альпинотипное горное сооружение по югу Карагадинского бассейна.

На мелкомасштабной геологической карте Центрального Казахстана обращает на себя внимание несоответствие геологического строения к востоку и западу от меридиана  $76^{\circ}30'$ , примерно от г. Павлодара на юг к оз. Балхаш, близ которого разграничивающая линия поворачивает на юго-восток, уходя в Северную Джунгарию.

В. Ф. Беспалов в 50-х годах подчеркнул крупное значение этой тектонической структуры, явно разрывного типа, отнеся ее к категории сбросов с элементами сдвига. Разлом был им назван Центрально-Казахстанским. В своих последних работах В. Ф. Беспалов (1964) считает продолжением этого разлома полосу аномалий силы тяжести, уходящих от долины Кентарлау к югу — юго-западу и, в конечном счете, к Ташкенту.

В начале 60-х годов часть этой структуры от Кувского гранитного массива на севере, до Темиршинского — на юге геологи МГУ и МГРИ (А. Е. Михайлов, В. Г. Тихомиров и др.) назвали Карадон-Темиршинским разломом. По их представлениям, этот разлом, по крайней мере, в позднем палеозое разделял западную вулканическую область и восточную (невулканическую), сложенную отложениями силура и девона.

Проводимые автором в течение последних 17 лет геологосъемочные и тематические работы в прибалхашской части Центрального Казахстана и вдоль трассы разлома от Кентского гранитного массива — на севере, до оз. Балхаш — на юге, позволили прийти к выводу, что разлом представляет собой грандиозный правосторонний сдвиг раннемезозойского возраста. Этот разлом назван нами Центрально-Казахстанским сдвигом. Применяемое наряду с этим название «Карадон-Темиршинский разлом» является с нашей точки зрения неудачным, в то время как первое подчеркивает масштабы и значимость структуры.

Морфологически Центрально-Казахстанский сдвиг представляет собой очень узкий линейный шов. Трасса сдвига (рис. 1, 2) прослеживается от оз. Кудайколь (у северного края Центрально-Казахстанского палеозойского массива) на 50 км к югу, после чего она отклоняется к юго — юго-востоку до оз. Еспетуз и снова, принимая южное направление, следует к Кувскому гранитному массиву, огибает его с запада плавной дугой. От Бохтинского гранитного массива сдвиговый шов проходит по меридиану восточнее Кентского массива, по восточному подножию гор Конуртемирши, отделяя верхнепалеозойское вулканическое нагорье с запада от силуро-девонских толщ Предчингизья. Пересекая долину р. Кусак, разлом слегка отклоняется к юго-востоку, а затем — к юго-западу, разделяя западные силуро-девонские отложения Кентарлауского

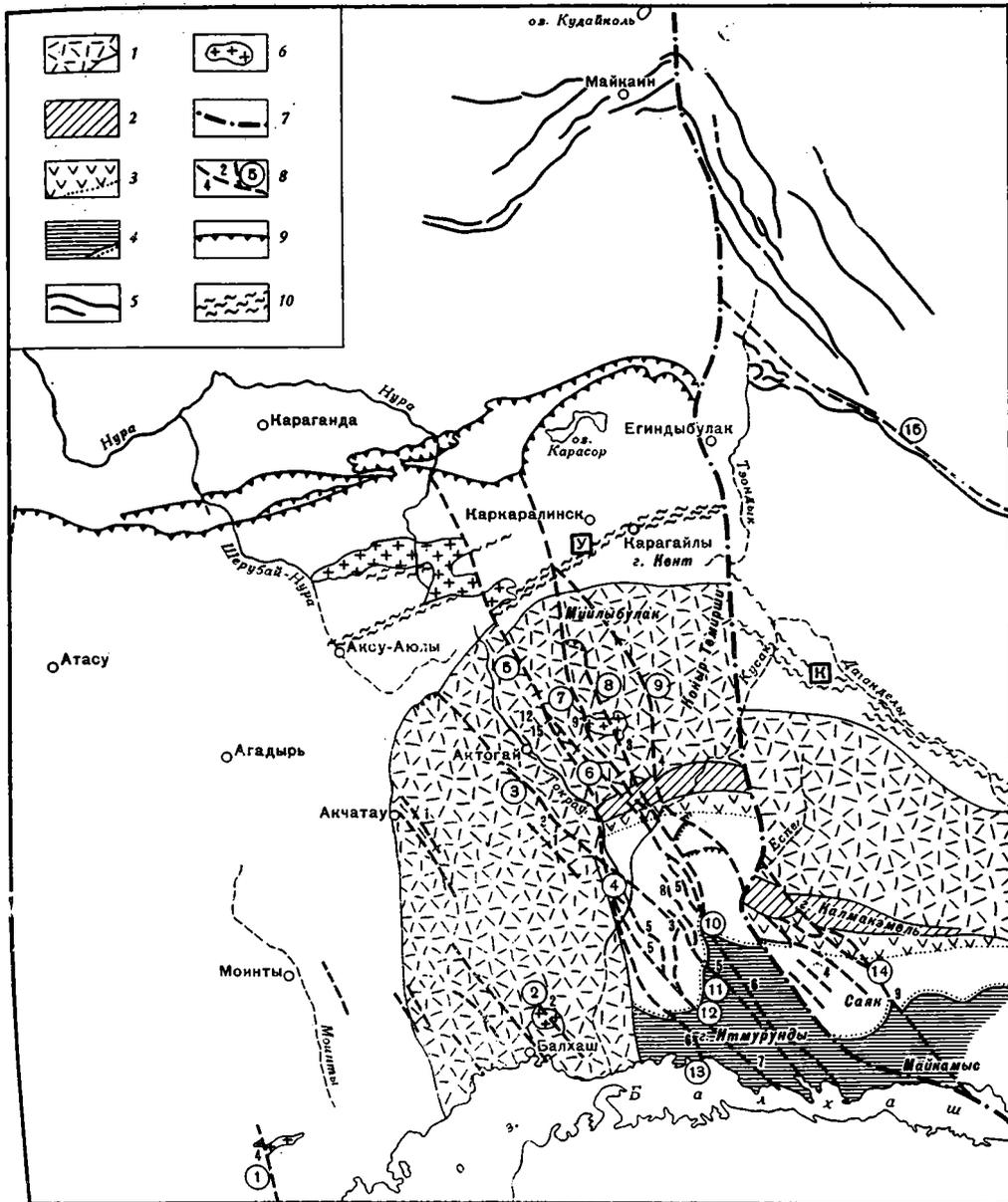


Рис. 1. Тектоническая схема Центрально-Казахстанского сдвига

1 — главная область позднепалеозойского эффузивного вулканизма; 2 — Калмакзмельская зона позднепалеозойского вулканизма; 3 — зона и южная граница фаменского вулканизма; 4 — каледонское (нижнедевонское) поднятие Северо-Балхашского антиклинория и его северная граница; 5 — оси допалеозойских и нижнепалеозойских структур Чингизского и Майнаин-Экибастузского антиклинориев; 6 — некоторые позднепалеозойские гранитные интрузивы; 7 — Центрально-Казахстанский сдвиг; 8 — второстепенные правые сдвиги: арабские цифры — амплитуда горизонтального перемещения в километрах, цифра в кружке — название сдвига: 1 — Кашкентензский; 2 — Восточно-Коунрадский, 3 — Курпетайский, 4 — Токрауский, 5 — Актаский, 6 — Косабайский, 7 — Кызылджарский, 8 — Кызылрайский, 9 — Каршигайлинский, 10 — Джаманшурукский, 11 — Тюретайский, 12 — Каражирский, 13 — Иткудукский, 14 — Восточно-Саянский, 9 — надвиги, 10 — зоны смятия: У — Успенская, К — Кандинская

антиклинория и верхнепалеозойские эффузивы, развитые с востока. От района горы Табаккалган линия сдвига, довольно круто поворачивая на юго-восток, протягивается к юго-западной части Саякской синклинали, отклоняясь затем еще более к востоку, и у пос. Майкамыс уходит под воды оз. Балхаш и пески Южного Прибалхашья. Джунгарское продоль-

жение сдвигового шва далеко не так определенно документируется, как в Центральном Казахстане. Линию сдвига можно проследить вдоль северного склона главного хребта и далее до оз. Лоб-Нор. Участок сдвига от оз. Эби-Нор до оз. Лоб-Нор соответствует крупному разлому, изображенному на Тектонической карте Евразии (1966).

Центрально-Казахстанский сдвиг является восточной, а к югу от оз. Балхаш — северо-восточной границей очень крупного блока земной коры, смещенного относительно северо-восточного крыла в северо — северо-

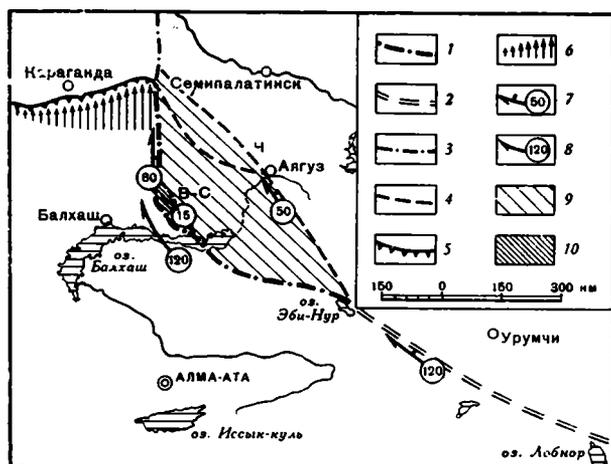


Рис. 2. Схема Таримско-Казахстанского сдвига

Таримско-Казахстанский сдвиг. 1 — Центрально-Казахстанский сдвиг; 2 — Лобнор-Эбинорская часть сдвига; 3 — зона затухания Центрально-Казахстанского сдвига; 4 — зона компенсирующие сдвиги: Ч — Чингизский, В-С — Восточно-Саянский; 5 — Спасская надвиговая зона; 6 — направление горизонтального перемещения Центрально-Казахстанского сдвигового блока и его величина; 7 — направление и величина горизонтального сдвига относительно смежного блока в километрах; 8 — величина полного перемещения Центрально-Казахстанского блока; 9 — Баканаский компенсирующий блок; 10 — Табаккалганский компенсирующий блок

ро-западном направлении. К западу от Центрально-Казахстанского сдвига возник комплекс взаимосвязанных нарушений — сдвигов и надвигов (Спасская надвиговая зона, Актасская сдвиговая зона, разрозненные малоамплитудные сдвиги на западе сдвинутого блока). Надвиги и сдвиги образуют сопряженные тектонические структуры — динамопары.

Южная часть Центрально-Казахстанского сдвига и сопряженная с ним Спасская надвиговая зона обрамляют сектор, наиболее активно двигавшийся к северу. Северное продолжение сдвига вне этой структуры имеет малую амплитуду. Плоскость Центрально-Казахстанского сдвига повсеместно вертикальна. Ширина зоны милонитов составляет несколько метров. Затронутая катаклизмом, зона имеет ширину 100—300 м. Горизонтальное правостороннее перемещение по Центрально-Казахстанскому сдвигу отчетливо устанавливается по смещению структурно-фациальных зон палеозоя. Наиболее наглядно это проявляется на участке от Саякской синклинали (на юге), до долины р. Кусак, где структурно-фациальные зоны среднего и верхнего палеозоя имеют субширотное простирание, перпендикулярное сдвигу.

Границы фациально-структурных зон палеозоя обычно достаточно строгие, что дает возможность устанавливать перемещения по сдвигу с точностью до нескольких километров (рис. 3).

Одним из таких реперов является северная граница Северо-Балхашского позднекаледонского антиклинория, которая является южной границей распространения непрерывных разрезов морских отложений си-

лура и нижнего девона. В восточном Баканеском — «неподвижном» блоке эта граница проходит по южному борту Саяжской синклинали. К западу от сдвига она оказывается смещенной на 65 км к северу и проходит около горы Шоинтас

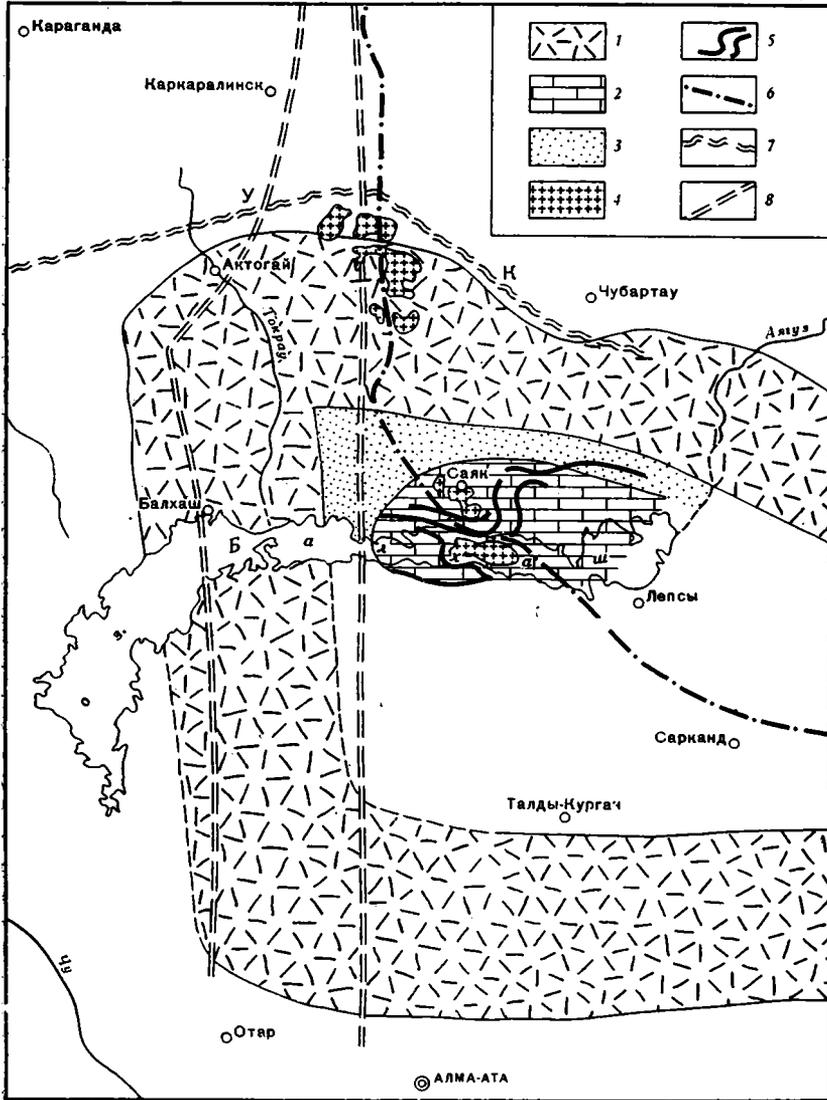


Рис. 3. Реконструкция досдвигового положения некоторых фашиально-тектонических структур Центрального и юго-восточного Казахстана

1 — верхнепалеозойский вулканический пояс; 2 — морские карбонатные фаши среднего — верхнего карбона; 3 — морские терригенно-вулканические фаши верхнего палеозоя; 4 — верхнепалеозойские гранитные массивы; 5 — древние антиклинальные структуры Северо-Балхашского антиклинория; 6 — линия Центрально-Казахстанского сдвига; 7 — Палеозойские зоны смятия; У — Успенская, К — Каиндинская; 8 — Транс-Казахстанская поперечная структура

Севернее Саяжской синклинали, в горах Тюлькули, проходит южный край фаменской вулканической зоны, для которой характерны мощные накопления пестроокрашенных кислых пирокластов, чередующихся с известково-терригенными морскими отложениями. К югу они сменяются терригенно-туффитовой морской толщей. Граница этих фашиальных зон отчетливая, резкая. Смена вулкаников осадочно-морской толщей проис-

ходит в пределах 3—5-километровой полосы. Вытянута она субширотно и на западе, южнее горы Табаккалган, опирается в Центрально-Казахстанский сдвиг. Продолжение этой границы по ту сторону сдвига, мы находим в 65 км севернее — на северном «торце» Кентарлауской, антиклинали.

Наиболее заметен сдвиг по перемещению южного края верхнепалеозойского вулканического пояса. Этот край проходит по крупному субширотному разлому, вдоль которого образовалась полоса своеобразных вулкано-тектонических структур, выделяемых нами под названием Калмакэмельской зоны. Для этой зоны, достигающей приблизительно ширины 20 км, характерно отсутствие угловых несогласий между отложениями среднего и верхнего палеозоя, необычайно мощный, хорошо стратифицированный разрез вулканических накоплений, четкие складчатые структуры — Калмакэмельская, Сайкылинская и другие синклинали. Южная граница Калмакэмельской зоны проходит на востоке по южным крыльям Караунгурской, Кемельбекской, Калмакэмельской и Сайкылинской синклиналей, достигая севернее г. Табаккалган Центрально-Казахстанского сдвига. Вновь Калмакэмельская зона, западнее сдвига, появляется в 65 км севернее (Кусакская синклиналь).

В этих же районах устанавливается и разрыв турнейского вулканического массива. Около горы Табаккалган (Баканаский блок) в турнейское время сформировался локальный вулканический узел с необычно мощными накоплениями пирокластов, прорванных турнейскими субвулканическими телами кислого состава, среди которых встречены своеобразные кварцевые порфиры с очень крупными идиоморфными фенокристаллами кварца. Большое развитие имеют гидротермально-измененные породы «вторичные кварциты». Совершенно та же картина наблюдается и в обрамлении Кусакской синклинали.

Севернее краевой Калмакэмельской зоны размещается главная часть верхнепалеозойского вулканического пояса — область активного вулканизма. Здесь, на смятом в складки среднепалеозойском основании, почти горизонтально, залегают покровы туфов и лав, руины древних вулканов, прорванные бесчисленными субвулканическими телами; вулканические образования группируются в крупные вулканические массивы — Карарек, Чубарайгыр, Конур-Темирши и др. На прилагаемой схеме (рис. 1) обозначена северная граница наиболее мощного проявления вулканизма в позднекаменноугольное время. Относительное смещение всего верхнепалеозойского вулканического пояса по сдвигу, судя по этой границе, составляет 75—80 км.

Одной из особенностей вулкано-тектонических структур вулканического пояса является некоторая изометричность массивов и даже северо-северо-восточная вытянутость их вдоль зон растяжения верхнепалеозойского возраста. Тем не менее, и здесь улавливаются смещенные формы. Смещенным аналогом Чубарайгырского вулканического массива восточного блока является массив гор Конуртемирши. Западным продолжением поля вторичнокварцитовых массивов Бастуайт в долине Эспе — вторичные кварциты Бешоки по западному борту долины р. Кусак.

Все достаточно выдержанные фациально-структурные, тектонические, рудоносные зоны западного блока находят свое продолжение восточнее шва Центрально-Казахстанского сдвига в 65—80 км южнее. И, наоборот, геологические образования восточного — «неподвижного» блока обнаруживаются в сдвинутом. Из числа их необходимо обратить внимание на продолжение Успенской зоны смятия к востоку.

Успенская зона, являвшаяся сложной тектонической структурой, развивалась от силура до конца позднего палеозоя. Эта структура оказала огромное влияние на размещение фациальных зон, на локализацию интрузивного и эффузивного вулканизма, рудообразование. Общая ширина зоны достигает 30—40 км. Главный «ствол» Успенской зоны смятия про-

ходит южнее Каркаралинска через район Карагайлы, упираясь вскоре в Центрально-Казахстанский сдвиг. Продолжение Успенской зоны восточнее сдвига мы находим в 70—75 км южнее, где появляется подобная же зона смятия, названная нами Каиндинской, с теми же геологическими особенностями, что и Успенская.

Такой же 70—80-километровый разрыв устанавливается и для фациальной зоны фаменского времени с осадочным железомарганцевым и полиметаллическим оруденением Атасуйского типа. Атасуйские фации подходят к Центрально-Казахстанскому сдвигу с запада в районе Карагайлы, Кен-Тюбе и верховьев р. Тундык полосой шириной в 40—50 км. Их продолжение находится в верхней части долины р. Кусак (месторождения Торткуль, Акбюрат, Еспе).

Таким образом, в плане достаточно определенно устанавливается правостороннее сдвиговое перемещение вдоль Центрально-Казахстанского сдвига с амплитудой 65—80 км, относительно прилегающей с востока части Баканасского блока. Это перемещение трансформируется на севере в Спасскую надвиговую зону. Хотя разломная трещина сдвига и продолжается дальше на север, но горизонтальные перемещения севернее Спасских надвигов несравненно меньше и ограничиваются первыми километрами, а близ северного конца сдвига выразились даже в простом пликативном изгибе древнепалеозойских структур.

Вертикальные перемещения вдоль сдвига незначительны, хотя появление их, в общем-то, неизбежно. Амплитуда, а главное контрастность их несоизмеримы с масштабом горизонтального сдвига и не превышает сотен метров или первых километров. Проявлялись вертикальные деформации, исключая надвиги Спасской зоны, скорее всего в форме плавного волнообразного вспучивания и прогибания. Вдавливание очень большого радиуса кривизны можно предполагать в массиве Конуртемирши, севернее Бохтинского гранитного плутона.

### ТАБАККАЛГАНСКИЙ КОМПЕНСИРУЮЩИЙ БЛОК

Центрально-Казахстанский сдвиг, от Китайской границы до своего северного окончания близ г. Павлодара, в плане имеет дугообразную форму с резким перегибом между оз. Балхаш и долиной Кентарлау. Этот перегиб усложнен трапециевидным выступом и плавными изгибами по ограничению.

«Нейтральное» движение по сдвиговому расколу возможно только при его идеальной прямолинейности и полном совпадении с ним вектора стресса. В случае изгибания плоскости сместителя возникает либо явление растяжения между крыльями сместителя, либо, наоборот, сдавливание. В первом случае это должно проявляться в виде грабенов, а во втором — надвигов, т. е. трасса сдвига будет представлять собой достаточно сложную, морфологически разнотипную зону. Подобным явлением, казалось бы, следовало проявиться на перегибе Центрально-Казахстанского сдвига. В Прибалхашском отрезке прибрежная часть активного блока должна была надвинуться в северных румбах; вдоль долины Кентарлау-Еспе, севернее г. Табаккалган должен возникнуть раздвиг, с отодвижением силуро-девонских толщ Кентарлауского антиклинория к северо-западу. Все эти дополнительные перемещения должны были составлять многие километры. Однако подобного усложнения линии сдвига не происходит. На всем протяжении мы видим одинарную вертикальную плоскость сместителя с крайне узкой зоной милонитов мощностью несколько метров, одинаковой как в изогнутых, так и в прямолинейных отрезках сдвига. Ни раздвигов, ни надвигов не устанавливается. Объяснить это можно только компенсирующими перемещениями, нейтрализовавшими действия разложения векторов сил. Такие перемещения установлены в трапециевидном выступе Баканасского блока, сре-

занного дополнительным правым сдвигом северо-западного направления (см. рис. 1, 2). Перемещения этого трапециевидного компенсирующего блока, который мы называем Табаккалганским, происходило в северо-западном направлении, строго согласуясь с движением Центрально-Казахстанского сдвига. Сдвиг, ограничивающий с северо-востока Табаккалганский блок, образует как бы основание выступа трапеции. Он, в известной мере, выпрямляет резкий изгиб Центрально-Казахстанского сдвига. Назван этот сдвиг нами Восточно-Саякским. Линия сдвига прослеживается от оз. Балхаш восточнее пос. Майкамыс, где он отходит от Центрально-Казахстанского сдвига. Далее, к северо-западу Восточно-Саякский сдвиг рассекает восточную часть Саякской синклинали. В северном крыле этой синклинали сдвиг разделяется на две основных ветви, вновь соединяющиеся у юго-западного края Калмакэмельской синклинали. Блок, заключенный между ними, подвинут под Калмакэмельскую синклиналь. Затем сдвиг разрывает Калмакэмельскую структуру, смещая Сайкылинскую синклиналь к северо-западу на 9 км. В низовьях долины Еспе Восточно-Саякский сдвиг вновь соединяется с Центрально-Казахстанским.

Внутренняя часть Табаккалганского блока не является монолитной. Она разбита многочисленными правосторонними сдвигами с амплитудой перемещения сотни метров и даже первые километры. Один из таких сдвигов, расположенный в центральной части блока, в его северо-западной части, принимает субширотное направление и переходит в надвиг, по которому силурийские толщи надвинуты на девон.

Механизм компенсирующего перемещения Табаккалганского блока представляется следующим: северо-западное движение Центрально-Казахстанского блока, наталкиваясь на субширотный изгиб отрезка у северного берега оз. Балхаш, оттесняет северный Табаккалганский блок по системе скалывающихся разрывов к северо-западу в сторону долины Кентарлау, где в это время существуют условия непрерывного растяжения. Взаимосвязанные движения этих блоков устраниают возможность надвигов и раздвигов в изгибах.

Движение масс в северо-западном направлении устанавливается и восточнее Восточно-Саякского сдвига, но уже не настолько закономерно, и эффект смещения постепенно рассеивается.

Суммарная величина компенсирующего смещения измеряется 15—17 км. Величину компенсирующего перемещения Табаккалганского блока необходимо учитывать для определения полного сдвига Центрально-Казахстанского блока относительно Баканасского, которое, следовательно, будет близко к 80 км.

### ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКИЙ СДВИГОВЫЙ БЛОК

Огромная территория к западу от Центрально-Казахстанского сдвига смещена на многие десятки километров к северу и надвинута серией надвигов и шарьжей Спасской зоны на неподвижный (или почти неподвижный) массив северной части Центрального Казахстана, игравший роль форланда. Блок имеет резкую асимметрию тектонической структуры, связанной с максимальными перемещениями вдоль шва Центрально-Казахстанского сдвига и затуханием амплитуд в районе Атасуйского антиклинория и Западного Прибалхашья. Соответственно уменьшаются к западу и амплитуды надвигов Спасской зоны, оканчивающихся у р. Кулан-Утпес. Весь сдвиговый блок не представляет собой монолитного тела. Он разбит многочисленными правосторонними сдвиговыми расколами (см. рис. 1). Амплитуды горизонтального перемещения несравненно меньше, чем по Центрально-Казахстанскому сдвигу, редко достигая 10 км. В 1962 г. А. И. Суворов (1962) описал Актаскую зону сдвигов, протягивающуюся от верховьев р. Токрау к югу — юго-востоку

через Кызыкскую ветвь Северо-Балхашского антиклинория. Позднее М. М. Уколов (1966) подробнее изучили сдвиговые нарушения этой зоны в районе Кызыл-Райского гранитного массива. Нами уточнено положение сдвигов от Кызыл-Райского гранитного массива до оз. Балхаш. При этом несколько изменено пространственное положение отдельных разломов, в частности продолжением собственно Актасского сдвига являются не сдвиги, следующие к горе Казык и интрузиву Сусызкара, а Токрауский, Иткудукский и Каражирикский сдвиги, расположенные западнее. Выделяется несколько сдвигов восточнее первоначально обозначенной Актасской зоны, пересекающих северную часть Кентарлауского антиклинория и сопряженных с местными небольшими надвигами, установленными нами в 1957 г. В итоге зона сдвигов оказалась значительно шире (50—70 км) первоначально выделенной Актасской зоны. Тем не менее главные принципы движения, установленные А. И. Суворовым, правильны и, хотя зона теперь не выглядит столь компактной как прежде, мы сохраняем за ней название Актасской.

Актасская зона представляет собой наиболее густо развитую сдвигами часть Центрально-Казахстанского сдвигового блока. В целом она вытянута довольно строго в северо-западном направлении, отходя все дальше от Центрально-Казахстанского сдвига. К сожалению, ее продолжение южнее оз. Балхаш полностью скрыто под песками Южного Прибалхашья. Возможна ее связь с Солдатсайским разломом Джунгарии. В таком случае она в общих чертах повторяет изгиб Центрально-Казахстанского сдвига, но с меньшим радиусом кривизны. Отдельные сдвиговые швы Актасской зоны редко сохраняют прямолинейность направления. Они могут изгибаться и иногда довольно круто заканчиваться надвигом или сливаться с соседним сдвигом. Совершенно очевидна при этом их соподчиненность старым палеозойским структурам, особенно заметная среди складок в породах силуро-девона Кентарлауского антиклинория. В более монолитных вулканических толщах верхнего палеозоя сдвиговые расколы почти прямолинейны.

Между северным окончанием Актасской зоны и Центрально-Казахстанским сдвигом и к западу от нее сдвиговое движение рассеивается по отдельным сдвигам небольшой амплитуды (1—2 км), не имеющим большого протяжения и не образующим выдержанные зоны. На схеме (см. рис. 1) показана часть наиболее крупных из них. В целом же, их конечно больше. Отчетливо уменьшается число сдвигов к западу в связи с замиранием величины горизонтального перемещения.

### СПАССКАЯ НАДВИГОВАЯ ЗОНА

Впервые надвиги Спасской зоны были установлены М. П. Русаковым (1930), М. П. Русаковым, М. П. Вагановым и И. С. Яговкиным (1933), а затем Г. Ц. Медоевым (1939), отметившими чешуйчатое строение структуры, рассеченной сдвигами и надвинутой на южное крыло Карагандинского синклинория. А. А. Богданов, Ю. Ф. Кабанов и др. (1960, 1961) установили пологие надвиги вдоль Спасской зоны, восточнее Карагандинского бассейна. А. И. Суворов, С. Г. Самыгин (1965) в последние годы провели наиболее полный анализ геологических структур Спасской зоны. Он доказывает существование серии протяженных надвигов с величиной северного перемещения до 30—35 км. В результате надвигов произошло сближение фациальных зон — Северо-Балхашского девонского прогиба и девонского вулканического пояса.

Принципиальная сторона вопроса решена А. И. Суворовым, с нашей точки зрения, правильно, но геологические материалы позволяют несколько по-иному определять границы отдельных покровов, масштабы перемещений и их роль в системе надвигов Спасской зоны.

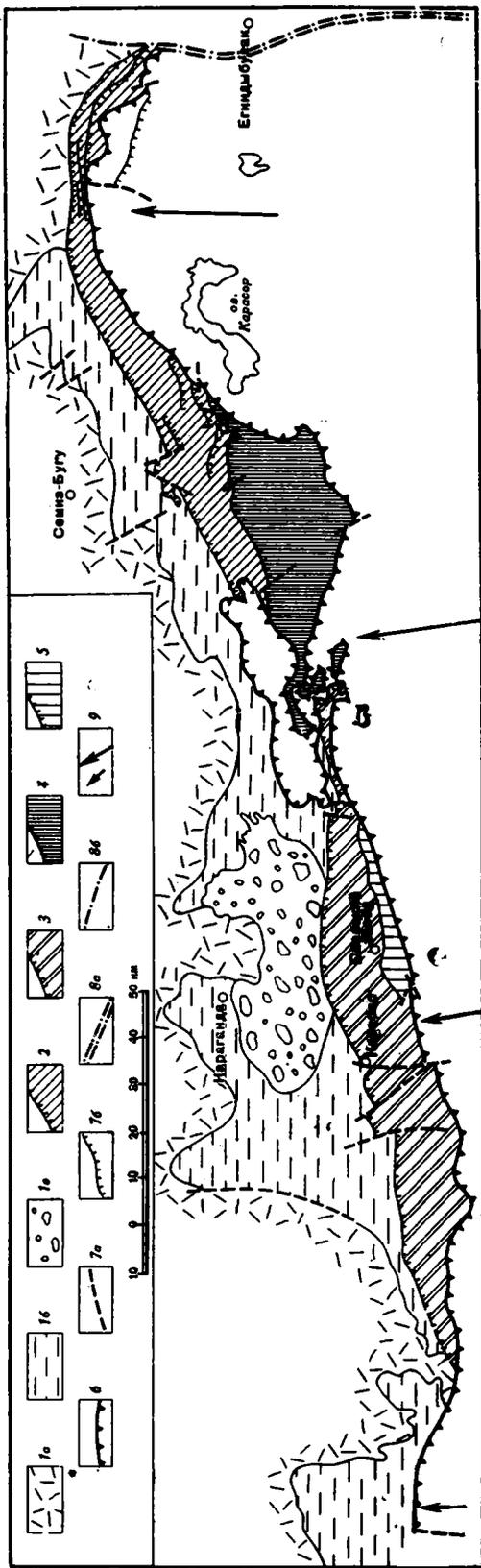


Рис. 4. Схема строения Спасской надвиговой зоны

1 — Аллохтон: а) нижне-среднедевонский вулканический пояс; б) континентально-морские осадочные толщи верхне-девонского и каменноугольного возраста; в) рет.-юрская угленосная моласса; 2 — Ащисуйский тектонический покров; 3 — Карабасский тектонический покров; 4 — Матакский тектонический покров; 5 — Байдулгетовский тектонический покров; 6 — Карасорский тектонический покров; 7 — а) сдвиги; 8 — Центрально-Казахстанский сдвиг — а) главный сдвиг, б) заступающее продолжение сдвига; 9 — направление движения масс; величина стрелки указывает на относительные масштабы перемещения

Нами выделяется четыре главных тектонических покрова (рис. 4): Карабасский, Ащисуйский, Матакский и Карасорский. Масштабы горизонтальных перемещений первых трех несравненно меньше, чем Карасорского покрова. Сложены они вулканогенно-осадочными толщами нижне-среднего девона в фациях, переходных от континентально-вулканических к морским. Живетско-франские породы покровов, особенно Матакского и Ащисуйского, относятся к фациальной зоне, окаймляющей с юга и девонский вулканический пояс Чингизского антиклинория, где фациальные зоны располагаются в своих первоначальных границах. Сравнивая их местоположение, можно видеть, что значительного оближения фациальных зон не происходит. Суммарная амплитуда перемещения этих покровов к северу, включая и многочисленные мелкие чешуи, вряд ли превышает 35—45 км. Максимальные перемещения, как это отмечал уже А. И. Суворов, происходили в восточной половине Спасской зоны. К западу они уменьшаются, что видно по Карабасскому покрову. При крупномасштабном геологическом картировании и буровыми работами (Ю. Ф. Кабанов, М. К. Попов и др.) устанавливается горизонтальное, или почти горизонтальное положение

ние большей части тектонических покровов, по крайней мере для сохранившихся фронтальных частей, где, однако, встречаются иногда и более крутые — 30—40° падения плоскости сместителя.

Наибольшее перемещение характерно для Карасорского покрова. Этот покров в основе своей сложен морскими терригенными зеленоцветными толщами силура и нижнего девона, связанными непрерывным переходом и принадлежащими Северо-Балхашской фациальной области. В Карасорском покрове они оказались вплотную придвинутыми к континентальному вулканическому нижнедевонскому поясу, перекрыв переходные фациальные зоны, и только на западе, где амплитуда надвига уменьшается, из-под покрова появляются первые элементы переходной зоны. В Южном Предчингизье переходная зона имеет ширину свыше 50 км. Есть все основания полагать, что и здесь, к западу от Центрально-Казахстанского сдвига, она была близкой по величине. Таким образом, величина горизонтального перемещения Карасорского покрова по фронту от восточной окраины Карагандинского бассейна до Центрально-Казахстанского сдвига не менее 50 км. Минимальную цифру перемещения можно определить и в районе пос. Инталы. Здесь в «окнах» покрова проглядывают среднедевонские порфириновые толщи более древнего Матакского покрова (средний девон Карасорского покрова осадочно-терригенный). Расстояние между южным «окном» и современной фронтальной частью — 30 км.

Западное окончание Карасорского покрова у речки Кулан-Утпес проходит по меридиональному сдвигу. Сдвиг левосторонний, амплитуда перемещения всего 5—6 км.

Карасорский покров перекрывает все другие покровы и является самым молодым, хотя вполне допустимо и одновременное движение покровов к северу и перекрытие медленно сдвигающихся чешуй более динамичными покровами.

Таким образом, уменьшение величины горизонтального перемещения по надвигам Спасской зоны с востока на запад хорошо согласуется с закономерностью сдвиговых перемещений Центрально-Казахстанского сдвигового блока.

А. И. Суворов в одной из своих работ (1963<sub>2</sub>) считает Спасскую зону надвиговым завершением Чингизского сдвига. Однако геологические материалы не подтверждают подобной прямой связи, хотя Чингизский сдвиг и является частью тектонических структур, возникших одновременно с Центрально-Казахстанским сдвигом, о чем будет сказано ниже.

Местоположение Спасских надвигов, трансформировавших сдвиговое движение Центрально-Казахстанского блока во фронтальные надвиговые, связано с существованием здесь древней подвижной зоны — Спасской зоны смятия. Образование глубинного разлома привело к нарушению механической целостности этой области Центрального Казахстана и предопределило формирование надвигов при перемещении Центрально-Казахстанского сдвигового блока к северу.

В 60—70 км южнее и параллельно древней Спасской зоне смятия протягивается Успенская зона смятия, структурно и генетически близкая к первой, хотя и менее значительная. А. И. Суворов (1963<sub>1</sub>) считает Успенскую зону надвиговой, образующей с Актасским сдвигом (в его понимании) динамопару. Не отрицая возможного существования отдельных надвигов, мы вместе с тем считаем, что надвиговые структуры для Успенской зоны смятия не характерны. Они и не доказаны. Та же Актаская зона сдвигов, рассекая Успенскую зону смятия, смещает ее, равно как и прочие геологические структуры. Здесь, в месте сосредоточения максимальных горизонтальных сдвиговых усилий, не произошло образования надвигов, хотя бы отдаленно соизмеримых со Спасскими.

Тесная связь сдвиговых и надвиговых структур, образующих закономерную ассоциацию, не оставляет сомнений, что образование их подчи-

нено единому тектоническому акту. Установлено, что сдвиги рассекают самые молодые интрузивные массивы «Акчатауского» комплекса — Кызылрайский, Майтасский, Восточно-Коунрадский и др., возраст которых считается верхнепермским. Вдоль сдвиговых швов нет проявления гидротермального метаморфизма. Эти факты свидетельствуют о том, что тектонические разломы этой группы возникли после заключительного этапа развития палеозойской геосинклинали. Это подтверждается и другими обстоятельством. В Карагандинском синклинории, непосредственно перед фронтом Спасских надвигов, в рэт-юрское время возник крупный, резко очерченный с юга прогиб, заполненный угленосной молассой. К югу от Спасской зоны юрских отложений нет. Характер распределения грубообломочного материала в рэт-юрских отложениях свидетельствует о том, что снос его происходил с юга. Огромный размер валунов, плохая сортировка материала служит указанием на близость и большую высоту питающей провинции, какой могли быть только горные сооружения Спасской надвиговой зоны (рис. 5).

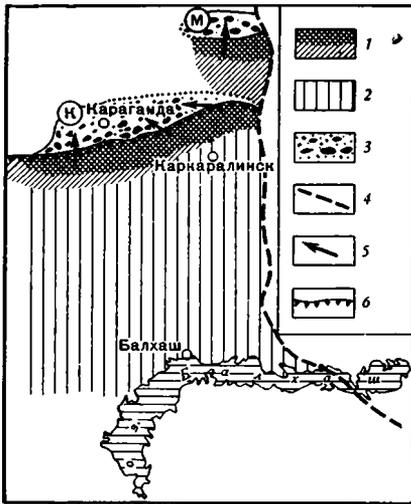


Рис. 5. Горные сооружения Центрально-Казахстанского сдвигового блока и краевые рэт-юрские молассовые впадины

1 — высокие горы, 2 — нагорья-плато; 3 — молассовые предгорные впадины, К — Карагандинская, М — Майкубенская; 4 — Центрально-Казахстанский сдвиг; 5 — направление сноса; 6 — надвиговый фронт

Наиболее мощные и грубые конгломераты сосредоточены в низах толщи, указывая на время максимального тектонического пароксизма. Именно в конце триаса, надо полагать за короткий промежуток времени, были созданы главные покровы и горное сооружение Спасской надвиговой зоны. Появление выше по разрезу новых грубообломочных пачек является следствием эпизодических повторений надвигов, омолаживающих рельеф. Разломы и надвиги, захватывающие и юрские толщи южной окраины впадины относительно небольшого масштаба, образовались в связи с частичным надвиганием Спасских покровов на краевую молассовую впадину и существенно не меняли пространственного положения Спасской надвиговой зоны. Таким образом, главная фаза движения Центрально-Казахстанского сдвигового блока, видимо, была в верхнем триасе.

Большой интерес представляет собой выяснение причины резкого изменения направления Центрально-Казахстанского сдвига от северо-западного к меридиональному на территории Центрального Казахстана. Причина этого кроется скорее всего в подчинении разлома каким-то более древним глубинным структурам Центрального Казахстана, вставшим на пути сдвига. Эта тектоническая структура, подчинившая своему пространственному положению Центрально-Казахстанский сдвиг, должна была иметь, естественно, меридиональное простираение. Явных признаков такой структуры, выраженной в конкретных тектонических формах, нет. Более того, несмотря на отдельные изгибы крупных тектонических элементов, в общем они в Центральном Казахстане воспринимаются как субширотные. Тем не менее целый ряд факторов заставляет признать существование своеобразного меридионального тектонического элемента. На геологической карте Центрального и Юго-Восточного Казахстана обращает на себя внимание двояковыпуклая ориентировка складчатых дуг, особенно периферических. Северная дуга (с известными упрощениями) Чингиз—Майкаин—Экибастузская и южная —

Чу—Или—Южно-Джунгарская. Также ориентированы вдоль них глубинные разломы. В одной из предыдущих работ (Кошкин, 1965) уже указывалось на существование на территории Центрального и Юго-Восточного Казахстана в среднем и позднем палеозое крупного блока земной коры, названного «Балхашским», который периодически, под действием горизонтальных сил, направленных с востока на запад, перемещался в запад—северо-западном направлении. На протяжении длительной истории сдвигового перемещения блока здесь возникло большое число разнообразных структур сжатия, растяжения, развивавшихся в гармоничном сочетании между собой. Крупные сдвиговые зоны—Успенская, Акжал-Аксоранская и др. являются главными тектоническими структурами этого типа, параллельно с которыми возникают своеобразные поперечные структуры и сочетаются зоны сдавливания и растяжения. Эти поперечные структуры могут быть как двусторонними, почти симметричными, так и односторонними. Примером крупной, но частной односторонней поперечной структуры служит Булаттау-Моинтинская в Северо-Западном Прибалхашье. Западный край этой структуры—ее «основание» проходит по Джалаир-Найманской зоне сдвигов. Восточной границей служат древние антиклинории: Кызыл-Эспинский и Моинтинский. В связи с сопротивлением горизонтальному смещению в северо-западном направлении произошло крутое изгибание к восток-северо-востоку и перелом прежде единого антиклинория с образованием широкой динамической зоны сжатия и растяжения северо-восточного простирания. В этом направлении ориентированы вулканические структуры девона, девонские и верхнепалеозойские гранитные массивы, связанные, скорее всего, с зонами растяжения. Наряду с этим устанавливаются и структуры сжатия, выраженные надвигами в северном направлении. По-видимому, происходило чередование периодов сжатия и растяжения. Северо-западное сжатие тектонических структур было в какой-то мере упругим и кратковременным; в наступавший после этого период спада северо-западного сжатия возникали регрессивные напряжения, т. е. противоположного знака с образованием зон растяжения.

Аналогичным, но несравненно более крупным образованием—структурой первого порядка, следует считать зону меридионального сжатия и растяжения, соединявшую вершины противоположных Чингиз—Майкаин—Экибастузский и Чу—Или—Южно-Джунгарских дуг. Предлагается именовать ее Трансказахстанской поперечной структурной зоной (см. рис. 4). Эта зона ориентирована поперек структур Центрального Казахстана. На севере она начинается в области резкого перегиба северо-западных—Чингизских структур на юго-западные Майкаин—Экибастузские. Нередко Чингизские структуры принимают меридиональное направление, а местами образуют сложные изгибы. Северный поворот структур частично связан с более поздними движениями по Центрально-Казахстанскому сдвигу. Но в основе своей этот крутой перегиб произошел ранее. Шов Центрально-Казахстанского сдвига строго придерживается зоны перегиба. К югу от Бохтинского и Кентского гранитных массивов вплоть до озера Балхаш ширина зоны увеличивается, достигая примерно 150—200 км. Пройдя под песками Южного Прибалхашья, зона входит в вершину южной дуги, в район перегиба Чу-Илийского антиклинория к Южно-Джунгарским структурам. Южная дуга, в отличие от северной,—плавная.

Образование поперечной структуры мы связываем с горизонтальными движениями запад—северо-западного направления, проявившимися в среднем и позднем палеозое. Мощные напряжения, направленные с востока, привели к раздвиганию граничных дуг и их сдавливанию. Это предопределило положение субмеридиональной зоны, где возникли структуры сжатия и растяжения в весьма сложном сочетании. Наиболь-

шее сжатие проявилось севернее Кувского гранитного массива. Южнее преобладало растяжение. По всей вероятности, позднепалеозойский вулканизм Токрауского синклиория и его южного продолжения вплоть до Чу-Илийских гор в значительной мере обязан зонам растяжения поперечной структуры. Главные растяжения возникли, с нашей точки зрения, в процессе сжатия, когда краевые дуги, расходясь в противоположные стороны, создали внутри Балхашского блока область растяжения. По-видимому, механизм образования и взаимодействия сопряженных зон сжатия и растяжения чрезвычайно сложен. Можно предполагать частичное подавление эффекта растяжения сжатием, особенно с восточной стороны, где исходные силы сжатия были наибольшими. Нельзя исключать явления скалывания и появление узких субмеридиональных трещин растяжения, возникших после упругой деформации. По-видимому, с этими системами расколов связаны субмеридиональные дайковые пояса в восточной части Чу-Илийских гор и в Токрауском синклиории. Вероятно, существует связь между тектоническими структурами поперечной зоны и кольцевыми вулканическими структурами, подавляющая часть которых сосредоточена именно здесь. Таким образом, достаточно очевидно существование очень крупной глубинной поперечной тектонической структуры, проявившейся в разнообразных формах. Центральнo-Казахстанский сдвиг, достигнув ее, был вынужден изменить свое направление с северо-западного на меридиональное.

Ранее была описана компенсационная сдвиговая структура, возникшая на трапезиевидном выступе перегиба Центральнo-Казахстанского сдвига. Однако необходимость в компенсирующих сдвигах сохраняется и для всей дугообразной линии Центральнo-Казахстанского сдвига от оз. Эби-Нор на востоке до Спасских надвигов на севере и в какой-то мере до павлодарского Прииртышья. Такая компенсация была обеспечена Чингизским (или Аягуз-Уржарским) сдвигом (см. рис. 2). Этот сдвиг отделяется от Центральнo-Казахстанского у оз. Эби-Нор, в месте перехода северо-западного Лобнор-Эбинорского отрезка в дугу собственно Центральнo-Казахстанского сдвига. Простираение Чингизского сдвига также северо-западное. По смещению фациальных зон палеозоя Чингизского антиклиория относительно Тарбагатайского, А. И. Суворов (1963) предполагал амплитуду правостороннего сдвига, равную 50 км. Эта цифра подтверждается и нашими наблюдениями по смещению фациальных зон верхнего палеозоя и некоторых гранитных массивов в Аягуз-Урджарском районе. Такого порядка должна быть и величина компенсирующего перемещения. Чингизский сдвиг от г. Аягуза к северо-западу начинает разделяться. Главная линия проходит по собственно Чингизскому антиклиорию через Мурджикское поднятие. Другая ветвь — южная, следует вдоль Акчатаусского антиклиория, подходя к Центральнo-Казахстанскому сдвигу близ начала Спасских надвигов, причем здесь наблюдается трехкилометровое правостороннее смещение шва Центральнo-Казахстанского сдвига. По всей вероятности, имеется еще ряд второстепенных сдвигов внутри сегмента.

Таким образом, истинная величина правостороннего сдвигового смещения определяется суммой относительных перемещений Центральнo-Казахстанского сдвигового блока и компенсирующего сегмента, который мы называем «Баканасским», и равна 120—130 км. На отрезке оз. Лобнор — оз. Эби-Нор, где все перемещения сосредоточены по одному шву, величина его должна быть уже только в пределах последних значений (120—130 км).

Общая картина строения сдвигов, в итоге, следующая (см. рис. 2). От исходного пункта у оз. Лобнор, находящегося у восточного окончания Таримского массива, одинарный шов сдвига протягивается довольно строго к северо-западу до оз. Эби-Нор, Амплитуда правостороннего сдвига 120—130 км. За озером Эби-Нор сдвиговый раскол, подчиняясь

почти субширотным палеозойским тектоническим структурам Северной Джунгарии, отклоняется к западу, а затем в Северном Прибалхашье резко поворачивает к северу. Одновременно с изгибом сдвигового шва появляется Чингизский компенсирующий сдвиг, сохраняющий северо-западное направление Лоб-Нор—Эби-Норского отрезка. В связи с компенсирующими перемещениями Чингизского сдвига относительное перемещение по дуге Центрально-Казахстанского сдвига равно 75—80 км. В абсолютном же значении она также достигает 120—130 км. Такую же величину имеет сумма фронтальных надвигов Спасской зоны.

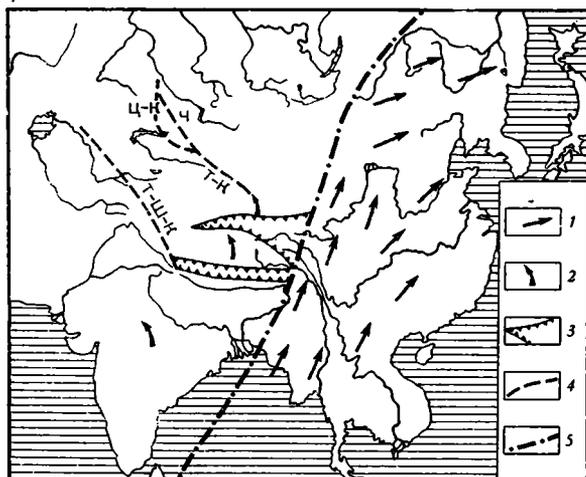


Рис. 6. Схема свдиговой тектоники Центральной и Юго-Восточной Азии в нижнепалеозойское время

1 — направление подкорковых течений Юго-Восточной Азии, 2 — векторы вращения глыб эпипалеозойской платформы, 3 — зоны раздвигов, 4 — сдвиги эпипалеозойской платформы. Т-К-Ш — Тянь-Шань — Куньлуньский; Т-К — Таримско-Казахстанский, Ц — Центрально-Казахстанский, Ч — Чингизский; 5 — западная граница области активных мезозойских движений

Все сдвиговое сооружение мы называем Таримско-Казахстанским сдвигом.

Таримско-Казахстанский сдвиг имеет очень большое сходство с Тянь-Шань—Куньлуньским (Буртман, Пейве и др., 1963). Это проявляется в близких величинах пространственного смещения, в общем направлении и в морфологии сдвига. Время образования обоих сдвигов — конец триаса. Все это свидетельствует о каких-то единых тектонических движениях Азиатского континента в мезозое. В начале мезозоя происходит активизация тектонических движений, охвативших Юго-Восточную Азию, вызванная, видимо, начавшимися в это время раскалываниями и перемещениями континентальных глыб. Отрыв Индостана и перемещение его к северо-востоку связаны с появлением определенного глубинного течения, захватившего и юго-восток Азии. Были раздроблены допалеозойские и палеозойские структуры. Между расходящимися блоками образовались прогибы разного типа, заполненные мощными толщами континентальных и морских отложений. Достаточно широко проявляется эффузивный и интрузивный вулканизм. Наиболее энергичные процессы распада древних структур устанавливаются к востоку от линии северо-восточного направления, проходящей по восточной окраине Тибетского нагорья, мимо оз. Куку-Нор, Улан-Батора и по краю Станового хребта. Эта линия отражает положение западного края главного глубинного северо-восточного течения. К западу от этой линии мезозой-

ские прогибы образуют широтные клинообразные зоны, вдающиеся в древние структуры и постепенно затухающие к западу,—Сиканский синклиниорий между Таримским и Тибетским массивами, индосиниды южного обрамления Тибетского массива.

Эти расколы являются структурами растяжения, возникшими в обрамляющей «раме» глубинного потока. В процессе растяжения происходило постепенное увеличение их ширины и размеров и связанный с этим поворот восточных частей блоков — таких как Таримский, Тибетский массивы и других — против часовой стрелки. В свою очередь, северо-западное вращательное движение восточного края Таримского массива привело к образованию Таримско-Казахстанского сдвига в глубь палеозойд Тянь-Шаня и Центрального Казахстана (рис. 6).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Грандиозные тектонические процессы, охватившие в мезозое Юго-Восточную Азию, проявились в разрушении допалеозойских и палеозойских складчатых сооружений. Горизонтальное перемещение масс в северо-восточном направлениях, помимо создания сложных и разнообразных тектонических структур в пределах подвижного пояса, оказывало активное воздействие и на примыкавшую с запада и северо-запада эпипалеозойскую платформу. Трансформирование северо-восточных движений подвижного пояса в северо-западные напряжения возникло в результате разрывов и поворотов глыб переходной зоны. Следствием этого было образование северо-западных расколов, углубившихся на 2000—2500 км в палеозойские массивы Тянь-Шаня и Восточного Казахстана. Вдоль расколов произошли горизонтальные сдвиговые перемещения обширных территорий на 250 км (Тянь-Шань—Куньлуньский сдвиг) и 120 км (Таримско—Казахстанский сдвиг). За тысячи километров от пояса мезозойской складчатости, в области, завершившей свое геосинклинальное развитие, возникают сложные шарьяжные горные сооружения Спасской надвиговой зоны. Таким образом, ассоциация раннемезозойских тектонических структур Центрально-Казахстанского (или в целом Таримско-Казахстанского) сдвига не является частью закономерного тектонического развития палеозойской геосинклинали Восточного Казахстана, а есть результат воздействия внешних сил, проникших из мезозойского подвижного пояса Юго-Восточной Азии.

## Литература

- Беляевский Н. А. Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луня. Изв. АН СССР Сер. геол., № 2, 1949.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии», Изд-во «Наука», 1964.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геология, сб. 41, 1954.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А., Кабанов Ю. Ф., Канфельд О. М., Мазарович О. А., Четверикова Н. П., Щербакова М. Н., Юрнна А. Л., Яковлева Е. Б. Стратиграфия и фация отложений девона окраин Карагандинского бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 35, вып. 6, 1960.
- Богданов А. А., Четверикова Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.
- Борукбаев Р. А. История тектонического развития Чингизской геоантиклинальной зоны (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 3, 1961.
- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1961.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. Тр. Геол. ин-та, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.

- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 20, 1955.
- Казанли Д. Н., Попов А. А., Антоненко А. Н. Глубинное сейсмическое зондирование в Центральном Казахстане. Вест. АН КазССР, № 4, 1959.
- Канфельд О. М., Мазарович О. А., Турсына В. В. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. Вест. Моск. ун-та. Сер. геол., № 6, 1962.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Беш-Таштерский правый сдвиг и сдвигающая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня. В кн. «Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня». Изд-во АН КиргССР, 1964.
- Кошкин В. Я. Роль продольного сдавливания и образования тектонических структур земного шара. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1965.
- Кронидов И. И., Кумпан А. С., Рябкова М. С. Новые данные о геологическом строении и структуре Северного Прибалхашья и Сарысуйской депрессии по результатам аэромагнитной съемки. Сов. геология, № 7, 1958.
- Мазарович О. А. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 3, 1963.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пат-Далы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 62, Изд-во АН СССР, 1961.
- Медоев Г. Ц. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна. Материалы по геологии и полезн. ископ. Казахстана, вып. 8, 1939.
- Пейве А. В., Буртман В. С., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. В кн. «Гималайский и Альпийский орогенез». Докл. сов. геол. на XX сес. Междунар. геол. конгр. Госгеолтехиздат, 1964.
- Русаков М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. Изв. Главн. геологоразв. упр. т. 49, № 2, 1930.
- Русаков М. П., Ваганов М. П., Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в Северо-Восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. Тр. Всес. геологоразв. объедин., вып. 236, 1933.
- Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. В кн. «Вопросы геологии Азии», Изд-во АН СССР, 1955.
- Суворов А. И. К характеристике Актаской зоны разломов в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1962.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 80, Изд-во АН СССР, 1963.
- Суворов А. И. Спаская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1963.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. Матакский тектонический покров в Центральном Казахстане. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1965.
- Тектоническая карта Евразии. ГУГК, 1965.
- Уколов М. М. К вопросу о строении Актаской зоны разломов. Сб. «Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана», 1966.
- Щерба Г. Н., Колмагоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 1, 1962.

Центрально-Казахстанское  
геологическое управление  
г. Караганда

Статья поступила  
27 февраля 1967 г.

УДК 551.24(571.661)

**Д. И. АГАПИТОВ, В. В. ИВАНОВ****ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЕНЖИНСКО-АНАДЫРСКОГО РАЙОНА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ**

Дан анализ тектонического развития Пенжинско-Анадырского района на протяжении позднемезозойско-кайнозойского, геосинклинального цикла. История развития геосинклинали разделяется на три основных этапа: начальный, средний и поздний (орогенный). Составлены палеотектонические схемы отдельно для каждого этапа. Отмечаются некоторые особенности внутренней зональности района.

Пенжинско-Анадырский район расположен в краевой северной части Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости.

Отдельные вопросы истории тектонического развития данной территории в мезозое и кайнозое затрагивались в работах В. Ф. Белого (1963), Ю. Б. Гладенкова (1963, 1964), Б. Х. Егiazарова (1963), Г. Г. Кайгородцева (1961), Б. А. Петрушевского (1964), Ю. М. Пушаровского (1964, 1965), В. А. Титова (1959, 1961) и некоторых других исследователей.

По мере накопления фактического материала укореняется мнение о том, что геосинклинальное развитие этого района закончилось раньше, чем развитие южных частей Корякского нагорья и п-ова Камчатки. Это представление получило наиболее четкое выражение в работе В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана, Н. А. Шило (1964), выделивших в пределах Корякско-Камчатской области две зоны (системы): северную — Анадырско-Корякскую, более ранней консолидации, и южную — Олюторско-Камчатскую. Указанные зоны в значительной степени отвечают соответственно краевому поднятию и позднекайнозойской системе, выделенным Ю. М. Пушаровским (1964, 1965) внутри тыловой зоны Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца.

В настоящей статье, на основе проведенных геолого-геофизических исследований и обобщения новых данных по стратиграфии и тектонике, авторы попытались восстановить историю тектонического развития Пенжинско-Анадырского района, почти целиком входящего в Анадырско-Корякскую зону или зону краевого поднятия, на протяжении поздне-мезозойско-кайнозойского геосинклинального цикла.

**ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ**

В геологическом строении рассматриваемого района принимает участие сложный набор пород, охватывающих возрастную интервал от верхнего ордовика до голоцена. Палеозойские породы, изученные слабо, объединяются в комплекс основания складчатой области и знаменуют собой длительный период геосинклинального развития. Мезозойско-кайнозойские образования разделяются на ряд структурных этажей: верхнетриасовый — среднеюрский, верхнеюрский — готеривский, барремский — нижнесенонский, верхнесенонский — миоценовый и плиоцен-четвертичный. Согласно схеме В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана и Н. А. Шило (1964), первый из них отвечает переход-

ному этапу развития, промежуточному между палеозойским и поздне-мезозойско-кайнозойским геосинклинальными циклами. Второй и третий этажи соответствуют ортогеосинклинальному периоду поздне-мезозойско-кайнозойского геосинклинального цикла, четвертый этаж объединяет образования орогенного этапа, а пятый отвечает постгеосинклинальному периоду.

Достаточно общепринятой является тектоническая схема района (рис. 1), на которой в качестве наиболее крупных геоструктурных эле-

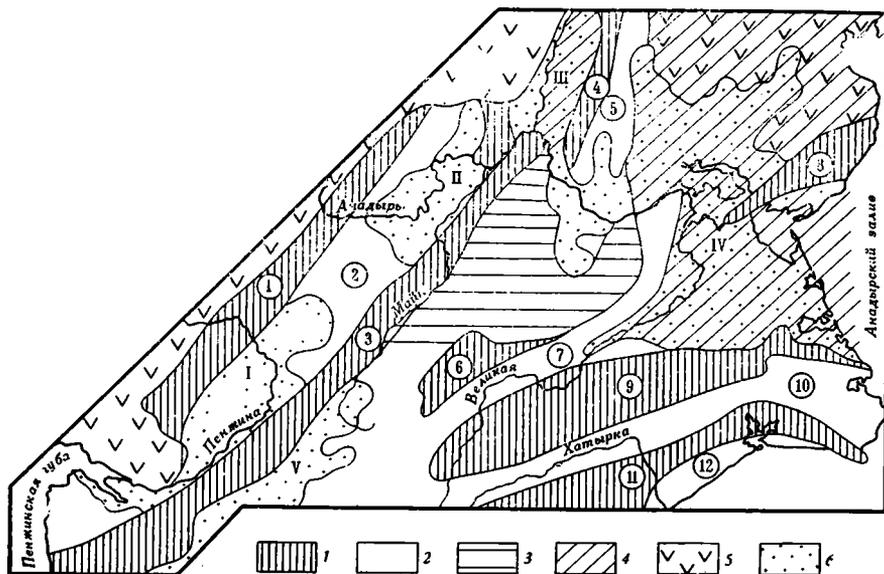


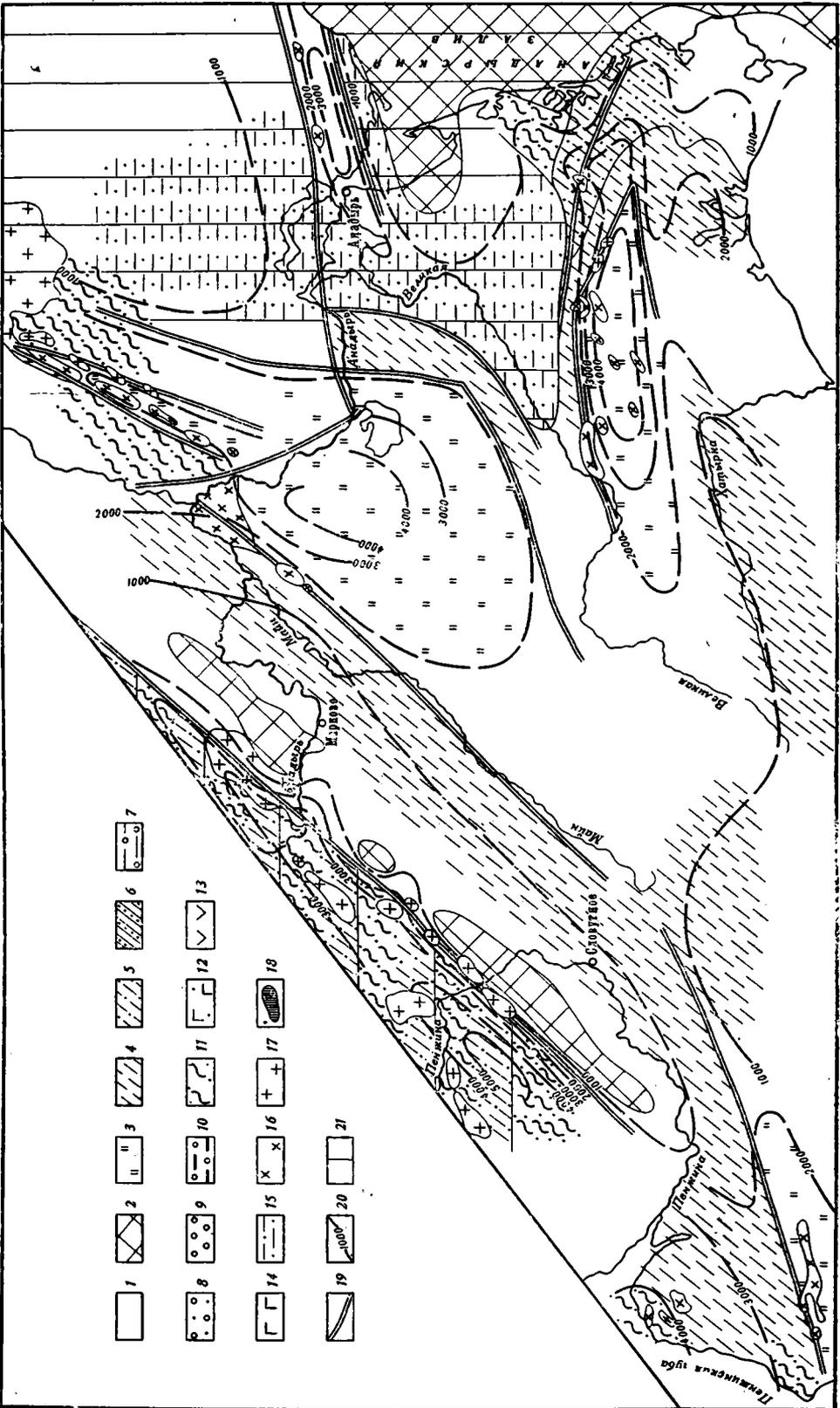
Рис. 1. Схема основных структурных элементов Пенжинско-Анадырского района

1 — антиклинории и поднятия; 2 — синклинории; 3 — Алганский мегасинклинорий; 4 — срединные массивы; 5 — вулканический пояс; 6 — плиоцен-четвертичные впадины. Цифровые обозначения на схеме: 1 — Мургалский антиклинорий; 2 — Пенжинский синклинорий; 3 — Таловско-Майнский антиклинорий; 4 — Бычинский антиклинорий; 5 — Восточно-Пекульнейский синклинорий; 6 — Ваежский антиклинорий; 7 — Великокореченский синклинорий; 8 — поднятие хребта Золотой; 9 — Северо-Корякский антиклинорий; 10 — Алькатваамский синклинорий; 11 — Хатырско-Наваринский антиклинорий; 12 — Опухско-Пекульнейский синклинорий.

Молодые впадины: I — Средне-Пенжинская; II — Марковская; III — Бельская; IV — Анадырская; V — Параловская

ментов выделяются Мургалский, Таловско-Майнский, Бычинский, Ваежский антиклинории, Пенжинский, Восточно-Пекульнейский и Великокореченский синклинории, Алганский мегасинклинорий, Анадырская впадина, возникшая на юго-западном краю Эскимосского массива (Белый, 1963, 1964), горстообразное поднятие Золотого хребта и собственно Корякское складчатое сооружение, состоящее в рассматриваемом районе из Северо-Корякского (Тамватнейского), Хатырско-Наваринского (Хатырского) антиклинориев и Алькатваамского и Опухско-Пекульнейского (Хатырского) синклинориев<sup>1</sup>. На севере и западе район оконтуривается полями эффузивов Охотско-Чукотского вулканического пояса. К западу от Бычинского антиклинория выделяется Бельская впадина, а в пределах Пенжинского синклинория — Марковская и Средне-Пенжинская плиоцен-четвертичные впадины.

<sup>1</sup> Опухско-Пекульнейский синклинорий расположен в пределах позднекайнозойской складчатой зоны.



- 1 [Empty box]
- 2 [Box with diagonal lines from top-left to bottom-right]
- 3 [Box with horizontal lines]
- 4 [Box with diagonal lines from top-right to bottom-left]
- 5 [Box with vertical lines]
- 6 [Box with horizontal lines and a small circle on the right]
- 7 [Box with a small circle on the right]
- 8 [Box with a grid of small circles]
- 9 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 10 [Box with a grid of small circles and a vertical line through the middle]
- 11 [Box with a grid of small circles and a diagonal line from top-left to bottom-right]
- 12 [Box with a grid of small circles and a diagonal line from top-right to bottom-left]
- 13 [Box with a grid of small circles and a vertical line through the middle]
- 14 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 15 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 16 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 17 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 18 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 19 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 20 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]
- 21 [Box with a grid of small circles and a horizontal line through the middle]

## НАЧАЛЬНЫЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

Тектонические процессы начального, позднеюрского-готеривского этапа позднемезозойско-кайнозойского геосинклинального цикла, протекавшие одновременно с завершением геосинклинального развития в области мезозойд Северо-Востока, выразились в заложении в позднеюрское, а на отдельных местах — в валанжинское время различных прогибов (интрагеосинклиналей). Начиная с этого времени, на рассматриваемой территории удается установить достаточно подробную структурно-фациальную зональность и проследить ее эволюцию на протяжении всего геосинклинального цикла.

В крайней западной части района, на месте современного Мургалевского антиклинория, в позднеюрское-готеривское время существовал линейный прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении и ограниченный с юго-востока Орловско-Каменской зоной глубинных разломов (рис. 2). Северо-западный борт прогиба, возможно, совпадал с Анадырским глубинным разломом, хотя прогиб, видимо, имел связи с остаточными позднегеосинклинальными впадинами мезозойд. Отложения, заполнявшие Мургалевский прогиб, могут быть отнесены к аспидной (песчано-сланцевой) и осадочно-вулканогенной формациям. Вулканическая деятельность наиболее полно проявилась на заключительной стадии развития прогиба — в готериве. Суммарная мощность верхнеюрских — готеривских пород в зоне наибольшего прогибания, на правом берегу р. Пенжины, достигает, по всей вероятности, 5000 м, уменьшаясь на северо-восток до 2000—3000 м, что указывает на постепенное выполаживание прогиба в этом направлении.

К юго-востоку от Мургалевского прогиба располагалась Оклан-Гореловская структурно-приподнятая линейная зона, соответствующая в современном плане одноименной положительной аномалии гравитационного поля. Эта зона состояла по крайней мере из двух крупных поднятий — Гореловско-Марковского и Окланского. В пределах первого отсутствие образований начального этапа предполагается по данным геофизических работ, существование второго подтверждает значительная примесь грубообломочного материала в составе ниньчехской свиты на правом берегу р. Пенжины.

Далее к юго-востоку, в пределах Таловско-Майнской структурно-фациальной зоны, разрез верхнеюрских-валанжинских отложений, представленных песчано-глинистыми породами с примесью туфогенного материала, приближается по типу к миогеосинклинальному. Мощность этих отложений в пределах современного Таловско-Майнского антиклинория составляет обычно 1000—1500 м. Лишь на юго-западе (Таловские горы) в разрезе появляются кремнистые и вулканогенные образования и мощность возрастает до 2500—3500 м.

Северо-восточная часть зоны была отделена Майнско-Бельским глубинным разломом от расположенного к востоку Алганско-Пекулейнского прогиба с эвгеосинклинальным типом осадконакопления. Этот прогиб, ограниченный с востока Березовско-Талаянинским и Кырганайско-Танюрерским разломами, а с юго — Ваежским поднятием, захваты-

Рис. 2. Палеотектоническая схема позднеюрского-готеривского этапа развития Пенжинско-Анадырского района

1 — области прогибания; 2 — области поднятия. Формации: 3 — кремнисто-вулканогенная; 4 — аспидная сланцевая; 5 — аспидная песчано-сланцевая; 6 — флишевая; 7 — молассовая морская песчано-глинистая; 8 — молассовая морская грубообломочная; 9 — молассовая континентальная грубообломочная; 10 — молассовая угленосная; 11 — осадочно-вулканогенная морская; 12 — осадочно-вулканогенная (андезито-базальтовая) континентальная; 13 — наземная вулканогенная, преимущественно андезитовая; 14 — наземная вулканогенная, преимущественно базальтовая; 15 — полимиктовых песков и глин (преимущественно в областях срединных массивов). Интрузивные комплексы: 16 — габбро-перидотитовый; 17 — гранитоидный; 18 — дацитовый и диорит-порфировый субинтрузивный; 19 — разрывы, влияющие на осадконакопление; 20 — ориентировочные изопакиты; 21 — области срединных массивов

вал обширную территорию к югу и северу от р. Анадыря, резко сужаясь в северном направлении. В пределах прогиба формировались толщи терригенных и кремнисто-вулканогенных пород мощностью до 3000—4000 м. Район современного хр. Пекульней характеризовался сложным строением. Здесь можно выделить с запада на восток три структурно-фациальные подзоны с соответственно вулканогенным, кремнисто-вулканогенным и вулканогенно-осадочным типами разрезов.

Между Эскимосским массивом, в пределах которого в это время, по-видимому, формировались песчано-глинистые отложения сравнительно небольшой мощности (по данным сейсморазведочных работ), и Алганско-Пекульнейским прогибом располагалась Рарыткинская зона с миогеосинклинальным типом разреза. Этот прогиб, занимая территорию восточной части современного хр. Рарыткин, охватил и крайнюю часть Эскимосского массива.

В связи с тектонической активизацией района на начальном геосинклинальном этапе в теле Эскимосского массива возник узкий грабенообразный прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении и соответствующий в плане современному горстообразному поднятию хр. Золотого. Этот прогиб заполнялся терригенными и кремнисто-вулканогенными образованиями мощностью до 3000 м.

Вдоль южного края Эскимосского массива в верхнеюрское-готеривское время протягивался обширный субширотный Северо-Корякский прогиб, дифференцировавшийся на три структурно-фациальные подзоны. В наиболее прогнутой центральной части прогиба происходило накопление вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных образований чирынайской толщи (Донцов, Иванов, 1965); в западной — формировались преимущественно терригенные отложения с резко подчиненным количеством кремнистых и вулканогенных пород талякаурхынской, койвэрланской и кынгыкаирской свит (Дундо, Жамойда, 1963); в районе восточной центриклинали прогиба образовывались песчано-глинистые осадки. По правобережью р. Туманской намечается ответвление прогиба на сторону Эскимосского массива. Анализ мощностей и сравнение фациального состава описываемого комплекса отложений в районах хр. Кэнкэрэн и Нонмыкэн и близ мыса Гинтера указывает на смену условий мелководного шельфа условиями прибрежно-морской зоны в восточном направлении. Это дает возможность предположить существование в позднеюрское-готеривское время приподнятой области на месте современной акватории Анадырского залива.

С юга к Северо-Корякскому прогибу через узкую зону Алькатваамского поднятия причленялся Хатырско-Наваринский прогиб, в восточной части которого накапливались терригенные осадки, замещающиеся к западу от оз. Пекульнейского кремнисто-вулканогенными образованиями (Гладенков, 1963).

Конец раннегеосинклинального этапа ознаменовался усилением складкообразовательных движений, сопровождавших частную инверсию геотектонических условий. Раннемеловая фаза складчатости проявилась практически повсеместно, в большинстве районов ее время ограничивается концом готеривского — началом барремского веков.

Раннемеловая фаза тектогенеза сопровождалась внедрением крупных интрузивных масс. По периферии района, в Мургальской зоне и на севере Пекульнейской зоны плутонический комплекс представлен преимущественно батолитическими интрузиями гранитоидного состава, а в центральной части района — интрузиями габбро и гипербазитов, приуроченными к зонам глубинных разломов.

Частная инверсия геотектонических условий привела к возникновению центральных поднятий на месте Мургальского, Золотогорного, Северо-Корякского, Хатырско-Наваринского, Таловско-Майнского и северной части Алганско-Пекульнейского прогибов. Инверсия в районе Мур-

гальского и Золотогорного прогибов может рассматриваться как общая, в дальнейшем эти районы развивались исключительно в континентальных условиях, здесь формировались толщи эффузивов Охотско-Чукотского вулканического пояса.

### СРЕДНИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП

Средний геосинклинальный этап охватывает отрезок времени от баррема до середины сенона (кампан) включительно. В отдельных случаях (юго-западные части Пенжинского и Алькатваамского синклинориев) к этому комплексу тяготеют и верхнесенонские образования. Данный этап отличается от предыдущего иным, более сложным структурным планом (рис. 3) и другим набором формаций, среди которых преобладают флишевые и морские молассовые. Вулканическая деятельность на большей части Пенжинско-Анадырского района, за исключением периферийных участков (Охотско-Чукотский вулканический пояс), была гораздо слабее по сравнению с предыдущим этапом. Практически все прогибы, кроме Алганского, по типам заполнявших их осадков являлись миогеосинклинальными.

В сеноман-туронское время в зоне Орловско-Каменского глубинного разлома, разделявшего ранее существовавшее Оклан-Гореловское и молодое Мургалское поднятия, образовался ряд узких асимметричных грабенов с крутыми юго-восточными и пологими северо-западными бортами, объединенных в Дуговской приразломный прогиб. Эти впадины, обособленное существование которых прекратилось в начале сенона, заполнялись толщами грубообломочных континентальных отложений мощностью до 2000 м.

Оклан-Гореловская зона поднятий существовала на протяжении почти всего среднего геосинклинального этапа и была втянута в погружение, видимо, только на его заключительной сенонской стадии, характеризовавшейся общим расширением бассейнов осадконакопления. Судя по геофизическим данным, мощность баррем-сенонского комплекса здесь изменяется от первых сотен до 2000 м.

От Пенжинской губы на юго-западе до пос. Мухоморное на северо-востоке протягивался Пенжинский прогиб, ось которого в течение рассматриваемого этапа постепенно смещалась к северо-западу от растущего Таловско-Майнского поднятия. В юго-западной части прогиба (Таловские горы) мощность баррем-сенонских отложений достигает 10000 м (Пергамент, 1965; Титов, 1959), в северо-восточной — 4000 м. Постепенное прогибание территории в досенонское время сопровождалось накоплением преимущественно морских песчано-глинистых моласс. Увеличившаяся скорость прогибания и соответственно скорость воздымания соседних поднятий в сеноне отразились в накоплении более грубозернистых отложений. В общем, для всего района раннесенонское время может рассматриваться как начало общей инверсии геосинклинали.

В послеальбское время внутри прогиба начали формироваться Валижгенское и Налгимское поперечные поднятия. Это позволяет говорить о том, что поперечная дифференциация прогиба, ярко проявившаяся в последующий, орогенный этап, наметилась в главный этап развития геосинклинали.

Таловско-Майнское поднятие, образовавшееся вдоль Парапольского и Майнско-Бельского глубинных разломов, в баррем-сенонское время выступало в качестве кордильеры. В северо-восточной части поднятие, вероятно, значительно расширялось и занимало территорию Усть-Бельских гор, Бельской низменности, восточной части Пастбищных увалов и западных склонов хр. Пекульней. В указанных районах отложения барремского-туронского времени неизвестны.

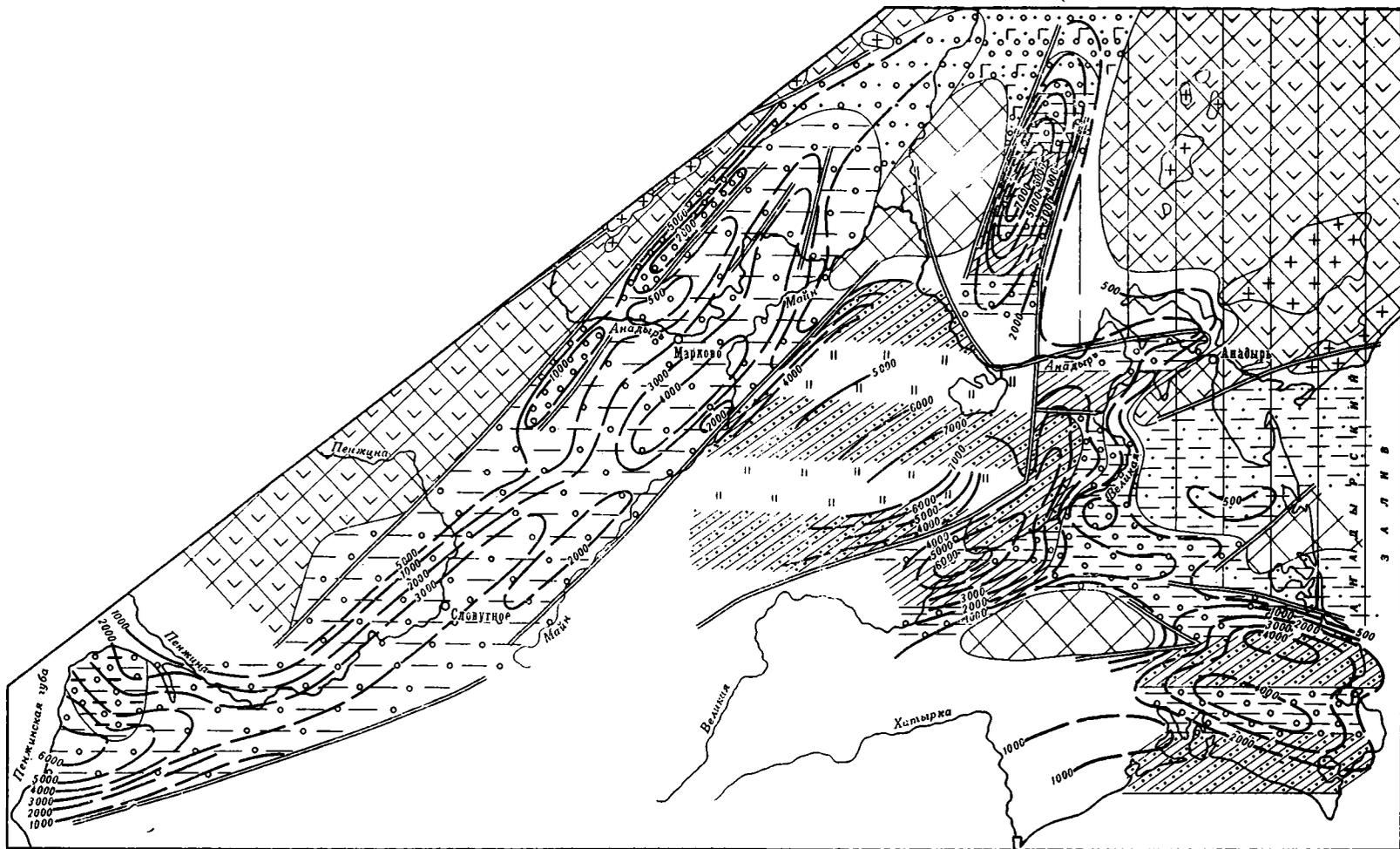


Рис. 3. Палеотектоническая схема барремского-раннесенойского этапа развития Пенжинско-Анадырского района

Условные обозначения те же, что на рис. 2

К юго-востоку от Таловско-Майнского поднятия располагался Алганский прогиб, заполнявшийся мощной, до 7000 м (Белый, 1963), толщей терригенных, туфогенных и кремнисто-вулканогенных пород алганской свиты. Этот прогиб унаследованно развивался на месте южной части Алганско-Пекульнейской эвгеосинклинальной зоны предшествующего этапа. С севера он ограничивается Нижне-Анадырской системой поперечных разломов, направление которых в общих чертах повторяет долина р. Анадыря ниже пос. Усть-Белая. Можно полагать, что эти разломы (Красноозерский и Амочинский), выделяющиеся по данным аэромагнитной съемки, влияли на развитие палеоструктурных элементов и на раннем геосинклинальном этапе. Внутреннее строение Алганского прогиба, было, по-видимому, довольно сложным. В частности, на правом берегу р. Анадыря по характеру гравитационного поля предполагается поднятие, ориентированное в северо-западном направлении.

В течение всего среднего геосинклинального этапа развивался узкий, ограниченный разломами субмеридиональный Восточно-Пекульнейский прогиб, расположенный к востоку от образовавшегося на месте валанжинского трога Центрально-Пекульнейского (Бычинского поднятия). В досенонское время здесь формировались преимущественно флишевые толщи. Сенонские осадки представлены более грубозернистыми породами молассового облика. В северном направлении прогиб выполаживался и замыкался, а морские толщи сменялись континентальными и вулканогенными. Некоторое уменьшение глубины прогиба намечается и в южном направлении.

На месте северного отрезка Великореченского синклинория располагался одноименный прогиб с зоной максимального прогибания в средней его части. На протяжении рассматриваемого этапа он заполнялся преимущественно терригенными флишевыми образованиями. Анализ изменения мощностей отдельных возрастных комплексов указывает на постепенную миграцию во времени зон наибольших прогибаний в северном и северо-восточном направлениях. На левобережье р. Анадыря прогиб замыкался. На востоке он накатывался на раздробленный край Эскимосского массива, в южной части которого, судя по материалам сейсморазведочных работ, накапливались, вероятно, песчано-глинистые отложения незначительной мощности. Великореченский прогиб сочленялся по Березовско-Талаяйнинскому глубинному разлому с Алганской зоной, вдоль которой предполагается существование гребневидного поднятия — северного продолжения Ваежского блока.

В районе восточной оконечности современного Корякского нагорья развивался Алькатваамский прогиб. С севера и юга он ограничивался Северо-Корякским и Хатырско-Наваринским поднятиями. Следует отметить, что оси поднятий были, видимо, смещены соответственно к северу и югу от осей одноименных палеопрогибов предшествующего этапа. Это обусловило довольно значительную ширину и сложную конфигурацию Алькатваамского прогиба. Как и в других прогибах, здесь выдерживается тенденция погрубения терригенного материала снизу вверх по разрезу. В восточном направлении отмечается уменьшение мощностей почти всех подразделений меловой системы, что указывает на замыкание прогиба в прибрежных районах Берингова моря.

### **ПОЗДНИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ (ОРОГЕННЫЙ) ЭТАП**

Переход от ортогеосинклинального периода к заключительному орогенному этапу развития геосинклинали выразился в перераспределении и существенном сокращении областей прогибания, резкой смене формаций, усилении интенсивности блоковых движений и вулканической деятельности. Позднегеосинклинальный разрез характеризуется явным преобладанием континентальных и морских моласс и наземных вулканоген-

ных формаций. Время основной фазы тектогенеза, являющейся кульминационным моментом общей инверсии, в настоящий момент довольно определенно устанавливается как вторая половина сенона. Базальные горизонты молассовых толщ (рарыткинская, мамолинская, коряжская свиты), фиксирующихся в основании орогенного комплекса формаций, являются слоями верхнесенонскими — кампанскими или маастрихтскими. В юго-западных частях Пенжинского и Алькатваамского синклиналиев этот геотектонический рубеж приходится на датский век и начало палеогена.

Позднесенонская фаза складчатости подчеркивается угловым несогласием в основании верхнесенон-датских отложений. Следует отметить, что в отдельных районах Алькатваамского и Восточно-Пекульнейского синклиналиев базальные горизонты орогенного комплекса лежат на нижнесенонских отложениях согласно, но и здесь региональный характер позднесенонской фазы тектогенеза выражается в резкой смене формационных рядов. Отсутствие следов складкообразовательных движений объясняется унаследованным характером развития указанных участков.

Сравнительный анализ различных стратиграфических комплексов, выделяющихся в верхнесенонском-миоценовом разрезе, указывает на общность геотектонических процессов на протяжении всего рассматриваемого отрезка времени. Формационный состав этих комплексов, характер взаимоотношений между ними, их мощности и площади распространения, особенности магматической деятельности — все эти параметры указывают на одинаково направленный, «сквозной» характер геологического развития района и единый тектонический план от верхнего сенона до миоцена включительно.

Внутри позднегеосинклинального разреза достаточно уверенно удается установить лишь один стратиграфический перерыв, подчеркиваемый иногда незначительным угловым несогласием и соответствующий фазе складчатости, проявившейся в одних районах в палеоцене, а в других — в эоцене. Эта фаза не привела к существенной структурной перестройке района и не нарушила единства орогенного ряда формаций.

С процессами горообразования в течение всего этапа было сопряжено формирование остаточных (унаследованных), наложенных и приразломных впадин (рис. 4).

С позднего сенона вдоль осевой части Пенжинского прогиба обособилась серия локальных участков опускания, соответствующих остаточным орогенным впадинам. Указанные структуры имели округлые или овальные очертания, в ряде случаев обрамлялись конседиментационными разломами и заполнялись как морскими, так и континентальными, преимущественно грубообломочными и нередко угленосными образованиями. С северо-востока на юго-запад выделяются Средне-Анадырский грабен, Майорская, Орловская, Чернореченская мульды и Кондыревский грабен. Эти прогибы наследовали знак тектонических движений предыдущего этапа и характеризуются наибольшей полнотой и мощностью позднегеосинклинального разреза — до 2000—3000 м по геофизическим данным. Мульды и грабены разделялись поперечными поднятиями, соответственно с северо-востока на юго-запад: Вакаревским, Русских гор, Налгимским, Словутенским, Валижгенским. Асинхронно, в те или иные стадии орогенного этапа они также вовлекались в прогибание.

На восточной оконечности Коряжского нагорья, в районе бухты Угольная, бассейна р. Алькатваам, лагун Амаама и Орианда, также развивались остаточные орогенные впадины, приуроченные к Алькатваамскому палеопрогибу и выполненные морскими песчано-глинистыми и континентальными молассовыми отложениями. Воздымание восточной оконечности Коряжского мегантиклинория обусловило прекращение осадконакопления в этих впадинах в конце эоцена. Суммарная мощность

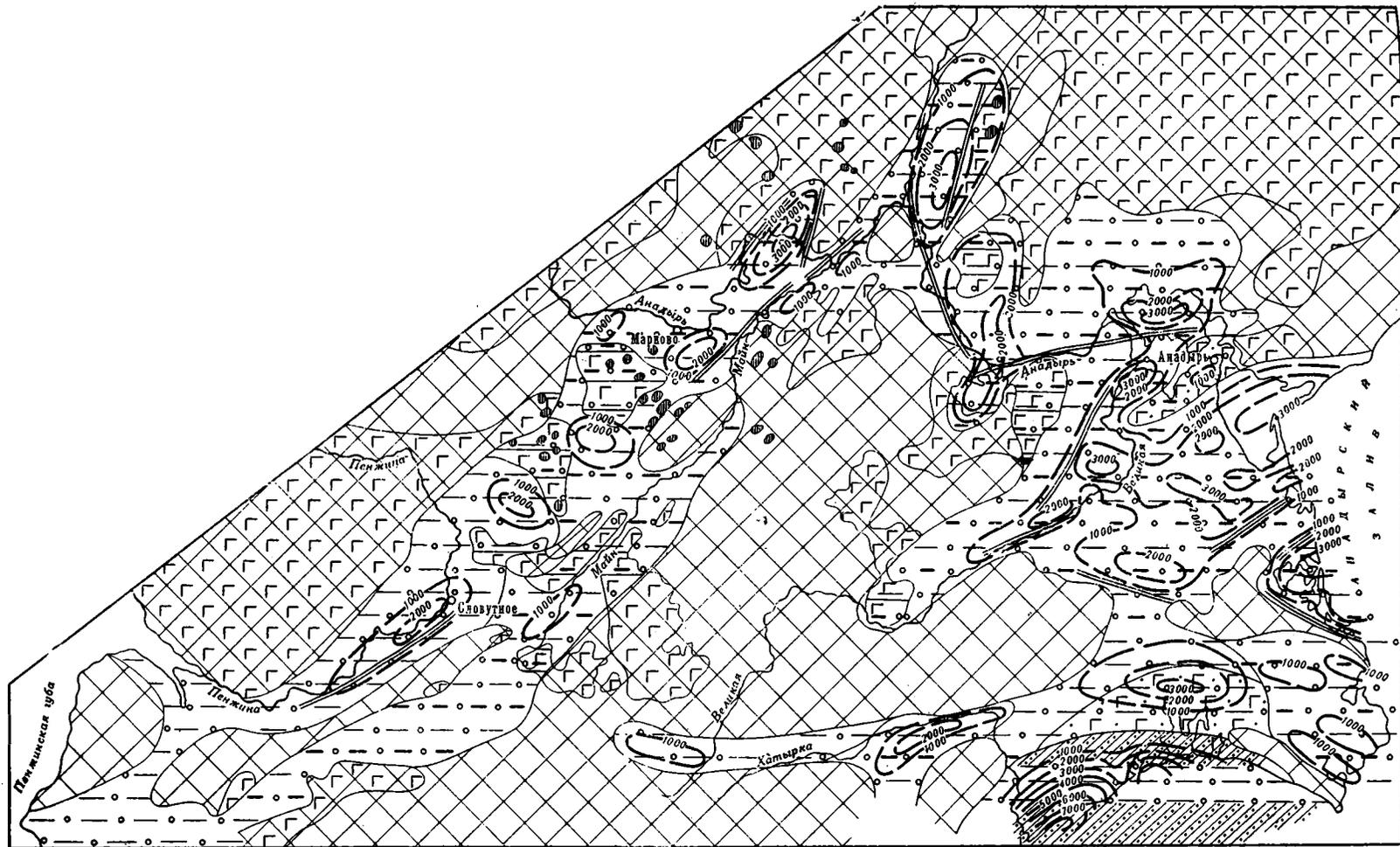


Рис. 4. Палеотектоническая схема позднеценонского-неогенового развития Пенжинско-Анадырского района  
Условные обозначения те же, что на рис. 2

орогенного комплекса пород (корякская, чукотская свиты) здесь не превышает 1800 м.

К орогенным впадинам наложенного типа относится наиболее сложная по внутренней структуре и обширная по площади Анадырская впадина, возникшая на юго-западной окраине Эскимосского срединного массива.

Вдоль восточного фронта растущего Рарыткинского горного сооружения в орогенном этапе возникла серия овальных мульд, объединяемых в Предрарыткинский прогиб: Подгорненская, Большая и Малая Великореченские и Канчаланская (Донцов, Иванов, 1965). Указанные структуры развивались на краю Великореченского прогиба предыдущего этапа и в этом плане являются до некоторой степени унаследованными. Остальные локальные зоны прогибания, по всей вероятности, были наложенными по отношению к структурному плану ортогеосинклинального периода развития. В центре южной части впадины обособился Центральный прогиб, имеющий сложную конфигурацию, но, в целом, резко дискордантный по отношению к Предрарыткинскому. Генетически родственными указанному структурному элементу являются Майницкий и Лагунный прогибы, располагающиеся близ северных границ Корякского нагорья.

Образование перечисленных мульд и прогибов связывается с начальными стадиями орогенеза в окружающих впадину областях. В последующие стадии в прогибание, темп которого, вероятно, прогрессивно нарастал, были втянуты участки, обремляющие и разделяющие эти «первичные орогенные» впадины. По мнению авторов, не раньше, чем в миоцене, данный процесс привел, в конечном счете, к образованию единой Анадырской впадины, «пережатой» в центре юго-западным флангом антиклинория хр. Золотой и разделенной на ряд приподнятых и опущенных участков. Возможно, несколько обособленно развивался Лагунный прогиб, отделенный от остальной части впадины Туманским поднятием. В мульдах и прогибах мощность отложений позднегеосинклинального комплекса, по данным сейсморазведочных работ, достигает 3000—3500 м. Своеобразное положение занимает Красноозерский прогиб, частично наследовавший территорию Восточно-Пекульнейского геосинклинального прогиба, а на юге, по-видимому, накатывавшийся на приподнятую зону правобережья р. Анадыря.

Впадина наложенного типа возникла в орогенном этапе также в районе нижнего течения р. Белой, левого притока р. Анадыря. Судя по геофизическим и геологическим данным, можно предполагать, что в пределах Бельской впадины практически отсутствует комплекс пород среднего этапа. Наложенный характер впадины подчеркивается также ее пространственным расположением на продолжении Таловско-Майнского антиклинория. Мощность орогенного комплекса ориентировочно оценивается в 3000 м. Впадина имеет сравнительно простую мульдообразную форму. Существенную роль в ее развитии сыграли блоковые движения по Нижне-Анадырской системе поперечных разломов.

Приразломные впадины образовались в зонах преимущественно восходящих движений — на периферии, реже в осевых частях формирующихся антиклинориев. Структуры этого типа занимают сравнительно небольшую площадь и в строении района играют подчиненную роль. В качестве наиболее характерного примера можно привести серию мелких впадин, возникших в позднем сеноне вдоль зон активизировавшихся разломов, разделявших в течение предыдущего этапа Пенжинский прогиб и Таловско-Майнское поднятие. Приразломной является впадина руч. Угольного (бассейн р. Каначан) в центральной части Таловско-Майнского антиклинория, а также впадина, существовавшая в начале орогенного этапа на юго-западном окончании антиклинория хр. Золотой (район г. Анадыря).

Как правило, приразломные впадины имеют форму асимметричных грабенов и выполнены вулканогенными и угленосными образованиями, не выдержанными по мощности и нередко фашиально замещающими друг друга. Мощность позднегеосинклинальных отложений в отдельных случаях достигает 1000—1300 м.

Следует отметить, что формированию орогенных впадин на большей части Пенжинско-Анадырского района синхронно накопление морских песчано-глинистых моласс (нижних) в юго-западных частях Пенжинского, Алькатваамского синклинориев и мощных флишоидных толщ в пределах Опухско-Пекульнейского прогиба (см. рис. 4). В этом нельзя не видеть одно из проявлений общей тенденции развития, заключающегося в оттеснении подвижных зон к юго-востоку и юго-западу от ранее консолидированных участков как вкрест, так и вдоль простираения основных структурных элементов складчатой области. Указанный факт подтверждает различие в истории развития Анадырско-Корякской и Олюторско-Камчатской зон области кайнозойской складчатости.

### **КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА**

Согласно схеме В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана, Н. А. Шило (1964), отстаивающих точку зрения о завершенности геосинклинального развития района, плиоцен-четвертичный этап является постгеосинклинальным. Б. Х. Егизаров (1963) к постгеосинклинальным относит только четвертичные образования. На основании имеющегося материала в настоящее время установить точно время окончания геосинклинального цикла не представляется возможным. Плиоцен (?) - четвертичные образования в ряде случаев залегают на более древних несогласно, характеризуются почти полным отсутствием складчатых деформаций и преимущественно континентальным генезисом. Однако резкого изменения структурного плана в плиоцен-четвертичное время, по-видимому, не произошло, и неотектоника носит, в общем, унаследованный характер.

На постгеосинклинальном этапе как самостоятельные структурные элементы образовались Марковская и Средне-Пенжинская впадины, которые частично наследовали области прогибания предыдущего времени — Средне-Анадырский, Кондыревский грабены и Майорскую мульду и частично перекрывали Оклан-Гореловское поднятие. Плиоцен-четвертичные осадки накапливались в Бельской и Анадырской впадинах, перекрывая как погруженные, так и приподнятые участки. В зонах, испытывавших воздымание, — поперечных поднятиях и обрамлении Пенжинского синклинория, а также в Корякском нагорье в плиоценовое-среднечетвертичное время широко проявился наземный вулканизм, приведший к образованию обширных полей базальтов, в меньшей степени андезитов и туфов апукской свиты (Егизаров, 1963) и ее вероятных аналогов.

С началом четвертичного времени, по-видимому, следует связывать резкое увеличение скорости роста всех горных сооружений района по активизированным разломам. Осадки четвертичного возраста отличаются, по сравнению с неогеновыми и палеогеновыми, наиболее грубообломочным составом.

### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАЙОНА**

Основные особенности внутренней зональности Пенжинско-Анадырского района проявились не только в чередовании прогибов и поднятий на протяжении всей позднемезозойско-кайнозойской истории, но и в явном и закономерном отличии тектонического развития участков района,

приближенных и удаленных от впадины Тихого океана. В первом приближении можно говорить о существовании двух зон — внешней и внутренней (по отношению к Тихоокеанской впадине). Внешняя зона примыкает к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, внутренняя расположена, в целом, юго-восточнее внешней. Зоны связаны тесными взаимопереходами, и провести между ними четкую границу не удается.

После раннемеловой фазы тектогенеза участки внешней зоны (Мургальская, Золотогорная, северная часть Пекульнейской зон) развивались в континентальных условиях, и здесь формировались вулканические поля пояса. Области, характеризовавшиеся морским режимом осадконакопления и резко дифференцированные по знакам движений, были оттеснены к юго-востоку.

Осадконакопление в прогибах среднегеосинклинального этапа во внешней зоне (Пенжинский и Восточно-Пекульнейский синклинории) началось в барреме, а в более юго-восточных районах (Великореченский и Алькатваамский синклинории) — не раньше альбского века. Завершение среднего геосинклинального этапа на большей части Пенжинско-Анадырского района приходится на середину сенона, в то время как в юго-западных частях Пенжинского и Алькатваамского синклинориев этот этап растянут вплоть до палеогена, а в Опухско-Пекульнейском синклинории, расположенном уже за пределами Анадырско-Корякской системы, до середины миоцена.

Отличие указанных зон проявилось также и на протяжении орогенного этапа. В западных районах, в Пенжинском, Восточно-Пекульнейском и Великореченском синклинориях, Таловско-Майнском и Бычинском антиклинориях, основная угленосность разреза связана с верхне-сенон-датскими отложениями, а на востоке — в районах г. Анадыря и бухты Угольная — с палеогеновыми.

Для западных районов на протяжении орогенного этапа наблюдается сокращение или устойчивое положение бассейнов осадконакопления, в то время как на востоке — в Анадырской впадине — отмечается прогрессирующее территориальное расширение бассейна от начальных стадий этапа к конечным.

Верхнемеловая — палеогеновая вулканическая деятельность широко проявилась на севере и западе района и играла незначительную роль на юго-востоке, в районах Корякского нагорья, где, в свою очередь, широко распространены позднеогеновые-раннечетвертичные эффузивы.

В пространственном распределении гипабиссальных тел кислого и среднего состава, внедрение которых, по всей вероятности, связано с эоценовой фазой складчатости, также отражена внутренняя зональность: такие тела характерны только для внешней зоны — районов Пенжинского синклинория, Таловско-Майнского и Пекульнейского антиклинориев.

Схема внутренней зональности подчеркивается и характером неотектонических движений, обнаруживающих некоторую зависимость от геосинклинальных тенденций развития. Мощность плиоцен-четвертичных осадков на востоке района, в пределах Анадырской впадины, приближается к 700—800 м (Большая Великореченская мульда), максимальная мощность этих отложений на западе, в Средне-Анадырском грабене, составляет, по геофизическим данным, 250 м.

Перечисленные особенности отражают определенную закономерность геотектонического развития Пенжинско-Анадырского района, сходную в миниатюре с общепризнанной закономерностью, проявляющейся по всей Восточной Азии. Эта закономерность заключается в постепенном смещении мобильных зон к востоку вследствие более ранней стабилизации на западе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Позднемезозойско-кайнозойский геосинклинальный цикл в северной части Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости отличается сравнительно малой продолжительностью ортогеосинклинального периода. Время заложения первичных геосинклинальных прогибов относится ко второй половине юры, а начало орогенного этапа — ко второй половине сенона. За этот короткий промежуток времени, соответствующий практически одному периоду, геосинклиналь прошла все основные классические этапы: образование первичных прогибов, усложнение их строения, стадию частной инверсии, возникновение и развитие центральных поднятий. С другой стороны, орогенный этап характеризуется большой протяженностью и по длительности соизмерим с ортогеосинклинальным периодом, охватывая промежуток времени от позднего сенона до миоцена.

2. Для геосинклинального цикла в Пенжинско-Анадырском районе характерны интенсивные процессы эффузивного магматизма, наиболее полно проявившиеся на начальном и заключительном этапах развития. Раннегеосинклинальный вулканизм развивался преимущественно в подводных условиях. На среднем геосинклинальном этапе вулканическая активность резко снизилась. В течение этого времени очаги эффузивного магматизма концентрировались на периферии Пенжинско-Анадырского района — в зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса. Для орогенного этапа характерно образование наземных вулканогенных формаций.

3. Интрузивный магматизм в отличие от эффузивного проявился значительно слабее. Основной объем плутонических масс приходится на нижнемеловые гранитоидные и габбро-гипербазитовые интрузии. Верхнемеловые интрузивные тела развиты только в пределах вулканического пояса. К синорогенному плутоническому комплексу могут быть отнесены лишь мелкие гиабиссальные тела кислого и среднего составов, известные в западных и северных краевых частях района.

4. По типу формаций раннегеосинклинальные прогибы, в целом, могут быть отнесены к эвгеосинклинальным, прогибы среднего этапа — к миогеосинклинальным.

5. С процессами горообразования на протяжении всего позднегеосинклинального этапа было сопряжено формирование впадин трех типов: унаследованных, наложенных и приразломных.

6. На протяжении всей позднемезозойско-кайнозойской истории района проявлялась внутренняя зональность развития, обусловленная более ранним завершением основных тектонических процессов во внешнем полукольце района, удаленном от впадины Тихого океана.

## Литература

- Белый В. Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 16, 1963.
- Белый В. Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», вып. 17, 1964.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2 500 000). Тр. Сев.-Вост. компл. науч.-исслед. ин-та АН СССР, вып. 11, 1964.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 89, 1963.
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 113, Изд-во «Наука», 1964.
- Донцов В. В., Иванов В. В. Некоторые черты тектонического строения Анадырской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. Нефтегазовая геология и геофизика, № 9, 1965.
- Дундо О. П., Жамойда А. И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна

- р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий. В сб. «Геология Корякского нагорья», Госгеолтехиздат, 1963.
- Егн а зар ов Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. В сб. «Геология Корякского нагорья», Госгеолтехиздат, 1963.
- К ай го ро д цев Г. Г. К тектонике территории бассейна р. Анадырь. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.
- Пе р га мент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 118, Изд-во «Наука», 1965.
- Пе тр у ше вский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. Изд-во «Наука», 1964.
- Пу щ а ро вский Ю. М. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского тектонического кольца. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Пу щ а ро вский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Ти то в В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. В сб. «Материалы по разработке унифици. стратигр. схем Северо-Востока СССР», Магаданское книжн. изд-во, 1959.
- Ти то в В. А. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. Задачи дальнейших исследовательских работ. В кн. «Сырьевые ресурсы Камчатской области», Изд-во АН СССР, 1961.

Московский государственный  
университет  
им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
14 августа 1966 г.

УДК 551.243.12(571.54)

Ц. О. ОЧИРОВ

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ТИПЫ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР БУРЯТИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Мезозойские впадины Бурятии и сопредельных территорий по морфологическим признакам, формационному составу и возрасту слагающих отложений разделяются на три типа структур: 1) довольно крупные структуры, имеющие форму одностороннего грабена, сложенные формациями нижнемезозойских эффузивных пород и средне-верхнеюрскими континентальными отложениями; 2) четко выраженные грабеновые структуры, ограниченные хорошо прослеживаемыми разрывными нарушениями в обоих бортах; 3) мульдообразные грабен-синклинальные структуры, постепенно переходящие в окружающие их сглаженные горстовые поднятия.

Все три типа структур мезозоя едины с генетической точки зрения, они образовались в результате глыбовых движений.

Мезозойские структуры Бурятии и сопредельных территорий Азии издавна привлекали внимание геологов и служили неизменным объектом широкого научного обсуждения. У истоков первых тектонических концепций стояли такие крупнейшие ученые, как В. А. Обручев (1914, 1929, 1938) и М. М. Тетяев (1927, 1938). Особенно оживленно обсуждалась в прошлом, обсуждается и ныне проблема образования и развития отрицательных и положительных структур мезозоя.

В результате широких и планомерных исследований за последнее десятилетие получено много новых материалов о строении и развитии мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий. Однако при проведении работ значительно большее внимание до сих пор уделялось изучению межгорных впадин, гораздо меньшее — межвпадинных поднятий.

Нам представляется одинаково важным изучать как депрессионные зоны, так и зоны поднятий. И те, и другие неразрывно связаны и представляют собой структурные формы, возникшие в ходе единого тектонического развития. Необходимость изучения поднятий еще больше возрастает в связи с тем, что они в той же мере подвергались разрывным и складчатым дислокациям, как и впадины.

Рассмотрению и обобщению материалов по тектонике, осадконакоплению, магматизму и истории развития мезозойских структур за последние два десятилетия посвящено большое количество опубликованных работ (Павловский, 1948, 1956; Флоренсов, 1954, 1956, 1960; Нагибина, Луцицкий, 1948; Нагибина, 1963; Косыгин, 1960; Косыгин, Луцицкий, 1962; Б. А. Иванов, 1949, 2; Рябухин, 1958; Очиров, 1961, 1962, 1964, 1966; Соловьев, 1963, 1965 и многие другие). Одни исследователи придерживаются концепции, согласно которой в основе формирования мезозойских структур лежат пластические деформации, дающие складкоподобные изгибы в поверхности домезозойского кристаллического фундамента, другие на первое место ставят разломы и перемещения по ним отдельных блоков фундамента. В первом случае предполагается образование синклинальных или синклиналеподобных структур, а во втором — грабенов, односторонних грабенов и грабен-

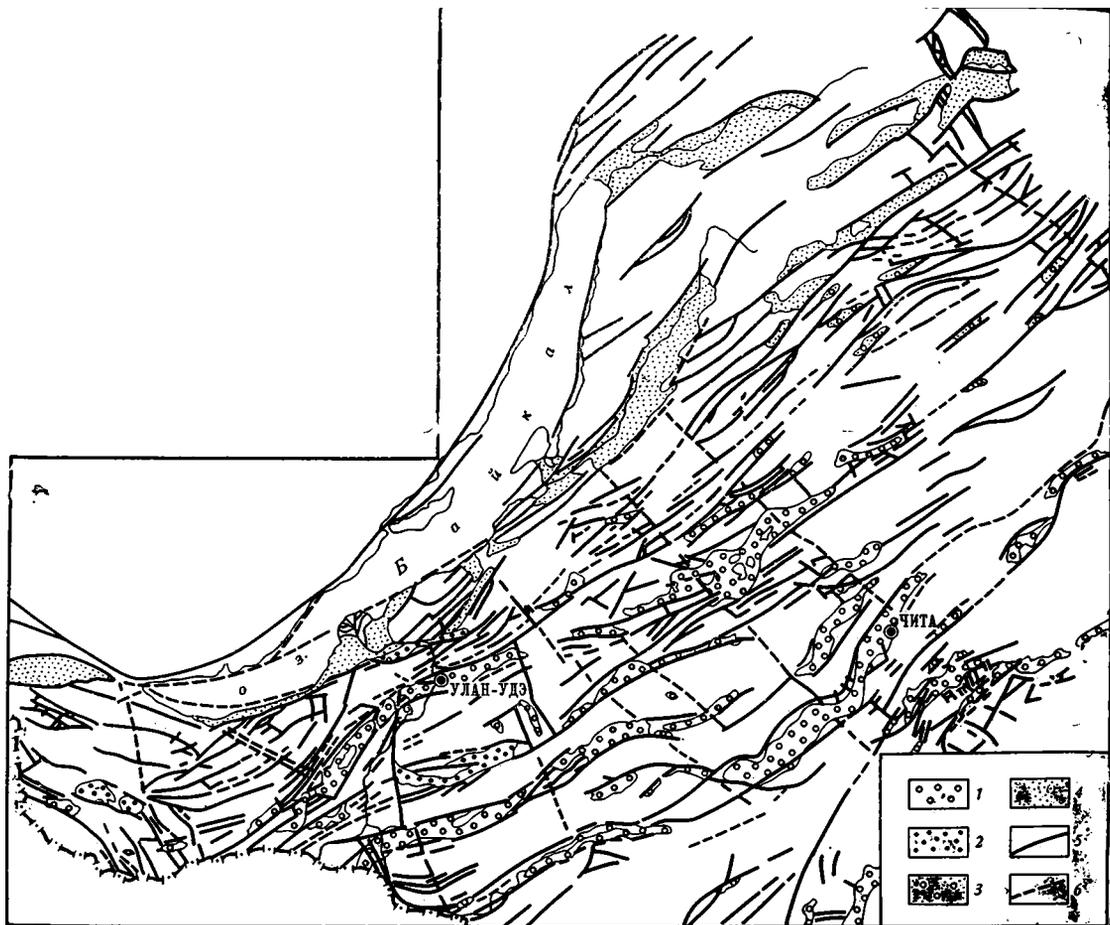


Рис. 1. Тектоническая схема мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий  
 1 — грабены; 2 — грабены односторонние; 3 — грабен-синклинали; 4 — кайнозойские впадины; 5 — разломы установленные; 6 — разломы предполагаемые

синклиналей. Разумеется, что в это же время формируются соответственно сводовые или горстовые поднятия.

Исследования сотрудников отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР, проведенные в 1958—1966 гг., свидетельствуют о том, что в основе формирования мезозойских межгорных впадин и межвпадинных поднятий Бурятии лежат разрывные дислокации, а складчатые формы имеют подчиненное или второстепенное значение. Впадины рассматриваемой территории образуют вытянутые структуры (рис. 1) и всегда ограничены хорошо прослеживаемыми разломами.

Говоря о роли разрывных и складчатых дислокаций в мезозойском тектогенезе и их значении в формировании особенностей строения и типов структур, нельзя не остановиться на главных чертах предмезозойской истории тектонического развития области. На большей части территории Западного и Центрального Забайкалья отсутствуют отложения среднего и верхнего палеозоя. Обширная территория Забайкалья, особенно его западная половина, развивалась в это время как поднятая глыба, сложенная докембрийскими и нижнепалеозойскими кристаллическими образованиями. Эта огромная глыба, в течение длительного времени подвергавшаяся воздыманию, к концу палеозоя и началу мезозоя стала раскалываться по системам разломов на отдельные блоки. Последние испытывали дифференцированные движения, дав начало

образованию нижнемезозойских депрессий и поднятий. В депрессиях накапливались главным образом эффузивные и пирокластические и в меньшей степени терригенные образования. Так началась эпоха зарождения первых элементов мезозойской структуры.

К концу раннего и началу позднего мезозоя в результате повторной активизации тектонических движений произошла дальнейшая дифференциация с образованием значительно меньших по площади верхнемезозойских горсточно-грабеновых структур, заложившихся по системам разломов. С этого времени началось интенсивное накопление в грабенах терригенных осадочных отложений мезозоя. В пределах горстов господствовал эрозионный процесс.

Мезозойские вулканогенно-осадочные отложения и образованные ими структурные формы развивались, наследуя в известной степени структурные элементы кристаллического фундамента, возникшие в процессе как конседиментационного, так и постседиментационного тектогенеза. Не меньшее значение в развитии мезозойских структур имели и явления наложенности. Это относится прежде всего к разрывным нарушениям, заложившимся в мезозойский этап тектонического развития, значительная часть которых не подчиняется простиранию древних структур. Преобладающее значение имели существенно блоковые движения в жестком основании, в связи с которыми в осадочном чехле близ краевых разломов развивались сложные складчатые и разрывные дислокации, а вдали от разломов, в центральных частях впадин — пологие складки с незначительным участием разрывов.

Разнообразные типы мезозойских структур Бурятии и смежных районов как по строению и мощности слагающих их осадочных и осадочно-вулканогенных формаций, так и по особенностям происхождения и развития отличаются характерным своеобразием. Не менее своеобразны их соотношения с кристаллическим фундаментом, на котором они заложены. Осадочные и осадочно-вулканогенные образования мезозоя распространены гораздо меньше, чем глубоко метаморфизованные осадочные и магматические породы докембрия и нижнего палеозоя. Они приурочены к протяженным, но сравнительно узким впадинам, разделенным более широкими поднятиями — горстами, сложными главным образом домезозойскими кристаллическими образованиями. Горстовые структуры не в меньшей мере, чем впадины рассечены мезозойскими или более древними, но активизированными в мезозое разломами, в зонах которых локализуются мезозойские интрузивные образования. Мезозойские впадины представляют собой грабеновые и грабен-синклинальные структуры, развивающиеся вдоль крупных разломов. Среди них наблюдаются простые и сложные формы, в том числе и ступенчатые грабены. К последним могут быть отнесены Хилок-Чикойская, Кижинга-Кодунская и Гусино-Озерская впадины. Одновременно с заложением грабенов развивались ограничивающие их горсты. Объяснение механизма формирования зон опусканий и поднятий, как движения системы развивающихся блоков литосферы, в условиях Забайкалья с его жестким кристаллическим фундаментом мы считаем более правдоподобным и близким к истине, чем утверждение о том, что земная кора совершает якобы упругие или пластические изгибы, вследствие которых образуются глубокие впадины и высокие горы без значительных деформаций разрывного характера и без участия разломов. В пользу преобладающего развития в мезозое блоковой структуры можно привести много фактов и примеров не только по Забайкалью, но и по другим сопредельным областям, где многочисленные глубинные разломы, являющиеся шовными зонами, ограничивают разновозрастные складчатоглыбовые структуры. Последние, в свою очередь, рассечены не менее многочисленными региональными разломами, в зонах которых создаются структуры второго и третьего порядков.

Идея о блоковом строении земной коры была высказана еще А. П. Карпинским (1883) для Русской платформы и последовательно развивалась в работах В. А. Обручева (1914, 1938), Н. С. Шатского (1955), А. В. Пейве (1956), В. Е. Хаина (1958) и многих других исследователей.

Грабеновые структуры Бурятии и смежных территорий выполнены континентальными, преимущественно терригенными, формациями и формациями эффузивных пород с преобладающим кислым составом. Впадины характеризуются невыдержанным и неравномерным распределением фаций и мощностей заполняющих их отложений и имеют разный возраст заложения. Некоторые из них сложены отложениями средней и верхней юры или верхней юры и нижнего мела, другие — только образованиями юры или только нижнего мела. Разновозрастность отложений, по-видимому, указывает на то, что сами впадины развивались не всегда одинаково и не в одно время.

Горсты формировались и развивались также в мезозойскую эпоху. Горстовые структуры, хотя они сложены не мезозойскими, а докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, следует рассматривать как структурные формы мезозоя. В строении горстов преобладают разнообразные интрузивные породы, гнейсы, кристаллические сланцы. Последние занимают подчиненное положение и присутствуют главным образом в виде ксенолитов среди магматических пород. В структурном отношении горсты представляют собой крупные и протяженные в северо-восточном и субширотном направлениях складчато-глыбовые горные сооружения (хребет Хамар-Дабан с отрогами, хребты Улан-Бургасы, Цаган-Дабан, Заганский, Яблоновый и др.). В продольных и поперечных разрезах хребтов можно видеть элементы залегания пород. Углы падения слоев гнейсово-сланцевых пород варьируют в больших интервалах. В краевых частях гор, граничащих с впадинами, наблюдаются углы падения 20—45° в сторону впадины, иногда меньше или больше. Нередко можно видеть почти горизонтальное залегание слоев древних толщ. Последнее обстоятельство, по-видимому, свидетельствует о вертикальности смещения блоков по разломам, не сопровождавшегося иными структурными изменениями. Горсты, как и грабены, ограничены крупными продольными разломами и рассечены многочисленными внутренними разломами северо-восточного, северо-западного и иных направлений. По этим разломам происходило восходящее движение блоков по типу лестничных сбросов.

Рассмотрим основные черты строения тектонических форм мезозойских структур не вдаваясь в подробное описание, так как оно уже сделано в опубликованных работах (Флоренсов, 1960; Нагибина, 1963; Очиров, 1961, 1962, 1966 и др.).

При классификации морфо-тектонических форм мезозойских структур определяющее значение должно иметь изучение строения, состава и возраста формаций, слагающих различные структурные элементы, морфологических особенностей, формы залегания и других взаимоотношений осадочных, эффузивных и интрузивных формаций, характера их взаимосвязи с фундаментом и т. д. По таким признакам выделены два типа мезозойских структур. Н. А. Флоренсов (1960) описал забайкальский тип мезозойских впадин; М. С. Нагибина (1963) изучила и выделила монголо-охотский тип мезозойских структур. По М. С. Нагибиной, мезозойские структуры монголо-охотского типа отличаются от структур забайкальского типа лишь мощностью выполняющих их отложений и размером гранитоидных интрузий. Эти два типа структур М. С. Нагибина объединяет в восточно-азиатскую группы мезозойских структур. Несомненно, что выделенные типы структур, в свою очередь, объединяют различные морфо-тектонические формы с характерным для них комплексом признаков. Поэтому важное значение, на наш взгляд, имеет

изучение истории развития, частичного или резкого изменения первоначальной формы грабеновых структур, образовавшихся в домезозойском кристаллическом фундаменте, в которых накапливались вулканогенно-осадочные отложения. Образование и развитие грабенов в домезозойском фундаменте и накопление в них осадочных отложений находятся в неразрывной связи. С образованием грабенов — впадин в них сразу же начинается осадконакопление. Происходит одновременное изменение первоначальной формы впадин, благодаря их заполнению осадками и эрозии бортовых частей грабенов. Иными словами, развитие грабенов и заполнение их осадками происходит одновременно. Структурные элементы осадочной толщи мезозоя в большинстве своем формируются в зависимости от характера движений и развития грабенов. Состав, мощность и интенсивность осадконакопления зависят от амплитуды перемещения блоков и скорости формирования впадин и поднятий, от занимаемой площади и их положения в региональной структуре, степени метаморфизма пород, слагающих выступы фундамента и т. д.

Состав мезозойских образований, слагающих эти структуры, довольно разнообразен, хотя и однотипен. В разрезах преобладают континентальные конгломератово-песчаниковые, алевролитово-аргиллитовые, часто угленосные отложения и вулканогенно-эффузивные образования различного состава.

Существенные различия имеются в возрасте, составе и сочетании мезозойских отложений, выполняющих отдельные впадины, которые находятся даже в одной структурной зоне (впадины Гусино-Удинской и других зон). Намечается также большое различие в фациальном составе осадков на коротких расстояниях. В некоторых впадинах, особенно в Западном и Центральном Забайкалье, вулканогенные и осадочные формации представлены достаточно полно и равномерно (Гусино-Озерская, Тугнуйская и другие впадины), в других они присутствуют в весьма различных и неравномерных сочетаниях. Для примера можно привести крупную Восточно-Забайкальскую впадину, где вулканогенные образования развиты слабо. Однотипность и некоторое сходство мезозойских отложений заключается в том, что они залегают в близких по своему происхождению впадинах, имеют существенно континентальный характер осадков, минеральный состав осадков сходен с составом окружающих горных массивов. По комплексу признаков, свойственных мезозойским образованиям Бурятии, могут быть выделены континентальные молассовые и вулканогенные формации. Последние представлены толщами эффузивов преимущественно кислого состава, хотя среди них встречаются также породы основного и среднего состава. По возрасту их относят к нижнему и среднему мезозою. Мощность эффузивных образований в различных впадинах неодинакова и в среднем варьирует в пределах 150—550 м, в отдельных случаях доходя до нескольких километров. На эффузивах залегают мощные континентальные отложения мезозоя. Переход между ними в основном постепенный.

Мезозойские впадины Бурятии и сопредельных территорий расположены в пределах байкальской, каледонской и герцинской складчатых областей. Большинство из них наложены на разнородный фундамент различного возраста. Континентальные вулканогенно-осадочные образования мезозоя отделены значительным перерывом от лежащих ниже отложений докембрийского и палеозойского фундамента. Впадины характеризуются сравнительно непродолжительным периодом развития, охватывающим одну или две системы мезозоя.

Формирование и развитие мезозойских горстово-грабеновых структур связано с развитием разломов в домезозойском фундаменте. В зонах разрывных нарушений в зависимости от амплитуды перемещения отдельных блоков образуются системы горстовых и грабеновых структур

различных размеров. Развитие этих структур не всегда и не везде проходит однозначно. Одни из них от начала до конца развиваются как нормальные грабены, другие — как односторонние грабены, третьи — как грабен-синклинали — впадины смешанного эрозионно-тектонического происхождения. Эрозионный процесс путем размыва и нивелирования окружающих поднятий расширяет грабен. Осадконакопление нередко происходит за пределами границ грабена.

Впадины Забайкалья, в своей основе являющиеся грабеновыми структурами, прошли сложный путь развития. Внутреннее строение их обычно сложно. Слагающие их мезозойские отложения, которые образуют собственно мезозойские структуры, не всегда вмещаются в пределах границ грабена. Часто они выходят за их пределы. Расширение границ осадконакопления, по-видимому, могло произойти не только за счет эрозионного процесса. Оно в такой же мере может быть связано с опусканием соседних блоков по активизировавшимся параллельным разломам, проходящим на некотором удалении от ранее заложившегося грабена. При такой активизации движений, приводящей к опусканию соседних блоков до уровня седиментационной поверхности в основной впадине, осадконакопление также должно распространиться на опущенную соседнюю площадь. В этом случае не видно четких, морфологически выраженных границ между грабенами и горстами. Ограничивающие их разломы выявляются в основном геофизическими методами. Впадины в их современном виде приобретают мультобразные или синклиналильные формы. Это особенно характерно для районов, где отсутствуют резкие границы, очерчивающие зоны опускания и поднятия, где в послемезозойское время не возобновлялись тектонические движения. Такого типа впадины, по-видимому, могут быть отнесены к грабен-синклиналиям. К ним принадлежат сравнительно небольшие и мультобразные впадины Витимского плоскогорья и некоторых других районов.

Впадины Витимского плоскогорья приурочены в основном к долинам рек (Заза, Витим, Амалат, Цыпикан, Талая), к району оз. Баунт и имеют преобладающее северо-восточное простирание. Их изучением занимались в разное время П. А. Кропоткин (Кропоткин, Поляков, 1873), Б. А. Иванов (1949<sup>1, 2</sup>) и др. В последние годы в южной части плоскогорья проводил работы и автор данной статьи.

Мезозойские континентальные отложения, слагающие впадины Витимского плоскогорья, представлены эффузивами (в низах) предположительно юрского возраста; валунными конгломератами; крупнозернистыми, прослаивающимися с мелкогалечными конгломератами, средне- и мелкозернистыми песчаниками; алевролитами; «бумажными» битуминозными сланцами и мергелями. Общая мощность около 500 м.

Впадины имеют преимущественно изометричные очертания и довольно плавно переходят в окружающие, сильно сглаженные поднятия. Проведенные нами работы позволили проследить здесь разрывные нарушения северо-восточного простирания, проходящие главным образом вдоль оси впадин, несколько реже — по их краям. Такие впадины, как Зазинская, Кондинская и другие, четко выражены в рельефе и ограничены хорошо прослеживаемыми региональными разломами. Прослеживаются также крупные разломы, ограничивающие Витимское плоскогорье с северо-запада и юго-востока. С ними связано развитие мезозойского магматизма, несущего разнообразное эндогенное оруденение.

В местах проявления активных и устойчивых тектонических движений, создавших и поддерживавших контрастный рельеф, вполне удовлетворительно выявляются грабеновые и горстовые структуры и ограничивающие их зоны глубинных и региональных разломов. Крупные разломы почти всегда сопровождаются мелкими, оперяющими их разрывными нарушениями (Очиров, 1961, 1966; Очиров и др., 1965). Блоки, составляющие крупные горсты или грабены, часто разбиты в разных направлениях

более мелкими разрывными нарушениями, по которым происходило перемещение небольших внутриграбеновых или внутригорстовых блоков. Эти перемещения образовали выступы в горстах и опущенные участки фундамента в пределах впадин. Нередко отдельные весьма протяженные и узкие впадины расчленены на мелкие впадины, отделенные одна от другой поперечными выступами — горстами домезозойского фундамента. Такие структурные формы наблюдаются в пределах Гусино-Удинской, Хилокской и других впадин.

Контуры грабенов — впадин, как уже упоминалось, не всегда совпадают с границами площадей развития мезозойских осадков, которые определялись не только тектоническими, но и эрозионными процессами мезозойского времени. Несомненно, что грабены, образовавшиеся в фундаменте, не оставались вечно в своем первозданном состоянии, а непрерывно развивались с разной силой интенсивности. Основные черты их развития находили свое отражение в формировании структурных форм мезозойского чехла. Особенности строения мезозойских отложений — моноклиальность падения их слоев, при которой эрозией часто бывают срезаны все горизонты снизу доверху в одном борту (северо-западном в Гусиноозерской впадине), тогда как в другом борту весь разрез не подвергся размыву, свидетельствуют о неравномерности опускания ложа впадины. Юго-восточная часть Гусиноозерской впадины имела, например, тенденцию к устойчивому опусканию, а в северо-западном краю ее, по-видимому, опускание сменилось поднятием, особенно интенсивным к концу формирования мезозойской толщи. Не исключено, однако, что в начале заложения впадины в северо-западном борту, где сейчас выходят более древние горизонты мезозоя, шло наибольшее опускание фундамента. Затем началось поднятие с одновременным опусканием юго-восточного борта. Вполне возможно, что западный борт в результате поднятия принял первоначальное положение, существовавшее еще в начале заложения грабена. В этом случае в современном положении мы видим односторонний грабен, хотя первоначально опускание его днища шло не совсем равномерно. К такой категории структур, по-видимому, относятся также Тугнуйская и некоторые другие впадины, у которых один из бортов имеет морфологически отчетливо выраженный тектонический контакт с выступом домезозойского фундамента. Последний нередко бывает надвинут на мезозойские образования.

Кижингино-Кодунская, Хилокская, Сухаринская, Агинская и некоторые другие впадины представляют собой четко выраженные грабены. В частности, Кижингино-Кодунская впадина (Очиров и др., 1965) ограничена хорошо прослеживаемыми зонами разломов, ориентированными в северо-восточном направлении, и связана с их развитием. Близ разломов отмечаются зоны интенсивного дробления пород фундамента, в большом количестве наблюдаются катаклазиты, милониты, зеркала скольжения и т. д.

На фоне моноклиального строения осадочного чехла Гусиноозерской впадины развиты плавные поперечные и продольные изгибы. Во впадине можно выделить две структуры (собственно Гусиноозерскую и Загустайскую), разделенные поперечным перегибом, возникшим в постмезозойское время. Среди мезозойских образований Гусиноозерской впадины наблюдаются эффузивы мощностью 180—500 м, представленные в основном порфиритами, и континентальные обломочные отложения (от конгломератов до аргиллитов). Грубообломочные образования развиты в низах толщи и в краевых частях впадины, мелкозернистые (песчаники, элеволиты, угли и горючие сланцы) — в средних и верхних горизонтах разреза. Общая мощность мезозойских континентальных отложений Гусиноозерской впадины превышает 2000 м. Степень дислоцированности осадочной толщи возрастает в бортовых частях впадины близ зон разломов. Углы падения слоев толщи достигают здесь 20—30° и бо-

лее, тогда как в центральной части впадины они залегают почти горизонтально или образуют лишь пологие волнообразные изгибы.

Впадины этого типа развиваются в линейной весьма протяженной и сравнительно узкой полосе. В заполняющих их мезозойских отложениях намечаются не только моноклиналильные, но и продольные и поперечные складки, небольшие локальные антиклинали и синклинали, образовавшиеся в результате движения блоков в фундаменте. Интенсивность деформаций мезозойского чехла усиливается близ зон разломов. Такую картину можно наблюдать в пределах Кижингино-Кодунской, Сухаринской и других впадин, где нормальное или моноклиналильное залегания

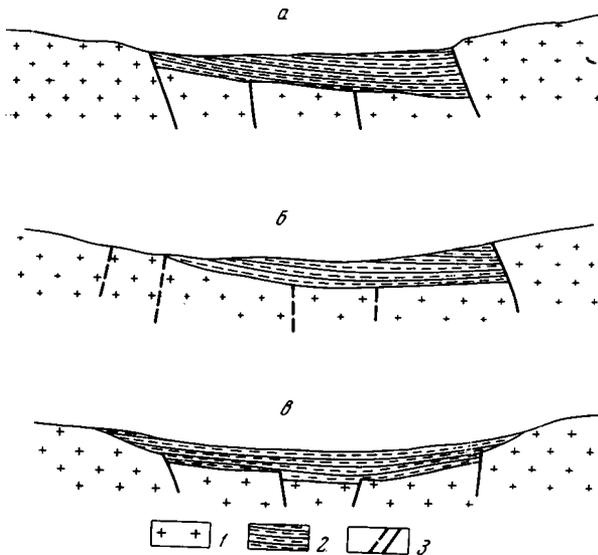


Рис. 2. Типы структур:

*а* — с преобладанием грабеновых форм строения; *б* — с преобладанием односторонне-грабеновых форм строения; *в* — с преобладанием грабен-синклиналильных форм строения. 1 — домезозойский кристаллический фундамент; 2 — мезозойские вулканогенно-осадочные образования; 3 — разломы предполагаемые и установленные

слоев осложнены приразломной складчатостью и мелкими разрывными нарушениями. Простираения приразломных складчатых и разрывных нарушений обычно согласны с простираениями разломов, ограничивающих впадины.

Складчатые деформации в мезозойских толщах относятся к вторичным явлениям. Они представляют собой штамповые складки, образование которых так или иначе связано с разрывами в породах фундамента. Это можно видеть на примере Хилокской, Гусиноозерской и других впадин, в строении и развитии которых первичными были разрывные нарушения.

В заключение отме-

тим, что мезозойские впа-

дины Бурятии и сопредельных территорий по морфологическим особенностям, формационному составу, мощности и возрасту отложений могут быть разделены на следующие три типа структур. Во-первых, это линейные сравнительно крупные структурные формы, сложенные формациями ниже- и среднемезозойских эффузивных пород и средне-верхнеюрскими континентальными отложениями, образовавшимися в условиях крупного пресноводного бассейна. По типу строения и развития они представляют собой односторонние грабены (рис. 2, б). Однако, несмотря на кажущуюся односторонность грабена, часто наблюдаются крупные зоны разрывных дислокаций, протягивающиеся вдоль впадин, но за их пределами. Возможно, что подобные морфологически четко выраженные односторонние грабены на самом деле представляют собой нормальные грабены, принявшие одностороннюю форму в результате последующего развития. Мощность отложений в таких впадинах достигает 2,5—3 км. К таким структурам могут быть отнесены Тугнуйская впадина (Очиров и др., 1965), Баянгольская впадина, некогда обширная и соединившаяся, по некоторым данным, с соседними впадинами (Сангино и Харахужир).

Во-вторых, это морфологически четко выраженные грабеновые структуры, ограниченные хорошо прослеживаемыми разрывными нарушениями в обоих бортах, хотя в отдельных случаях первичная грабеновая

структура при последующих тектонических движениях (при разнонаправленных вертикальных движениях основания грабена) приобретает моноклиналиное строение (рис. 2, а).

В-третьих, это мультдообразные и часто изометричные впадины, постепенно переходящие в окружающие их весьма сглаженные поднятия и поэтому лишенные четких структурных границ. Только геофизические исследования выявляют разрывные нарушения чаще всего в пределах впадин и реже — в невысоких и сглаженных участках горного обрамления. Подобного рода структуры (рис. 2, в) возникшие первоначально как грабены в фундаменте, полностью заполняются осадочными отложениями, которые затем отлагаются уже за их пределами. Выступы фундамента, обрамляющие грабены, в результате денудации постепенно выравниваются и сливаются с уровнем поверхности впадин. Такие впадины по их истории развития и морфологическим признакам следует относить к грабен-синклиналям или структурам, смешанного эрозионно-тектонического происхождения.

Таким образом, в Бурятии и на сопредельных территориях могут быть выделены: односторонние грабены (юрские); нормальные грабены — юрско-меловые; грабены-синклинали — существенно меловые. Могут быть выделены также горстовые структуры мезозоя. Все эти структурные формы мезозойской тектоники формировались и развивались в единых тектонических условиях — условиях господства блоковой тектоники, причем блоковые движения проявилась не везде в одно и то же время и с одинаковой силой.

С блоковыми движениями по разломам связаны также проявления мезозойского магматизма, эрозионного процесса и осадконакопления. С явлениями блоковой тектоники и сопутствующими им магматическими процессами тесно связано формирование и размещение мезозойских эндогенных месторождений и рудопроявлений золота, серебра, сурьмы, молибдена, олова, флюорита, перлита, редких и редкоземельных элементов и образование разновозрастных осадочных и россыпных полезных ископаемых. Поэтому как сейчас, так и в будущем представляется весьма актуальным проведение детальных и всесторонних исследований по изучению мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий.

#### Литература

- Иванов Б. А. Схема геологического районирования Восточной Сибири. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., Иркутск, 1949<sub>1</sub>.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., Иркутск, вып. 32, 1949<sub>2</sub>.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России (Горный ж., т. 3, № 9, 1883). В кн. «Очерки геологического прошлого Европейской России», Изд-во АН СССР, 1947.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения. Геол. и геофиз., № 4, 1960.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Кропоткин П. А., Поляков И. С. Отчет об Олёкминско-Витимской экспедиции. Зап. Русск. геогр. о-ва по общей географии, т. 3, 1873.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 79, 1963.
- Нагибина М. С., Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). Отчет об исслед. 1895—1898 гг., ч. 1. Геол. исследования вдоль Сиб. ж. д., вып. 22, ч. 1, СПб, 1914.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Изд-во Гос. геогр. о-ва, Л., 1929.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Т. 1—3, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1938.

- Очиров Ц. О. О разрывной тектонике Центральной Бурятии. Тр. Бурятского компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 7, 1961.
- Очиров Ц. О. О мезо-кайнозойских структурах Бурятии. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Очиров Ц. О. Геология Гусино-Иволгинской части Бурятии. Бурятск. книжн. изд-во, Улан-Удэ, 1964.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. Б. и др. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Бурятск. книжн. изд-во, Улан-Удэ, 1965.
- Очиров Ц. О. Тектоника Бурятии. Геотектоника, № 11, 1966.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Рябухин Г. Е. Происхождение Байкала. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 28, вып. 5, 1958.
- Соловьев В. А. О генетической связи кайнозойских и мезозойских впадин Западного Забайкалья с разновозрастными системами разломов. Геол. и геофиз., № 4, 1963.
- Соловьев В. А. К вопросу о тектонической природе мезозойских и кайнозойских впадин Западного Забайкалья. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1965.
- Тегяев М. М. К геологии и тектонике Забайкалья. Вестн. геол. ком-та, т. II, № 8—9, 1927.
- Тегяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. В кн. «Вопросы геологии Азии». Т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоренсов Н. А. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и ближнего Забайкалья. В сб. «Материалы по изуч. произв. сил БМАССР», вып. 2, Улан-Удэ, 1956.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, вып. 19. Сер. геол. Изд-во АН СССР, 1960.
- Хайн В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 33, вып. 4, 1958.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, № 5, 1955.

Бурятский филиал СО АН СССР  
г. Улан-Удэ

Статья поступила  
22 ноября 1966 г.

УДК 551.24(234.3+235.243)

В. П. ПОНИКАРОВ, В. Г. КАЗЬМИН, Е. А. ДОЛГИНОВ,  
Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ

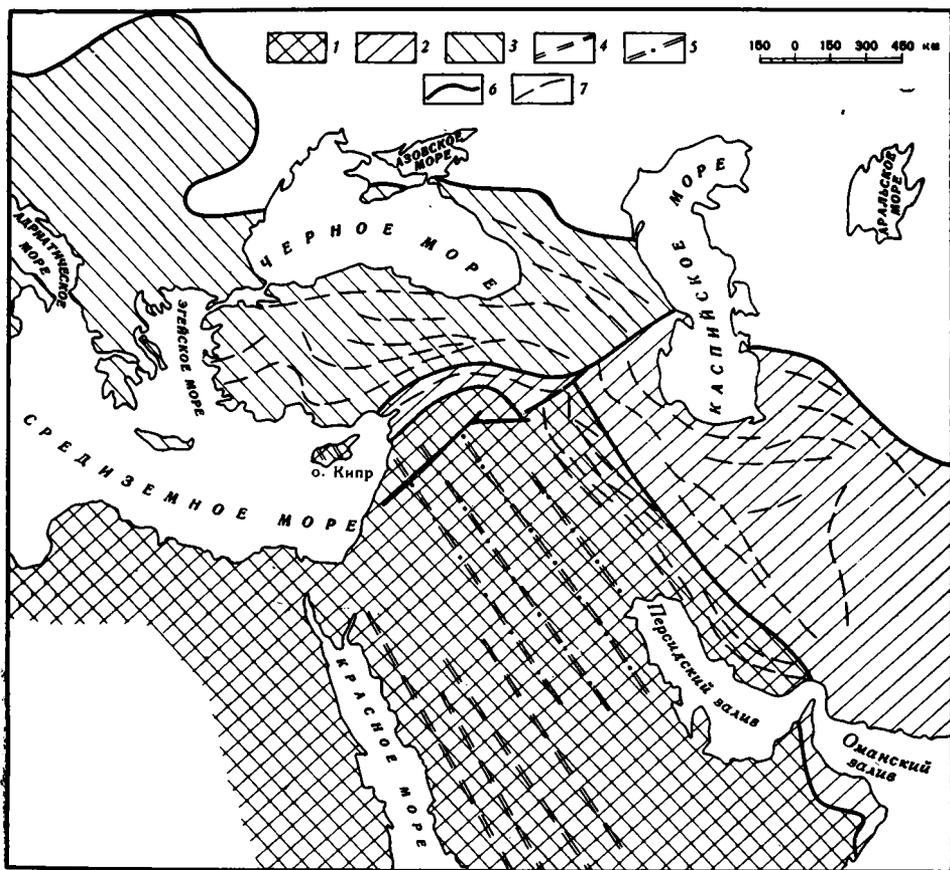
Альпийско-Гималайская складчатая область может быть разделена на два сектора — западный (Альпийско-Мало-Азиатский) и восточный (Ирано-Гималайский). В западном секторе отложения позднего докембрия, обнаженные в срединных массивах и ядрах антиклинориев, глубоко метаморфизованы, имеют эвгеосинклинальный характер. В палеозое для него также характерно эвгеосинклинальное развитие. В восточном секторе (Иран, Южный Афганистан) развиты слабо метаморфизованные отложения рифея мнгоэосинклинального типа. После верхнерифейской складчатости, завершившей геосинклинальное развитие, начиная с раннего кембрия, здесь устанавливается платформенный режим, длившийся в течение палеозоя и нижнего мезозоя. Характер палеозойского развития в обоих секторах находится в прямой зависимости от типа развития в позднем докембрии. Границей между секторами, возможно, является глубинный разлом, пересекающей Альпийскую систему в диагональном направлении от Апшерона до района Мосула в Ираке.

Основой для настоящей статьи послужили обширные новые данные по геологии Альпийско-Гималайской складчатой области и, прежде всего, сведения о строении комплекса ее основания. Последнее, согласно М. В. Муратову (1963, 1964), сложено докембрийскими и палеозойскими отложениями и до настоящего времени изучено весьма неполно. В силу этого особый интерес представляют полученные в последние годы данные о докембрийских и палеозойских толщах Малой Азии, Ирана, Афганистана и Гималаев, собранные усилиями геологов различных стран. Среди наиболее важных исследований необходимо отметить работы А. Ганссера, А. Дезио, Г. Ортвина, К. Фезефельда, А. Лаппарана, Г. Меннесье, Дж. Штоклина, Р. Ассерето, Х. Флюгеля, Ван дер Каадена и ряд других.

Анализ новых данных позволяет высказать несколько соображений о характере докембрийского и палеозойского развития Альпийско-Гималайской области.

Прежде всего необходимо отметить, что по характеру этого развития восточная часть пояса (Ирано-Гималайский сектор) резко отличается от западной части (Альпийско-Мало-Азиатский сектор). Восточный сектор включает целиком территорию Ирана, Южный Афганистан, Пакистан и Гималаи, западный — Альпы, Динариды, Карпаты, Крымско-Кавказскую область, Малую Азию (рисунок).

В пределах западного, Альпийско-Мало-Азиатского сектора древнейшие комплексы вскрываются в срединных массивах и ядрах крупнейших антиклинориев. К их числу относятся Киршехирский и Мендересский массивы Анатолии, Кикладский массив, Пелагонийский и Родопский массивы на Балканах, Спишко-Гемерский и Мармарошский массивы Карпат, антиклинорий Главного Кавказского хребта.



Соотношения Ирано-Гималайского и Альпийско-Мало-Азиатского секторов Альпийско-складчатой области

1—нижне- и среднерифейские комплексы Аравийско-Нубийского щита; 2—область миеогесинклинального развития в позднем докембрии и платформенного развития в палеозое (Ирано-Гималайский сектор); 3—область эвгесинклинального развития в позднем докембрии и геосинклинального развития в палеозое (Альпийско-Мало-Азиатский сектор). Простираения структур в пределах Аравии: 4—в области щита; 5—под платформенным чехлом (предполагаемые); 6—Пальмирско-Апшеронской линеймент; 7—простираения палеозойских и альпийских структур

В строении кристаллических ядер Анатолии и Балкан выделяются два комплекса.

Нижний комплекс сложен глубоко метаморфизованными породами: плагиоклазовыми, биотитовыми и роговообманковыми, гранатсодержащими гнейсами, силикатными мраморами, амфиболитами, метаморфизованными железорудными образованиями. Эти породы, отвечающие, в общем, амфиболитовой фации метаморфизма, прорваны ультраосновными, основными и кислыми интрузиями, превращенными в ортогнейсы. Характерны явления гранитизации, мигматизации и палингенеза.

Набор формаций, широкое проявление интрузивного и эффузивного магматизма указывают на преимущественно эвгесинклинальный характер развития древних геосинклинальных систем.

Более молодой комплекс, залегающий с резким угловым и азимутальным несогласием, представлен граувакками, кварцитами, графитовыми сланцами, туфами и лавами спилитового состава, мраморами, известняками. Метаморфизованы эти образования в различной степени: местами метаморфизм достигает фации зеленых сланцев, местами породы лишь филлитизированы.

Возраст верхнего комплекса определяется достаточно точно. На Большом Кавказе он отвечает силуру (Кизевальтер, 1960). В районе

Мраморного моря верхний, трансгрессивно залегающий комплекс, по данным Пеккельманна и Эрбена (см. Flügel, 1964), охватывает силур и нижний девон.

В Кикладском массиве К. Ренц (Renz, 1955) выделяет «сланцево-граувакковую серию», содержащую в низах окаменелости верхнего ордовика и залегающую на кристаллических породах. Аналогичные соотношения давно известны в Пелагонийском массиве (Космат, Брюни и др.), а также, и в Родопском массиве, где, по данным Е. С. Бончева (1957), на нижней свите лептитовых гнейсов залегаёт толща филлитов и мраморов, параллелизуемая с нижним палеозоем Кикладского массива.

Вулканогенно-граувакково-сланцевые толщи датируются поэтому обычно верхним ордовиком-девоном или силуром-девоном.

В тех случаях, когда рассматриваемые отложения подверглись достаточно глубокому метаморфизму и не содержат органических остатков (северная и южная окраины Мендересского массива, северная окраина Киршехирского массива) их палеозойский возраст, обычно, ставится под сомнение (Flügel, 1964).

Однако в пользу отнесения данных толщ к палеозою свидетельствуют литологические сопоставления, а также, что особенно важно, резкое структурное несогласие с подстилающим глубоко метаморфизованным комплексом. Для последнего характерны субмеридиональные простирания, совпадающие с простираниями аравийского докембрия, тогда как предположительно палеозойские толщи простираются субшироотно (Kaaden van der, 1959; Schuiling, 1959; Vache, 1963; и др.).

Возраст древнего метаморфического комплекса определяется большинством авторов как докембрийский или рифейский-нижнепалеозойский. Такого мнения придерживаются, в частности, М. В. Муратов (1963, 1964), В. Е. Хаин и Е. Е. Милачновский (1964). Метаморфизм и гранитизацию комплекса следует скорее всего связывать с позднебайкальской, предверхнекембрийской складчатостью.

Как уже отмечалось, для позднедокембрийского этапа развития западного сектора, в целом, характерен эвгеосинклинальный режим и значительная структурная дифференциация, о чем свидетельствует разнообразие и изменчивость состава докембрийских образований.

Палеозойское развитие было, по-видимому, различным в разных зонах западного сектора. В северных его ветвях (Альпы, Карпаты, Балканы, Крымско-Кавказская область, Понтиды) геосинклинальное развитие характерно для всего палеозоя. Завершение главной геосинклинальной стадии здесь происходит в нижнем карбоне, а орогенная стадия приходится на средний карбон и верхний палеозой.

Близкий характер носило развитие Динарид и Западного Тавра, о чем свидетельствует широкое распространение здесь геосинклинальных формаций среднего палеозоя. Можно предполагать, что здесь слабее проявились герцинская складчатость и связанный с ней орогенный этап.

В Восточном Тавре и восточной части Западного Тавра, по данным Флюгеля (Flügel, 1964), наблюдается согласный, хотя и с перерывами разрез палеозойских и нижнемезозойских отложений, что свидетельствует об отсутствии проявлений каледонской и герцинской складчатостей.

По формационному типу палеозойские отложения этого района рассматриваются как миогеосинклинальные или даже субплатформенные.

Весьма вероятно, что рассматриваемая часть Тавра совместно с Александреттской зоной Северо-Восточного Средиземноморья принадлежит к области с особым типом докембрийского и палеозойского развития, который будет рассмотрен ниже.

Докембрийское и палеозойское развитие восточного сектора Альпийско-Гималайской области резко отличается от развития западного сектора.

По данным Штоклина (1966) и ряда других исследователей, на обширной территории Ирана известны многочисленные выходы докембрийских пород, представленных мощными толщами песчаников, филлитов и филлитизированных сланцев с прослоями известняков и доломитов. В карбонатных породах встречаются остатки докембрийских водорослей. Вулканогенные породы встречаются редко, незначительным распространением пользуются и докембрийские интрузии.

Подобного же рода докембрийские отложения распространены и в более восточных районах восточного сектора: Гималаях (Ганссер, 1965), Юго-Восточном Памире (Бархатов, 1964), Южном Афганистане (Laparent de, Mennesier, 1962; Fesefeld, 1964). Последнее свидетельствует об огромных размерах относительно устойчивого и слабодифференцированного геосинклинального бассейна, который может быть классифицирован как миогеосинклинальный.

Докембрийские отложения смяты в складки и резко несогласно перекрыты в Иране красноцветными инфракембрийскими отложениями. Последние, по данным Хукрейда и др. (Huckrieda et al., 1962), имеют возраст от 595 до 760 млн. лет. Складчатость позднекембрийских отложений была, таким образом, прединфракембрийской. А. Ганссер для аналогичных комплексов Гималаев, сопоставляемых с виндийской формацией, предполагает араваллийскую (предкембрийскую — кембрийскую) складчатость.

Специфика восточного сектора заключается в том, что ассинтская (араваллийская) складчатость, завершившая отчетливо миогеосинклинальное развитие в позднем докембрии, привела к прекращению геосинклинального режима.

В палеозое и большей части мезозоя на обширной территории восточного сектора накапливались мелководные, выдержанные на огромных пространствах терригенные и карбонатные осадки, которые многими исследователями рассматриваются как платформенные или субплатформенные образования. В последнем убеждает и их непосредственная связь с палеозойской частью платформенного чехла Северной Аравии.

В этом платформенном разрезе не отмечается угловых несогласий, что свидетельствует об отсутствии проявлений как каледонской, так и герцинской складчатостей. Следует отметить, что, основываясь на далеко не полных литературных данных, советские ученые уже не раз высказывали предположения о платформенном характере развития некоторых восточных районов Альпийского пояса в палеозое и части мезозоя (Синицын, 1955; Резвой, 1962).

Попытаемся кратко сопоставить основные особенности развития обоих секторов в позднем докембрии и палеозое. Для западного сектора характерно эвгеосинклинальное развитие в позднем докембрии, гранитизация и метаморфизм, связанные с заключительными фазами байкальской складчатости (в раннем или среднем кембрии?), геосинклинальный характер развития в палеозое с проявлением завершающей складчатости в разное время.

Восточный сектор характеризуется миогеосинклинальным развитием в позднем докембрии с проявлением главной предкембрийской (ассинтской) складчатости. В палеозое для территории восточного сектора типично субплатформенное развитие с отсутствием проявлений палеозойских складчатостей.

Сравнение докембрийских образований альпийского пояса с докембрием Аравийско-Нубийского щита показывает, что первые являются более молодыми. В то время как основные фазы складчатости и метаморфизм в пределах щита произошли 1000—850 млн. лет назад (гренивильская складчатость), формирование древних комплексов альпийского пояса продолжалось в позднем докембрии и даже раннем палеозое (западный сектор). Более молодой возраст докембрия альпий-

ского пояса хорошо устанавливается в Александреттской зоне, где развиты, как глубоко измененные отложения нижнего — среднего рифея, характерные для щита, так и верхнерифейские слабометаморфизованные комплексы, типичные для восточного сектора альпийского пояса (Поникаров, Казьмин, 1965).

Большой интерес представляет анализ различий в характере развития обоих секторов на альпийском этапе. Такие различия, предопределенные особенностями развития и палеозое, а в основном в позднем докембрии, несомненно существуют.

В западном секторе альпийский этап начинается в юре, местами в триасе или даже в верхнем палеозое и продолжается до конца палеогена. При этом наблюдается развитие весьма полного формационного ряда, включающего спилито-диабазовые, вулканогенно-кремнистые, аспидные, карбонатные, флишевые формации. На ранних стадиях происходило внедрение офиолитовых интрузий.

В восточном секторе геосинклинальное развитие проявилось лишь на коротких отрезках геологического времени. В большинстве случаев оно приурочено к интервалу верхи мела — палеоген (Иран, Юго-Восточный Афганистан, Пакистан, Гималаи), а в некоторых зонах (Южный Гиндукуш) — к раннему мезозою. Геосинклинальный процесс выразился в образовании узких прогибов в зонах крупнейших швов, унаследованных от более ранних этапов развития. Погружения сопровождалось накоплением вулканогенно-терригенных толщ, местами происходило внедрение ультраосновных и основных интрузий. Таким образом, развитие оказывается резко сокращенным по времени и обедненным в формационном отношении.

Важнейший вывод, полученный при сравнении геологической истории Ирано-Гималайского и Альпийско-Мало-Азиатского секторов, заключается в том, что характер палеозойского (и, возможно, альпийского) развития находится в строгой зависимости от типа развития в позднем докембрии, что полностью соответствует представлениям Н. С. Шатского о позднедокембрийском заложении основных структурных элементов, развивавшихся в течение неохрона.

В этом отношении показателен пример Александреттской зоны (Казьмин, 1965). Последняя включает Кипр, Северо-Западную Сирию и, видимо, Восточный Тавр и, таким образом, территориально тяготеет к западному сектору. По типу позднедокембрийского развития зона отвечает, однако, иранидам (миогеосинклинальный верхнерифейский комплекс с завершающей ассинтской складчатостью). Замечательно, что и по палеозойской и альпийской истории Александреттская зона оказывается близким аналогом структур восточного сектора.

Положение и характер границы между западным и восточным секторами в настоящее время могут быть намечены лишь предположительно. Можно рассмотреть два возможных варианта.

Границей между секторами возможно является глубинный разлом, пересекающий Альпийскую геосинклинальную систему в диагональном направлении от Апшерона до р-на Мосула в Ираке. Данный шов, наличие которого на севере доказывает Г. П. Тамразян (1960), трассируется далее к юго-западу на систему Южно-Пальмирских разломов. Существование глубинного разлома, для которого в связи с его возможным продолжением в Сирию предлагается название Пальмирско-Апшеронский, подтверждается косвенно наличием между озерами Ван и Урмия поперечного, субмеридионального прогиба, выполненного вулканогенно-терригенными отложениями верхнего мела. К этой поперечной структуре, хорошо читаемой на геологических картах, приурочен пояс офиолитовых интрузий, что само по себе является надежным индикатором глубинного разлома.

Однако в настоящее время не существует никаких прямых доказательств того, что именно к этой линии приурочены те изменения в строении позднедокембрийских и палеозойских отложений, которые отмечались выше.

Весьма вероятно, что структуры Иранского типа прослеживаются без перерыва в пределы Анатолии, постепенно выклиниваясь в западном направлении. Учитывая данные об отсутствии каледонской и герцинской складчатости в Юго-Восточной Турции (Flügel, 1964), к подобного рода структурам, возможно, помимо Александреттской зоны и Восточного Тавра, следует отнести Внутренний или Армянский Тавр и часть Центрального Тавра (Антитавр).

#### Литература

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира и его положение в орогеническом поясе северного обрамления Индостанского сектора Гондваны. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., пробл. 11. «Гималайский и альпийский орогенез». Изд-во «Недра», 1964.
- Бончев Е. С. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 32, вып. 6, 1957.
- Ганссер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. Сов. геология, № 10, 1965.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения древней платформы и Альпийской геосинклинальной системы в Северо-Восточном Средиземноморье. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1965.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального и Западного Кавказа. В кн.: «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа», т. 2, Ставрополь, Ставропольск. кн. изд-во, 1960.
- Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Большой и Малый Кавказ. Тектоника Европы. Объяснит. записка к междунар. тектон. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Изд-во «Наука», «Недра», 1964.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. В кн. «Деформация и тектоника», Изд-во «Наука», 1964.
- Поникаров В. П., Казьмин В. Г. Докембрий и палеозой северной части Аравийского полуострова. Сов. геология, № 3, 1965.
- Резвой Д. П. Тектоника Гималаев (Развитие представлений и современное состояние проблемы). В кн. «Тез. докл. Совещания по пробл. тектоники». Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 30, вып. 2, 1955.
- Тамразян Г. П. О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1960.
- Штоклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Fesefeld K. Das Paläozoikum in Gebiet der oberen Logar und in östlichen Hazarajat südwestlich Kabul, Afghanistan. Geol. Jb. Beih. B 70, N 16 Ab. b. Hannover 1964.
- Flügel H. Die Entwicklung der vorderasiatischen Paläozoicums. Geotekt. Forschungen H. 18.
- Huckriede R., Kursten M. a. Venzlaff H. Zur Geologie des Gebietes Zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb., Beiheft 51, 1962.
- Kaaden van der. Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey. Bull. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey, No. 52, 1959.
- Lapparent F. A. de et Mennessier G. Observations stratigraphiques sur les series precambriennes de l'Afghanistan. C. R. Acad. Sci., Paris. T. 254, No. 10, 1962.
- Renz C. Stratigraphie Griechenlands (Die vorneogene stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands). Athens. Inst. for geol. and subsurface research., 1955.
- Schüling R. D. Über eine präherzinische Faltungphase im Kaz-Dag Kristallin. Bull. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey. No. 53, 1959.
- Vache R. Die Kontaktlagerstätte von Akdag madeni und ihr geologischer Rahmen innerhalb der Zentralanatolischen Kristallins. Büll. Min. Res. and Explor. Inst. of Turkey, No. 60, 1963.

УДК 551.24 (234.9)

В. И. ШЕВЧЕНКО

**КАЗБЕКСКОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА  
(НОВЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ)**

В статье излагаются результаты изучения морфологии тектонических дислокаций Казбекского района Центрального Кавказа. Автор приходит к выводу, что наблюдаемые в указанном регионе интенсивные дислокации (веерообразная Казбекская антиклиналь, чешуйчатые надвиги, полная складчатость) имеют дисгармоничный характер и на глубине затухают. Эти дислокации, таким образом, охватывают верхнюю часть осадочно-метаморфического чехла; в нижней его части основную роль играют, по-видимому, более простые, ступенчатые и коробчатые дислокации, связанные с блоковыми подвижками фундамента.

Изучение морфологии тектонических дислокаций проводилось в восточной части Центрального Кавказа непосредственно западнее р. Терек — в долинах рек Гизельдон, Геналдон, Мнаисидон и в верховьях Арагви. В этой работе принимал участие сотрудник Геологического факультета МГУ Д. И. Панов, изучавший стратиграфию нижне- и среднеюрских отложений. Был составлен детальный геологический профиль, проходящий вдоль долин указанных рек от Черных гор на севере до с. Млети в верховьях Арагви на юге. Его удалось продолжить на север до Передовых хребтов, используя соответствующий профиль, составленный Комплексной южной геологической экспедицией (Геология и нефтегазоносность..., 1958) (рис. 1).

Указанный район находится на стыке областей исследования Л. А. Варданянца (Варданянц, 1929, 1933), наблюдения которого были сосредоточены преимущественно западнее — на Ардоне и Фиагдоне, и В. П. Ренгартена (Ренгартен, 1926, 1930, 1932), изучавшего бассейн Терека. В. П. Ренгартен разработал стратиграфическую схему мезо-кайнозойских отложений этого района. Большое внимание этот исследователь уделял вопросам тектонического развития региона. По его мнению, Центральный Кавказ представляет собой асимметричный, опрокинутый на юг мегантиклинорий, сформировавшийся в основном в предкелловейскую тектоническую фазу. Основными структурными элементами этого антиклинория являются сильно сжатые, на юге часто изоклинальные крупные линейные складки юрских и меловых пород. В третичное время возникли чешуйчатые надвиги, реже шарриажии, плоскости которых, как и осевые поверхности складок, наклонены на север. Близких взглядов придерживается Л. А. Варданянц. Большинство других исследователей, в работах которых так или иначе затрагивается описываемая часть мегантиклинория Большого Кавказа (Вассоевич, 1937; Гамкрелидзе, 1957; Кириллова и Сорский, 1956; Крестников, 1947; Паффенгольц, 1959; Милановский и Хаин, 1963) в той или иной мере принимают эту тектоническую схему.

Однако некоторые исследования последних лет, а также наши наблюдения позволяют существенно иначе представить тектоническое строение этого региона. Наиболее важный вывод, который можно сделать на основании новых данных, заключается в том, что полная

складчатость не играет той первостепенной роли в строении ниже- и среднеюрских отложений Казбекского района, которая приписывалась ей раньше. Эти отложения слагают здесь большую веерообразную антиклиналь (ее можно назвать Казбекской), крутые крылья которой осложнены разрывными нарушениями. В ядре антиклинали вскрываются породы верхнего палеозоя, а севернее и южнее складки — верхнеюрские и меловые отложения. Эта антиклиналь входит как составная часть в мегантиклинорий Большого Кавказа (см. рис. 1).

Как выяснилось, на северном склоне Бокового хребта (северное крыло Казбекской антиклинали) в долине р. Геналдон ниже- и среднеюрские песчано-сланцевые породы залегают моноклинально, с наклоном 50—70° в южном направлении. Крупномасштабное картирование и детальные стратиграфические исследования этих пород показали, что с юга на север здесь происходит последовательная смена древних образований все более молодыми.

Разрез юрских отложений начинается здесь со свиты, представленной чередованием глинистых сланцев и кварцитов с отдельными прослоями альбитофиров и их туфов небольшой мощности (разрез свиты описан в соседней долине р. Гизельдон). Эта свита соответствует выделенной В. П. Ренгартемом (1932) кистинской свите, возраст которой определяется как нижнелейасовый — плинсбахский (Панов, Шевченко, 1964). Ее мощность определена в 1000 м. Вдоль подошвы свиты проходит разрыв. Выше следует толща глинистых и глинисто-алевритовых сланцев, мощностью приблизительно 1500—2000 м, соответствующая циклаурской свите В. П. Ренгартена. Возраст ее определяется как домерский — нижнетоарский.

Располагающиеся выше терригенные отложения разделяются по литологическим признакам на ряд свит, которые Д. И. Панов относит к тоару. Самой нижней из них является песчано-сланцевая свита «а» (мощность 350—400 м). Выше следует свита «б» (мощность 500—550 м), сложенная глинисто-алевритовыми сланцами, и песчано-алевритовая свита «с» (мощность приблизительно 1200—1300 м). Завершается наблюдаемый разрез лейаса глинисто-алевритовой свитой «д» (видимая мощность — 700—800 м), полоса развития которой с обеих сторон ограничена разрывами.

Фауна в этих свитах не обнаружена, и возраст их можно определить, только исходя из стратиграфического положения и некоторых общих соображений. По нашему мнению, описанные отложения могут соответствовать стратиграфическому интервалу от среднего тоара до нижнего аалена включительно, так как они налегают на циклаурскую свиту и перекрываются (правда, по разрыву) верхнеааленскими отложениями. Известно при этом, что стратиграфические перерывы в указанном интервале в пределах этой тектонической зоны отсутствуют. Учитывая это, а также обычно наблюдающиеся в других местах соотношения между мощностями отложений среднего — верхнего тоара и нижнего аалена, мы условно относим свиты «а» и «б» к среднему — верхнему тоару, а свиты «с» и «д» — к нижнему аалену.

Стратиграфически выше располагаются глинистые и песчаные алевриты верхнего аалена; видимая мощность свиты приблизительно 500 м, ее низы срезаны разрывом. В более восточных районах полная мощность верхнего аалена достигает 1200—1300 м (Крымов, 1963). Эту цифру мы приняли и при построении нашего профиля.

На верхнеааленские отложения налегает байосская толща глинистых алевритов с пластами и пачками песчаников. Д. И. Панов описал около 900 м отложений нижней части байоса. Его верхняя часть закрыта осыпями вплоть до подошвы верхнеюрских отложений. Сравнение мощностей юрских отложений северного крыла мегантиклинория в бассейнах Ардона, Фиагдона и Геналдона показывает, что с запада на

восток в пределах этой зоны мощность нижнеюрских, ааленских и верхнеюрских отложений закономерно возрастает. Поэтому можно ожидать, что возрастает в этом направлении и мощность байосских отложений. Если в бассейнах Ардона — Фиагодона полная мощность байосского яруса достигает 1400—1500 м (Безносков, Казакова и др., 1960), то на Геналдоне ее можно оценить ориентировочно цифрой 1800—2000 м. Приблизительно так же оценивается мощность байосского яруса восточнее Терека (Крымов, 1963).

Залегание почти всех этих отложений является опрокинутым. Какие-либо повторения отдельных свит или их частей, которые указывали бы на существование здесь складчатой структуры, отсутствуют. Те складки, которые здесь наблюдаются, обладают небольшими размерами (около нескольких десятков метров) и являются дислокациями дисгармоничными на фоне общего моноклинального залегания пород. Опрокинутое залегание, характерное для нижне- и среднеюрских пород на большей части северного склона мегантиклинория в долине р. Геналдон, с приближением к Скалистому хребту сменяется нормальным с наклоном на север.

С угловым несогласием на среднеюрские отложения налегают верхнеюрские. В долине Терека удалось наблюдать, как величина несогласия убывает от 10—20° в южной части Скалистого хребта (в том числе и на водоразделе с Геналдоном у г. Хиах) до 0° в наиболее северных выходах среднеюрских пород.

В основании верхней юры располагаются карбонатно-терригенные породы келловей мощностью около 100 м (Крымов, 1961). Их сменяют слоистые битуминозные известняки оксфорда (Ренгартен, 1932) мощностью (по нашим данным) около 850 м, известняки и доломиты киммериджа мощностью 550—600 м и разнообразные известняки титона мощностью 500—550 м (граница между последними двумя ярусами проведена нами условно). Выше следуют карбонатные валанжинские и терригенные готерив-альбские породы. Суммарная мощность отложений нижнего мела равна 1100—1200 м. Завершается разрез свитой известняков и мергелей верхнего мела мощностью около 250 м.

Верхнеюрские и меловые отложения наклонены в северном направлении под небольшими или средними углами (см. рис. 1).

Если складчатые деформации не играют сколько-нибудь значительной роли в строении северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа на описываемом участке, то разрывные распространены весьма широко. Целая серия разрывов, нарушающих нижне- и среднеюрские отложения, развита в долине Геналдона. Здесь отмечается несколько крупных разрывов, наклоненных на 50—70° в южном направлении, ориентировка которых, следовательно, близка ориентировке слоистости. За счет движения по ним иногда повторяются отдельные части разреза. Так, в южной части Скалистого хребта и непосредственно южнее его трижды повторяется разрез верхней части верхнеааленского подъяруса и низов байосского яруса. Еще южнее между ааленскими отложениями появляются, будучи ограниченными со всех сторон разрывами, отложения домера. Самый северный из перечисленных разрывов перекрывается верхнеюрскими отложениями Скалистого хребта. В пределах Скалистого хребта отчетливо устанавливается так называемый Балтинский разрыв, наклоненный в северном направлении под средним углом и сдвигующий разрез верхней юры — валанжина.

Аналогично строение южного крыла Казбекской антиклинали. Разрез начинается с верхнекаменноугольных отложений (Моргунов, 1965), вскрывающихся в верховьях Геналдона в ядре антиклинали, которую можно назвать Чачхоской (ее северное крыло нарушено разрывом). Они представлены пестроцветными песчаниками и филлитами мощностью более 800—900 м. На них (с несогласием на своде антиклинали

до 25°) трансгрессивно налегают отложения кистинской свиты (нижний лейас-плинсбах), вверх по разрезу согласно сменяющиеся глинистыми сланцами циклаурской свиты (домер-нижний тоар). Обе свиты до перевала Майли (широта г. Казбек) залегают моноклинально, с нормальным падением на юго-восток 135—170° под углами 20—50° (рис. 1). Кистинская свита представлена здесь толщей чередования темно-серых, тонко- или мелкозернистых, кварцитовидных песчаников и черных глинистых или глинисто-алевролитовых сланцев. Примерно в 500 м от подошвы прослеживается несколько пластов (5—10 м) светлых, розовато-серых, флюидалных эффузивных альбитофиров, их лавобрекчий и туфов. Эти породы, впервые отмеченные здесь еще Л. А. Варданянцем, совершенно аналогичны широко известным вулканогенным породам так называемого «кератофирового горизонта» Осетии. Общая мощность кистинской свиты достигает 1700—1800 м (Мельников, 1962). Циклаурская свита здесь, как и на Тереке, представлена однообразной толщей глинистых сланцев видимой мощностью до 2500 м. Обе свиты в данном разрезе содержат многочисленные пластовые тела диабазов и порфиритов.

Эти свиты вновь появляются к югу от г. Майли за счет крупного продольного разрыва, частично сдвигивающего разрез нижней юры. К югу от разрыва ниже- и среднеюрские отложения обнажаются по обоим берегам р. Мнаиси в виде опрокинутой к югу моноклинальной серии с постоянным падением слоев на северо-восток 20—30° под углами 70—85°.

В самых истоках р. Мнаиси обнажается кистинская свита, сложенная черными глинистыми сланцами с прослоями (до 0,2—0,3 м) серых, тонкозернистых, тонкослоистых, плитчатых песчаников. Видимая мощность ее достигает здесь 2000 м. По сравнению с северной полосой в кистинской свите тут заметно уменьшается роль песчаного материала и отсутствуют альбитофиры. Южнее на обоих бортах долины р. Мнаиси обнажаются черные, однообразные глинистые сланцы циклаурской свиты, мощность которой здесь около 3000 м. В отличие от северной полосы выходов тут среди пород циклаурской свиты, как и в кистинской, отсутствуют дайки и пластовые тела диабазов и порфиритов. К югу от циклаурской свиты располагается полоса выходов казбекской свиты (мощностью до 1500 м), сложенной неравномерно чередующимися глинистыми сланцами и песчаниками. Казбекская свита вверх по разрезу (южнее) согласно сменяется гудошаурской свитой, в которой преобладают глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями песчаников; мощность свиты около 4700 м. Бусарчильская свита, представленная глинистыми сланцами с многочисленными пластами песчаников, согласно сменяет гудошаурскую и обнажается в низовье р. Мнаиси вплоть до впадения ее в Терек у с. Ногкау. Здесь вскрывается нижняя часть свиты мощностью до 1200 м. Средняя часть разреза бусарчильской свиты (1400 м) не изучалась. Верхние 500 м описаны на правом берегу Терека по р. Нарвани, где они также образуют опрокинутую моноклиаль с падением слоев на северо-восток 40—50° под углами 60—75°. Она представлена чередованием пачек глинистых сланцев и серых, мелкозернистых, тонкослоистых песчаников с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Встречаются отдельные мощные пласты массивного песчаника и линзы черного крупнозернистого криноидного известняка. Общая мощность бусарчильской свиты оценивается в 3000—3500 м.

Более подробное описание этого разреза с детальным расчленением верхних трех свит опубликовано (Панов, Шевченко, 1964).

От флишевых образований верхней юры отложения бусарчильской свиты отделяются крупным Тибским разломом. Разлом этот, видимо, имеет характер крупного срыва по стратиграфическому контакту между двумя литологически различными формациями. В пользу этого говорит строго согласное залегание пород по обе стороны разрыва с

плоскостью самого разрыва и наличие в основании флишевых толщ четко выраженного базального горизонта. На левом берегу Терека, на мысу у крутого изгиба реки у с. Коби, в основании флишевых отложений нами были найдены линзы конгломерато-брекчии, состоящей из угловатых обломков и плохо окатанных валунов песчаников бусарчильской свиты, реже — алевролитоглинистых сланцев, черных мергелей флишевого типа и других пород в мергелистом цементе. Мощность этих пород до 5—8 м. Базальный горизонт прослеживается непосредственно вдоль разлома, чем, видимо, и объясняется его линзовидный характер.

Таким образом, на южном крыле Казбекской антиклинали установлена в едином разрезе нормальная последовательная смена всех свит нижне- и среднеюрских отложений, а в пределах трех верхних свит выявлено большое количество различных по мощности и характеру чередования песчаников и сланцев не повторяющихся пачек, сменяющих друг друга вверх по разрезу. При наличии совершенно очевидного моноклиналиного залегания пород не остается никаких объективных данных, которые позволяли бы предполагать здесь наличие сложной складчатой структуры. Для бусарчильской и гудошаурской свит это подтверждается и закономерной ориентировкой структурных и текстурных признаков пластов песчаников. Сказанное отнюдь не исключает наличия небольших складок и разрывов, осложняющих моноклираль. Такие складки есть в ряде мест в кистинской и казбекской свитах; возможны небольшие складки в верхней части гудошаурской свиты и в самых низах бусарчильской, где на двух небольших участках разреза в пластах песчаников наблюдаются неясно выраженные признаки нормального (а не опрокинутого, как обычно) залегания пород. Однако все эти дислокации очень незначительны по своим размерам (обычно десятки метров), захватывают лишь небольшие участки разреза и представляют собой чисто местные осложнения на фоне общего опрокинутого моноклиналиного залегания пород. В масштабе профиля они не могут быть показаны. Аналогичные результаты для верховьев Риона и Ардона были получены А. В. Пейве (1945), Ю. Г. Леоновым (1967) и нами (Шевченко, 1962).

Наиболее крупным нарушением в пределах описанной моноклинали является разрыв, проходящий приблизительно на широте г. Казбек, по которому сдвигаются разрезы кистинской и циклаурской свит. Ориентировку его выяснить не удалось.

Судя по стратиграфическому положению и сопоставлению с лучше изученными разрезами смежных районов, возраст казбекской свиты, по нашему мнению, можно определить как средне-верхнеюрский, гудошаурской — как ааленский-байосский (?), а бусарчильской — как байосский-батский (?).

На песчано-сланцевые отложения бусарчильской свиты через базальную конгломерато-брекчию согласно налегает верхнеюрский флиш. Он разделяется на известняково-мергельную свиту бахани (мощностью, по нашим данным, до 1700—1800 м) и известняковую свиту ципори (мощностью до 600—800 м). В основании последней также отмечаются конгломераты. Возраст свиты ципори, судя по отдельным находкам фауны, стратиграфическому положению и сопоставлению с разрезом северного склона, можно определить как титонский, а возраст свиты бахани — как оксфорд-киммериджский. В более глубоких частях прогиба на южном крыле мегантиклинория можно ожидать появления и келловейских отложений, не вскрывающихся на дневной поверхности.

В пределах изученной территории разрез южного крыла мегантиклинория завершается свитой флишевых черных листоватых мергелей с прослоями известняков (млетская свита) и следующей выше пачкой серых мергелей и известняков (соответствует свите эдисси О. С. Вялова). Судя по данным последних исследований в районе Крестового перевала

(Шириашвили и др. 1965) эти отложения можно относить соответственно к нижней и верхней частям валанжинского яруса.

Флишевые отложения смяты в серию крупных, сильно сжатых и несколько опрокинутых на юг складок (Кобийская, Байдарская, Гударская, Эретская), имеющих стреловидные замки и сильно осложненных более мелкими складками такой же формы. Байдарская антиклиналь нарушена наклоненным на север разрывом, по которому верхнеюрские флишевые отложения надвинуты на нижнемеловые.

С резким угловым несогласием на перечисленные породы налегают плиоцен-четвертичные андезиты, дациты, андезито-дациты Казбекского вулканического района.

Севернее мегантиклинория Центрального Кавказа, на территории Предкавказья мезозойские отложения не обнажаются, скрываясь под кайнозойскими (см. рис. 1). Нижне- и среднелейасовые отложения здесь, вероятно, отсутствуют, и разрез начинается с верхнего лейаса. Мощность отложений мезозоя Предкавказья относительно невелика (около 3000 м суммарно), зато очень полно развиты третичные и четвертичные накопления (до 5000—5500 м) (Геология и нефтегазоносность..., 1958; Кириллова, Люстих и др., 1960). Залегают все эти отложения на территории Предкавказья на протяжении около 35 км в меридиональном направлении практически горизонтально.

С севера эта область ненарушенного залегания ограничивается Сунженской и Терской антиклиналями. Бурением установлено, что палеоцен-эоценовые и верхнемеловые отложения (а также, вероятно, более древние мезозойские) образуют здесь простые пологие антиклинали. Отложения олигоцена — нижнего миоцена (майкопская свита) образуют над этими складками диапироподобные ядра нагнетания (более четко выражены восточнее линии нашего профиля). Средне- и верхнемиоценовые породы нарушены рядом надвигов, по которым они надвинуты в сторону сводов Терской и Сунженской антиклиналей. Характерной особенностью этих разрывных нарушений является то, что они не затрагивают отложений древнее олигоценовых, затухая в майкопской свите (Буньков, 1961; Геология и нефтегазоносность..., 1958; Жемеричко, 1963; Крымов, 1960). Иногда два наклоненные навстречу друг другу разрыва пересекаются и сливаются на глубине, вырезая выжатый вверх клин кайнозойских пород. Плиоцен-четвертичные отложения Предкавказья повторяют в смягченном и ослабленном виде деформации средне- и верхнемиоценовых пород.

В полосе Черных гор на границе Предкавказья с горным сооружением Центрального Кавказа устанавливается разрыв (Владикавказский), нарушающий верхнекайнозойские отложения и круто наклоненный на север (Милановский, Короновский, 1964).

Таковы те фактические данные о тектоническом строении Казбекского района Центрального Кавказа и прилегающей части Предкавказья, которые получены в результате непосредственных наблюдений и (для Предкавказья) буровых работ. При анализе особенностей морфологии тектонических дислокаций можно сделать определенные выводы о строении глубинных, недоступных наблюдению частей Казбекского района. Эти выводы, конечно, в значительной степени являются дискуссионными и могут быть изменены как в результате накопления нового фактического материала по геологии региона, так и вследствие пересмотра имеющегося материала под иным углом зрения.

Обратимся прежде всего к широко развитым на этой территории разрывным нарушениям, которые мы относим к чешуйчатым надвигам. Чешуйчатыми надвигами мы называем дислокации, образовавшиеся при перемещениях (часто ведущих к сдвиганию разреза) плачек пород по разрывам, ориентировка которых в большинстве случаев мало отличается от ориентировки слоистости нарушаемых отложений. Поэтому мы го-

ворим о надвигах вне зависимости от их ориентировки в пространстве, основываясь только на соотношении этих разрывов со слоистостью. Там, где слои залегают круто или даже опрокинуто, такую же ориентировку приобретают и надвиги. Среди дислокаций, относящихся к данной группе, кроме собственно надвигов встречаются изредка и взбросы, секущие слоистость под средними углами. Мы не выделяем таких нарушений в особую группу, так как они тесно связаны генетически с надвигами (Шатский, 1929).

Прежде всего среди дислокаций данного типа можно упомянуть разрывы, расположенные в полосе Передовых антиклиналей и нарушающие отложения не древнее майкопских, в которых они затухают, переходя в пластовые срывы (рис. 1). Хорошо видно, что все эти нарушения не затрагивают более древних пород, будучи приурочены к отложениям ограниченного стратиграфического интервала. Поэтому такие надвиги по аналогии со складками, обладающими теми же свойствами, можно называть дислокациями дисгармоничными.

Надвиги, аналогичные отмеченным, располагаются на границе Предкавказья и северного склона Большого Кавказа. Один из них (Владикавказский) проходит в полосе Черных гор. Он, вероятно, затухает вниз по падению в майкопских отложениях, как это установлено для более восточных районов (Геология и нефтегазоносность..., 1958; Шатский, 1929). Расположенный южнее Балтинский надвиг, по которому верхняя юра надвинута на валанжин, очевидно, проникает в нижне- и среднеюрские отложения, но не затрагивает доюрских, переходя, как и другие надвиги Скалистого хребта (Шевченко, 1962), в пластовые срывы и затухая вниз по падению.

Аналогичные соотношения предполагаются и по отношению к отмеченным выше разрывам, наблюдаемым в долине р. Геналдон в нижне- и среднеюрских отложениях (см. рис. 1). Это вытекает из следующего. Проведенное нами изучение тектоники Осетии позволило выделить несколько типов дислокаций: блоки разных порядков, чешуйчатые надвиги, наложенные грабены, линейные складки и некоторые другие. Для чешуйчатых надвигов характерно то, что плоскости разрывов в подавляющем большинстве случаев оказываются почти параллельными слоистости (независимо от ориентировки последней в пространстве и от литологии). Ориентировка надвигов в пространстве меняется одновременно с ориентировкой нарушаемых ими отложений. Это позволяет предполагать, что они возникли из межпластовых срывов (Шевченко, 1962). Именно эта особенность, не свойственная никаким другим из развитых в Осетии дислокаций, оказывается характерной для разрывов, наблюдаемых на дневной поверхности в бассейне р. Геналдон. Это позволяет включать указанные разрывы в группу чешуйчатых надвигов и предполагать, что они вниз по падению меняют свою ориентировку одновременно с нарушаемыми ими отложениями, постепенно переходят в пластовые срывы и затухают, как это показано на профиле (рис. 1).

Как уже упоминалось, в северной части полосы развития нижне- и среднеюрских пород опрокинутое залегание сменяется нормальным. В результате можно видеть (например, на Тереке) байосские отложения, полого наклоненные на север. А так как угловые несогласия в разрезе нижне- и среднеюрских отложений этой зоны отсутствуют, то естественно предположить, что ниже байосских такую же ориентировку приобретают и остальные отложения лейаса-доггера, имеющие на дневной поверхности крутое опрокинутое залегание. При этом, по-видимому, выполняются и нарушающие их разрывы.

Время образования перечисленных надвигов северного склона различно. Наиболее древними, по-видимому, следует считать надвиги, нарушающие нижне- и среднеюрские отложения долины Геналдона. Как можно видеть на нашем профиле (см. рис. 1), один из этих разрывов,

по которому верхнеааленские — байосские отложения надвинуты на байосские, перекрывается верхнеюрскими карбонатными породами Скалистого хребта, но не нарушает их. Надвиг имеет, следовательно, докелловейский возраст. В то же время нет никаких данных о том, что Балтинский надвиг, как и другие надвиги Скалистого хребта, нарушающий отложения средней юры — готерива (Шевченко, 1962), а восточнее — и верхнего мела, развивается во время накопления осадков этого возраста. Поэтому время его возникновения можно определить как послемеловое. Что касается еще более северного, Владикавказского надвига, то очевидно, что он, как и надвиги и взбросы Передовых антиклиналей, не мог возникнуть раньше олигоцена — миоцена. Таким образом, в пределах северного склона Центрального Кавказа в направлении с юга на север возраст надвигов постепенно повышается. Исходя из этого, при достройке профиля на глубину более северные и, следовательно, более молодые надвиги долины Геналдона показаны срезающими более южные и, следовательно, более древние чешуи.

Кроме того, при достройке профиля учитывалась возможная глубина заложения надвигов. Так, нет оснований считать, что те два разрыва, по которым трижды повторен разрез части верхнеааленских и байосских отложений, проникают на большую глубину и затрагивают отложения древнее ааленских. В то же время несомненно, что разрыв, по которому на дневную поверхность выведены домерские отложения, располагающиеся между ааленскими, достигает значительно больших глубин.

Получившуюся при этом картину следует рассматривать как принципиальную и не претендующую на большую конкретность.

Упомянем, наконец, аналогичные дислокации, образовавшиеся при чешуйчатом надвигании круто залегающих верхнепалеозойских и нижне- и среднеюрских отложений южного склона. Как видно на профиле (рис. 1), палеозой Чачхохской антиклинали вскрыт в лобовой части одной из этих чешуй, а за счет движения второй удваивается разрез кистинской и циклаурской свит. Разрыв, разделяющий эти чешуи, рассматривается как надвиг по аналогии с разрывами северного склона.

В лобовой части самой северной из этих чешуй, т. е. на северном крыле Чачхохской антиклинали, кистинская свита, мощность которой уменьшается (по нашим данным) приблизительно до 500 м (напомним, что севернее она достигает 1000 м, а южнее — 2000 м), ложится с угловым несогласием на филлиты и кварциты карбона, а на южном крыле антиклинали угловое несогласие исчезает, и под отложениями лейаса появляются пермские известняки. Поскольку Чачхохская антиклиналь является лобовой частью чешуйчатого надвига, можно считать, что надвигание чешуи началось в нижнем лейасе. По аналогии с бассейном Ардона (Шевченко, 1962) мы предполагаем, что оно продолжалось и позже, по крайней мере до конца юрского времени. По мере накопления в чешуйчатое надвигание со стороны зоны южного склона на север включились и расположенные южнее более молодые лейасовые и среднеюрские породы южного склона. Таким образом, в отличие от чешуйчатых надвигов северного склона, наиболее древние надвиги зоны южного склона располагаются в ее северной части, а наиболее молодые — южнее. Геоморфологические данные свидетельствуют, что и в настоящее время движение этих чешуй не закончилось (Милановский, Короновский, 1964).

На границе зон северного и южного склонов чешуи,двигающиеся с севера на юг и с юга на север, встречаются друг с другом, смыкаясь базальными частями. В результате возникла гребневидная веерообразная антиклинальная складка, которую в целом можно именовать Казбекской (рис. 1). Ее северное крыло образовано залегающими опрокинуто нижне- и среднеюрскими отложениями, а южное — верхнепалеозойскими, нижне- и среднеюрскими. Последние также имеют преимущественно опро-

кинутое залегание. Время образования этой антиклинали соответствует времени формирования слагающих ее надвиговых чешуй, т. е. охватывает, главным образом, юрское время. Судя по геоморфологическим данным, развитие ее продолжается вплоть до настоящего времени. В приосевой части этой антиклинали располагаются верхнетретичные гранитоиды теплинского типа. Штокообразные тела этих пород размером до  $2 \times 3$  км среди лейасовых сланцев и песчаников вскрываются непосредственно западнее Казбекского вулканического конуса. Эти штоки, возможно, являются апофизами батолитоподобного массива. Так как и с севера, и с юга двигались не единичные чешуи, а целые их серии, образовавшаяся огромная складка (соответствующая здесь всему Боковому хребту) оказывается не простой — ее крылья осложнены чешуйчатыми надвигами. При этом, поскольку все эти дислокации, как предполагается, имеют дисгармоничный характер и не распространяются глубже некоторого стратиграфического уровня (в данном случае глубже верхнего палеозоя), образующаяся складка также является дисгармоничной, диапироподобной.

Морфологически она очень сходна с некоторыми участками Передовых антиклиналей (Меркулов и др., 1963), местами обладающих ярко выраженными особенностями диапироподобных складок.

Дисгармоничность Казбекской антиклинали вытекает и из факта крутого моноклинального залегания ниже- и среднеюрских пород на ее крыльях —  $50-70^\circ$  к югу на северном крыле и преимущественно  $70-80^\circ$  к северу на южном. Антиклиналь, следовательно, имеет веерообразную форму и уже вследствие этого не может не быть дисгармоничной.

При образовании чешуйчатых надвигов, развивающихся из послонных срывов, происходит дифференцированное перемещение материала осадочного чехла в направлении вдоль слоистости. Это позволяет включить указанные дислокации в группу нарушений, которую В. В. Белоусов (1962) выделяет под названием складок нагнетания (правильнее в данном случае говорить о «надвигах нагнетания»).

Восточнее бассейна Терека ниже- и среднеюрские отложения смяты в достаточно сложные складки, так что структурные представления, выработанные в Казбекском районе, нельзя механически переносить на смежные территории.

Следующей группой дислокаций, имеющих большое значение в строении Казбекского района, являются линейные складки верхнеюрских — нижнемеловых флишевых пород. Эти складки, имеющие изоклиральную или почти изоклиральную форму, как следует из простых геометрических построений, на некоторой глубине должны исчезнуть. Они являются, таким образом, дислокациями поверхностными, и, по отношению к более глубоким частям, дисгармоничными. От более древних пород они, по-видимому, отделяются поверхностью крупного срыва. На дневную поверхность этот срыв выходит в долине Терека у с. Коби, где он проходит вдоль стратиграфического контакта средне- и верхнеюрских пород.

Наиболее молодыми отложениями, образующими перечисленные складки, являются нижнемеловые флишевые толщи. Кроме того, эти складки срезаются верхнетретичной денудационной поверхностью выравнивания. Следовательно, время формирования этих складок можно определить как посленижнемеловое-доверхнетретичное.

Фундамент тектонической структуры района недоступен непосредственному наблюдению. В то же время дисгармоничность вскрывающихся на дневной поверхности дислокаций затрудняет использование последних для изучения его строения. Поэтому для выяснения этого вопроса лучше обратиться к смежной территории, где соответствующая часть складчатого сооружения выступает на дневной поверхности.

Изучение тектоники несколько более западных районов Центрального Кавказа (бассейн Ардона — Фиагдона) показало, что основой строения

фундамента являются крупные структурные ступени. В пределах каждой ступени слои одновозрастных пород, непосредственно налегающих на кристаллические образования (а в случае интенсивной дислоцированности — зеркало складчатости), залегают в общем горизонтально или со слабым наклоном, занимая определенное гипсометрическое положение, отличное от такового на смежных ступенях. С каждой из ступеней связан определенный типоморфный разрез отложений мезо-кайнозоя. Это свидетельствует о том, что ступени являются не только структурными, но и историко-геологическими единицами (Шевченко, 1962).

С севера на юг выделяются ступени: Предкавказская, Северо-Кавказская, Центрально-Кавказская (соответствует прогибу «южного склона») и Закавказская. По аналогии с этим, а также по ряду геологических признаков на изученной территории Казбекского района в направлении с севера на юг можно выделить ступени: Предкавказскую, Северо-Кавказскую и Центрально-Кавказскую (рис. 1, 2).

Для Предкавказской ступени характерно горизонтальное залегание мощной толщи кайнозойских отложений на протяжении нескольких десятков километров. Эти отложения выклиниваются на границе с Северо-Кавказской ступенью. Для последней типична большая мощность юрских — нижнемеловых пород, которые, как можно предполагать, исходя из результатов достройки геологического профиля через Казбекский район, на глубине довольно полого наклонены к северу (рис. 1). Такой же наклон по-

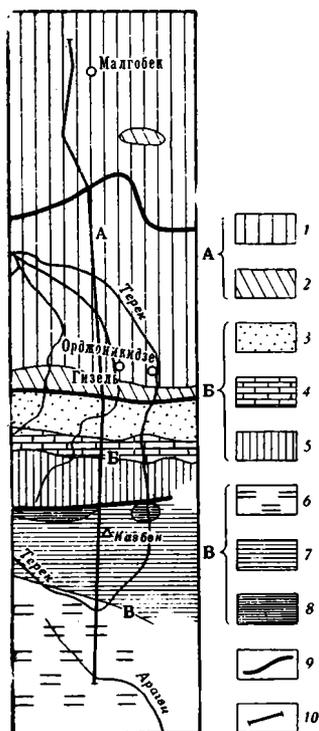


Рис. 2. Геолого-структурная схема района работ

Ступени: А — Предкавказская; Б — Северо-Кавказская; В — Центрально-Кавказская. А — 1 — четвертичная система и плиоцен; 2 — миоцен и палеоген; Б — 3 — меловая система; 4 — верхнеюрский отдел; 5 — ниже- и среднеюрский отделы; В — 6 — верхнеюрский и нижнемеловой отделы; 7 — ниже- и среднеюрский отделы; 8 — верхний палеозой и Дарьяльские граниты (по Терек); 9 — границы ступеней; 10 — линия геологического профиля

верхности этой ступени хорошо выявляется в бассейне Ардона — Фиагдона. С переходом к Центрально-Кавказской ступени мощность юрских — меловых отложений еще больше возрастает, причем верхнеюрские — меловые, в отличие от одновозрастных отложений Северо-Кавказской ступени, представлены флишевыми образованиями. Центрально-Кавказская ступень входит в пределы изученной территории только своим северным краем. В структурном отношении она четко выявляется уже южнее, где по р. Арагви в средней части ступени опрокинутые на юг складки флишевых пород на протяжении 15—17 км вкост простираения распадаются строго на одном уровне (Ренгартен, 1932). В результате зеркало складчатости на всем указанном интервале оказывается горизонтальным.

Структурные границы между ступенями представлены полосами крутого моноклиального залегания пород, которые можно рассматривать как крупные смыкающие флексуры, соединяющие указанные ступени. К числу таких флексур относится Черногорская моноклинал на границе Предкавказской и Северо-Кавказской ступеней и широкая полоса круто залегающих пород верхнего палеозоя и нижней — средней юры южнее г. Чачхох на границе Северо- и Центрально-Кавказской ступеней.

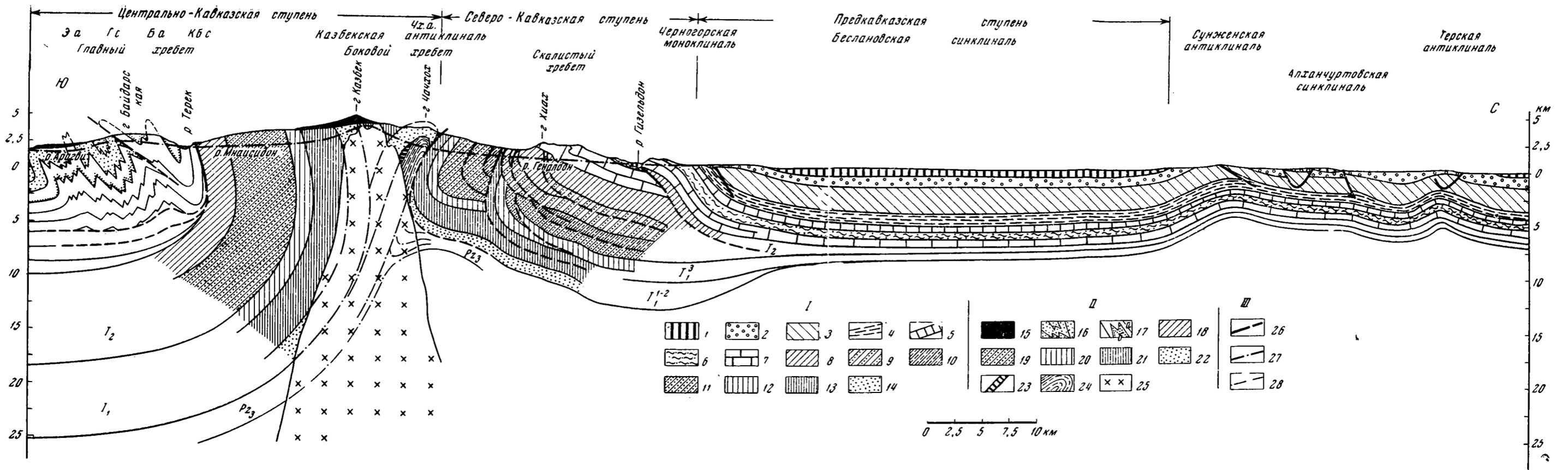


Рис. 1. Геологический профиль через Центральный Кавказ по линии г. Малгобек — гора Казбек — сел. Млети (с предполагаемой достройкой на глубину). Составил В. И. Шевченко с использованием материалов Л. А. Варданянца, В. П. Ренгартена, Д. И. Панова и Комплексной южной геологической экспедиции

**I** — ступени Предкавказская и Северо-Кавказская: 1 — четвертичная система; 2 — апшеронский и ачкагыльский ярусы; 3 — средний — верхний миоцен и понтический ярус; 4 — олигоцен — нижний миоцен; 5 — верхнемеловой отдел и палеоцен — эоцен; 6 — нижнемеловой отдел; 7 — верхнеюрский отдел; 8 — байосский ярус; 9 — верхнеааленский подъярус; 10 — верхняя часть нижнеааленского (?) подъяруса; 11 — нижняя часть нижнеааленского (?) подъяруса; 12 — средне- и верхнетюарский подъярус (?); 13 — домерский ярус и нижнетюарский подъярус (циклаурская свита); 14 — нижний — средний лейас (кистинская свита);

**II** — Центрально-Кавказская ступень: 15 — плиоцен-четвертичные лавы; 16 — нижнемеловой отдел; 17 — титонский ярус (а) и киммериджский, оксфордский и келловейский (?) ярусы (б); 18 — верхняя часть байосского и батский (?) ярусы (бусарчильская свита); 19 — нижняя часть байосского и ааленский ярусы (гудошаурская свита); 20 — средне- и верхнетюарский подъярус (казбекская свита); 21 — домерский ярус и нижнетюарский подъярус (циклаурская свита); 22 — нижний — средний лейас (кистинская свита); 23 — пермская система; 24 — верхнекаменноугольный отдел; 25 — неонитрозивные гранитоиды; **III** — прочие обозначения: 26 — разрывы установленные и предполагаемые; 27 — предполагаемое положение разрывов и геологических границ на месте, занимаемом в настоящее время неонитрозией; 28 — уровень эрозионного вреза. Ч. х. а. — Чачхохская антиклиналь; К. б. с. — Кобийская антиклиналь; Б. а. — Байдарская антиклиналь; Г. с. — Гудаурская синклираль; Э. а. — Эретская антиклиналь

Разделение на ступени более четко выявляется на схематизированном геологическом профиле (рис. 3).

Во всех случаях, когда на территории восточной части Центрального Кавказа возможно непосредственно проследить изменение разреза мезокайнозойских отложений при переходе от ступени к ступени, оказывается, что оно приурочено к границам ступеней и совпадает с полосами сочленяющих их флексур (Шевченко, 1962). Таково выклинивание кайнозойских отложений на границе Предкавказской и Северо-Кавказской ступеней, резкое увеличение мощности юрских — меловых отложений, а также изменение фациального облика верхнеюрских — меловых при переходе от Северо- к Центрально-Кавказской ступени. Нет ни одного

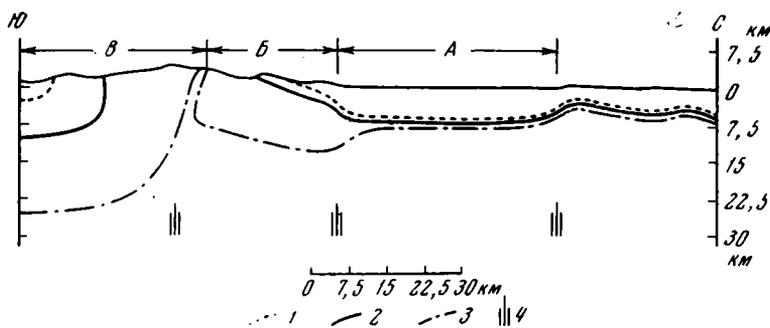


Рис. 3. Схематизированный геологический профиль

Ступени: А — Предкавказская; Б — Северо-Кавказская; В — Центрально-Кавказская.  
1 — подошва меловой системы; 2 — подошва верхнеюрского отдела; 3 — подошва юрской системы; 4 — глубинные швы

случая, когда такое изменение было бы отмечено в пределах самой ступени (имеются в виду принципиальные, качественные изменения разрезов).

Это позволяет считать, что и в тех случаях, когда такое изменение разреза при переходе от ступени к ступени наблюдать не удастся (так как соответствующие отложения не вскрываются на дневной поверхности), такие изменения происходят в тех же полосах флексур, сочленяющих ступени. Поэтому уменьшение мощности и сокращение полноты разреза мезозоя, совершающееся при переходе от Северо-Кавказской ступени к Предкавказской, происходит, по нашему мнению, в полосе Черногогорской моноклинали. По той же причине на всей изученной территории Центрально-Кавказской ступени ниже флишевых отложений показаны мощные толщи нижней и средней юры. Частично выклиниваются они, по-видимому, уже за пределами изученной территории.

Вдоль границ ступеней локализованы все проявления эффузивной и интрузивной деятельности. Так, к границе ступеней Северо- и Центрально-Кавказской приурочены лейасовые излияния основных пород, внедрение жил предкелловейских диорит-диабазов и верхнетретичной интрузии гранодиоритов, а также излияния плиоцен-четвертичных лав Казбека (см. рис. 1).

Исходя из предположения о том, что в бассейне Геналдона—Мнаисдона выделяются те же основные структурные элементы, что и западнее (в бассейне Ардона—Фиагдона), мы предполагаем, что и в описываемом районе Северо-Кавказская ступень (по подошве лейаса) состоит из ряда небольших ступенчатых складок.

Изложенный материал позволяет считать, что перечисленным ступеням соответствуют крупные блоки земной коры. Образующиеся в результате их движения дислокации соответствуют глыбовым дислокациям в классификации В. В. Белоусова (1962).

Подводя итоги, можно отметить, что намечается определенная этажность в строении изученной территории. На глубине основную роль играют дислокации поперечного изгиба слоев, имеющие ступенчатую форму и связанные с вертикальными движениями блоков земной коры. Они наблюдаются там, где фундамент приближен к дневной поверхности. Над ними, гипсометрически выше, развиваются дисгармоничные дислокации — чешуйчатые надвиги, полная складчатость. Морфология этих дислокаций свидетельствует о том, что они не связаны непосредственно с движениями блоков и образованы в результате самостоятельных тектонических процессов, среди которых первостепенное значение имеет, вероятно, перемещение вещества слоистых пород вдоль слоистости. Как следствие этого перемещения возникают послонные срывы и чешуйчатые надвиги. Подробное рассмотрение этого процесса, а также его связи с образованием полной складчатости выходит за рамки настоящей статьи.

### Литература

- Безносков Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 10 (18), 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Буньков М. С. Развитие структурных форм Терско-Сунженской области. Тр. Комплексной южной геологической экспедиции, вып. 6, Гостоптехиздат, Л., 1961.
- Варданянц Л. А. О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами. Изв. Геол. ком-та, т. 48, № 4, 1929.
- Варданянц Л. А. Тектоническое строение горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Рос. Минералог. о-ва, 2 сер., ч. 62, вып. 1, 1933.
- Вассоевич Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 3, 1937.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол., № 10, 1957.
- Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. Тр. Компл. южн. геол. экп., вып. 1, Гостоптехиздат, Л., 1958.
- Жемеричко М. И. Дисгармоничность складок Передовых хребтов Северо-Восточного Предкавказья в связи с наличием в разрезе отложений пластичных глинистых толщ нижнего чокрака и верхнего майкопа. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, вып. 14, Гостоптехиздат, 1963.
- Кириллова И. В., Сорский А. А. О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хзин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа, Изд-во АН СССР, 1960.
- Крестников В. Н. Тектоническая характеристика восточной части Центрального Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1947.
- Крымов В. П. О некоторых особенностях структурного соотношения третичных и мезозойских отложений Терско-Сунженской нефтегазоносной области. Изв. высш. учебн. заведений. Сер. Нефть и газ, № 11, 1960.
- Крымов В. Ф. К литолого-стратиграфической характеристике отложений келловейского яруса Чечено-Ингушской АССР. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, вып. 9, Гостоптехиздат, 1961.
- Крымов В. Ф. Строение и литолого-стратиграфическая характеристика ааленских отложений верховьев р. Чангы-Аргун в Чечено-Ингушской АССР. Геология и нефтегазоносность Сев. Кавказа. Тр. Грозненск. нефт. ин-та, вып. 11, Гостоптехиздат, 1963.
- Леонов Ю. Г. Тектоника нижне- среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа. Геотектоника, № 6, 1967.
- Мельников В. А. Геологическое строение и структурные особенности полиметаллических месторождений восточной части Центрального Кавказа. Сов геология, № 4, 1962.
- Меркулов А. В., Огинский Г. Д., Шашкова Г. Д. Нефтяное месторождение Хаянт-Корт, Тр. Грозненск. нефт. ин-та, вып. 14, Гостоптехиздат, 1963.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги, Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1964.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.

- Моргунов Ю. Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.
- Панов Д. И., Шевченко В. И. К стратиграфии нижне-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. Докл. АН СССР, т. 155, № 1, 1964.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
- Пейве А. В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. Сов. геология, № 7, 1945.
- Ренгартен В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Рос. минералог. о-ва, 2 сер., ч. 55, 1926.
- Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всес. съезда геологов, вып. 2, 1930.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, 1932.
- Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяных месторождений Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). Тр. Гос. научн.-исслед. нефт. ин-та, вып. 4, 1929.
- Шевченко В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ширашвили О. Ш., Вашакидзе И. Г., Адамия Ш. А. Пасанаури — Казбеги. Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по тектонике альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси, 1965.

Институт физики  
Земли АН СССР  
Москва

Статья поступила  
2 июля 1966 г.

---

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243

Г. В. ТОХТУЕВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ  
СТРУКТУР БУДИНАЖ

Структуры будинаж по общепринятым представлениям образуются в неоднородно-слоистых толщах пород различной компетентности в результате тектонического сжатия перпендикулярно напластованию; сжатие вызывает течение пластичных слоев толщи, растяжение и разрыв чередующихся с ними более жестких слоев. Такое представление справедливо для подавляющего большинства структур будинаж, однако оно не охватывает всех разновидностей этих форм. Детальное изучение структур будинаж приводит к заключению о крайнем разнообразии их генезиса. Есть основания полагать, что будинаж может возникать в условиях различных геологических процессов и явлений, вызывающих дифференциальные движения в неоднородно-полосчатых массах различных осадков, застывающих расплавов и твердых пород. Кроме чистого тектогенеза возникновение будинажа, очевидно, возможно при метаморфизме, вулканизме и различных типах гипергенных процессов. В качестве примера следует указать на «осадочный будинаж» Мак-Кроссана (Mc Krossan, 1958) и Гринвуда (Greenwood, 1960) будинаж в первично-расслоенных плутонах, выделенный Н. А. Елисеевым (1953) и «метасоматический будинаж» Ремберга (Ramberg, 1955) и др.

Тектонический будинаж оказался также крайне разнообразным, некоторые его разновидности уже не укладывались в рамки представления о послойном растяжении жестких слоев в результате сжатия, направленного нормально к слоистости. М. В. Гзовский (1960), на основании полевых и экспериментальных исследований, выделил принципиально новый тип «будинажа нагнетания», который возникает при сжатии, параллельном слоистости, т. е. в прямо противоположных обычному «будинажу выжимания» условиях.

Таким образом, термин «будинаж» в настоящее время приобретает более широкое значение, чем считалось раньше. Конкретность термина при этом ничуть не уменьшается, так как под ним подразумевается вполне определенный вид деформаций, обусловленных следующими двумя основными факторами: 1) наличием неоднородно-слоистой массы (толщи) перемежающихся осадков, расплавов, пород и т. д. с послойно-различными физическими свойствами (пластичностью, упругостью, прочностью и т. д.); 2) воздействием на эту массу (толщу) или возникновением в ней самой напряжений сжатия и растяжения, вызывающих послойные деформации разрыва скальвания, выжимания и нагнетания.

Исходя из этого, термину «будинаж» можно дать следующее общее определение:

Будинаж — вид деформации отдельных слоев, пластов, жил в неоднородно-слоистых массах горных пород, осадков, застывающих расплавов, заключающийся в разделении их на блоки, линзы и т. д., а также в образовании раздувов и пережимов. Причиной деформации являются дифференциальные движения различного характера и происхождения.

Более конкретное определение можно дать для основных двух групп будинажа выжимания и нагнетания, отличающихся ориентировкой деформирующих сил.

Будинаж выжимания — вид деформации в слоистых неоднородных по составу и свойствам толщах, обусловленной сжатием, ориентированным нормально к слоистости; деформация выражается в течении пластичных слоев и растяжении и разрыве на блоки чередующихся с ними более жестких слоев.

Будинаж нагнетания (по М. В. Гзовскому, 1960) представляет собой деформацию пластичных слоев (жил) в неоднородно-слоистой толще при ориентировке сил сжатия параллельно слоистости; деформация заключается в образовании раздувов и пережимов деформируемого слоя.

## Генетические типы структур будинач

Геологические процессы, в условиях которых возникает будинач	Генетические типы
1. Гипергенез	1. Диагенетический будинач 2. Оползневой будинач 3. Ледниковый будинач
2. Тектогенез осадочных толщ	4. Будинач, связанный со складчатостью (соскладчатый будинач) 5. Будинач, сопровождающий разрывные нарушения (при-разрывный будинач)
3. Метаморфизм	6. Будинач, образующийся в условиях регионального метаморфизма 7. Будинач, образующийся в условиях ультраметаморфизма 8. Будинач, образующийся при регрессивном метаморфизме 9. Будинач, образующийся при метасоматозе
4. Магматизм (вулканизм)	10. Будинач, образующийся в процессе застывания первично-расслоенных плутонов 11. Будинач, возникающий при формировании жил и да е различного состава 12. Будинач лавовых потоков

Последнее определение следует считать сугубо предварительным, так как будинач нагнетания еще совершенно не изучен.

На основе сложившихся представлений и широких фактических данных нами составлены схемы генетических типов и механизмов образования структур будинач (табл. 1 и 2).

Выделяются четыре группы генетических типов структур будинач, соответственно видам процессов, в условиях которых они образуются (табл. 1).

## I. БУДИНАЖ, ОБРАЗУЮЩИЙСЯ В УСЛОВИЯХ ГИПЕРГЕНЕЗА

В этой группе выделяются три генетических типа будинача:

1) диагенетический будинач — «осадочный» — по Мак-Кроссану (Mc Crossan, 1958) и Гринвуду, (Greenwood, 1960); 2) ледниковый будинач; пример — описанные Кохом и Вегенером (Koch und Wegener, 1911) деформации течения полосчатого льда Гренландии с выклиниванием и разрывом отдельных слоев, линзовидными формами, вытянутыми в цепочки и т. д.; 3) оползневой будинач; пример — оползневые деформации в ленточных глинах окрестностей Ленинграда, описанные С. А. Яковлевым (1926) и др.

Все генетические типы будинача, связанные с процессами гипергенеза, имеют сугубо подчиненное значение.

## II. БУДИНАЖ, ОБРАЗУЮЩИЙСЯ ПРИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДИСЛОКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Весьма широкое распространение имеет будинач, возникающий при тектогенезе осадочных толщ. Он встречается в самых различных районах развития дислоцированных неметаморфизованных осадочных образований. Характерной его особенностью является то, что в связи с низкими температурами дислокационного процесса, образование будинача не сопровождается изменениями минерального состава и структуры пород, а состоит лишь в чисто механической деформации.

В этой группе собственно тектонического будинача целесообразно выделить два генетических типа: 1) соскладчатый будинач, образующийся при формировании складок; 2) приразрывный будинач, возникающий при образовании разрывных нарушений и разломов.

1. Соскладчатый будинач является одним из широко развитых типов структур будинач, встречающимся почти в любом складчатом комплексе осадочных образований. Связь его со складчатостью хорошо устанавливается благодаря закономерностям в пространственном положении структур будинач относительно складчатых структур. Э. Клоос (1947) указал, что линейные будиначные пережимы вытянуты либо параллельно, либо перпендикулярно шарнирам складок. Наши наблюдения в докембрийских железистых формациях Украинского щита и во флишевых формациях Карпат и Крыма

Типы механизмов образования структур будинаж

Тип будинажа	Механизм образования будинажа	Схема механизма	
Будинаж выжимания	1. Равномерное пластическое растяжение («метасоматический будинаж» Г. Ремберга)		
	2, а. Неравномерное пластическое растяжение с образованием в растягиваемом слое шеек		
	2, б. Неравномерное пластическое растяжение с концентрацией в пережимах новообразований до первичной мощности будинируемого слоя		
	2, в. «Химическое выжимание» отдельных компонентов в участках дифференциального сжатия (по Г. Рембергу)		
	3. Разделение слоя на блоки по диагональным трещинам скальвания	а. Вязкое скальвание	
		б. Хрупкое скальвание по трещинам одного направления	
		в. Хрупкое скальвание по трещинам двух встречных направлений	
		г. Хрупкое скальвание по трещинам двух чередующихся направлений	
	4. Разделение слоя на блоки по трещинам отрыва		
	5. Разделение однородного слоя на мелкие линзы без формирования пережимов		
6. Образование линзовидных будин в процессе замещения одного минерала другим			
7. Растворение и вынос минерала, неустойчивого в участках дифференциального сжатия			
Будинаж нагнетания	1. Нагнетание материала в процессе продольного расплющивания слоев с образованием чередующихся раздувов (по М. В. Гзовскому)		
	2. Механическое действие расплава, вызывающее образование овальных форм в жилах и дайках		

позволили уточнить эти закономерности и выделить более часто встречающиеся диагональные ориентировки межбудинных пережимов. Таким образом, установлено три типа закономерной ориентировки в пространстве объемных форм будинажа: а) перпендикулярно шарнирам складок (максимальное растяжение параллельно оси «в»); б) параллельно шарнирам складок (максимальное растяжение параллельно оси «а»); в) диагонально шарнирам складок, в одном или двух пересекающихся направлениях (растяжение одновременно по осям «а» и «в»).

Все три направления соответствуют ориентировке напряжений, характерной для складчатого процесса, что подтверждает связь будинажа данного типа со складчатостью. Эта связь отмечалась также многими исследователями, в частности Реером (Reyer, 1892), Вегманом (Wegman, 1932), В. В. Белоусовым (1949), Вильсоном (Wilson, 1951), Н. Г. Судовниковым (1957) и др.

2. Приразрывный будинаж не имеет широкого распространения, изучен крайне слабо. Выделяется по данным В. Г. Гладкова (1960), Н. А. Читаевой (1961), И. Н. Томсона (1964) и личным наблюдениям в Карпатах. Этот генетический тип структур будинаж возникает вблизи различных разрывных нарушений — надвигов, сбросов и в зонах глубоких разломов. Приразрывный будинаж характеризуется тесной приуроченностью к узким линейным участкам разрывных деформаций, располагаясь обычно параллельно поверхностям и зонам нарушений.

### III. БУДИНАЖ, ОБРАЗУЮЩИЙСЯ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Самой распространенной группой структур будинаж являются те его формы, которые образуются в условиях метаморфических превращений пород. Процессы метаморфизма исключительно благоприятны для массового развития структур будинаж благодаря тому, что кроме основного — тектонического фактора большую роль здесь играют другие факторы метаморфизма: высокая температура, большое гидростатическое давление и значительная химическая активность компонентов. В этих условиях резко изменяются физические свойства метаморфизируемых пород, увеличивается пластичность и способность к пластическому течению, к растворению и выносу некоторых минералов, метасоматическому замещению одних минералов другими и т. д. Все эти процессы способствуют проявлению дифференциальных движений в толщах пород и приводят к возникновению структур будинаж.

Метаморфогенный будинаж также связан в одних случаях со складчатостью, в других — с разрывными структурами, однако установить эту связь значительно труднее, чем для чисто тектонического будинажа, вследствие наложения всех прочих факторов метаморфизма. Кроме того, в условиях высоких температур и давлений, главным образом в зоне ультраметаморфизма, по-видимому, возможно самостоятельное развитие будинажа как промежуточного вида деформации между складчатыми и разрывными формами.

В связи со сказанным более рационально выделять генетические типы метаморфогенного будинажа по виду и степени метаморфизма. Есть основания различать будинаж, образующийся при: 1) региональном метаморфизме, 2) ультраметаморфизме, 3) регрессивном метаморфизме, 4) метасоматозе.

1. Будинаж, возникающий в условиях регионального метаморфизма крайне разнообразен, в связи с широкой изменчивостью абсолютных значений факторов метаморфизма в зависимости от глубины. В условиях низкой и средней степени регионального метаморфизма формируется будинаж, имеющий следующие отличительные черты: а) широкое региональное развитие наряду с линейностью, различными типами кливажа и другими петрологическими и структурно-тектоническими особенностями, характерными для метаморфизма; б) преимущественно блоковые формы поперечного сечения будин с угловатыми, тупыми торцами при низкой степени метаморфизма, и линзовидные, сглаженные формы для высоких ступеней метаморфизма; в) объемная форма будин чаще всего представлена плоскими цилиндрами, призмами и параллелепипедами на низких ступенях метаморфизма; линзовидные и эллипсоидные объемные формы наблюдаются при более высокой степени метаморфизма; г) состав будин при региональном метаморфизме очень разнообразен, что обусловлено не только литологическими особенностями, но и тем обстоятельством, что при различных значениях температуры и давления будинажу подвергаются то одни, то другие породы, или мономинеральные слои. Например, кварцит в условиях низкой и средней степени метаморфизма является жестким и будинирует, тогда как при высокой степени метаморфизма роль жестких слоев переходит к карбонатным породам, а кварцит оказывается более пластичным и обтекает будины карбонатов (Делицын, 1958). В железистых кварцитах такие кварцевые слои большей частью являются жесткими, а рудные пластичными, но в определенных условиях они меняются ролями. Наиболее распространен будинаж кварцитов, аркозовых метапесчаников, карбонатных пород, заключенных среди сланцев различного состава; д) состав межбудинных образований при региональном метаморфизме обычно представлен жильными минералами — кварцем, карбонами, слюдами, хлоритами; при высокой степени метаморфизма — гранатом, амфиболами, пироксенами и др. Из рудных минералов встречается магнетит, железная слюда, различные сульфиды. При высокой пластичности вмещающих пород (тальковые, хлоритовые, слюдяные сланцы и др.) они могут полностью заполнять межбудинные пережимы.

2. Будинаж, возникающий в условиях ультраметаморфизма широко развит в гнейсово-мигматитовых комплексах древних щитов. К данному генетическому типу прежде всего относятся будинированные пачки, пласты ультраосновных и основных пород в гнейсах и мигматитах, четковидные прослойки кварц-полевошпатового состава в мигматитах, пегматитовые, аплитовые и другие жилы с раздувами и пережимами. Особенности морфологии будинажа данного типа состоят в том, что в связи с общей высокой пластичностью пород в зоне ультраметаморфизма, будины обычно имеют вид плавно выклинивающихся линз, как в сечении, так и в объемном виде; деформация в основном ограничена пластической стадией часто без разрыва будинируемого слоя, а с сохранением шеек, соединяющих будины. Межбудинные пережимы заполнены либо чешуйками вмещающих высоко пластичных гнейсов, либо различными гранитоидными образованиями — пегматитами, аплитами и т. д.

3. Будинаж, образующийся в условиях регрессивного метаморфизма, довольно часто встречается в различных метаморфических комплексах. К этому типу относится линзовый будинаж эклогитов в сланцах и кварцитах Ю. Урала (Ленных, 1963), наложенный блоковый будинаж пегматитовых, аплитовых и других жил в гнейсах и мигматитах, блоковый будинаж в железистых и сланцевых формациях, накладывающийся на более ранний линзовый будинаж прогрессивной стадии метаморфизма, и многие другие разновидности. Характерны более низкотемпературные минеральные новообразования в межбудинных пережимах, по сравнению с минералами будин и вмещающих пород.

4. Будинаж, образующийся при метасоматозе изучен еще очень слабо. По-видимому, он может образоваться на любой стадии метаморфизма при интенсивном развитии метасоматических процессов. Отличительная особенность метасоматического будинажа — одновременное с образованием будин замещение их минералами более устойчивыми в условиях высокого давления, возникающего в пережимах. В качестве примера следует указать на явление замещений красных кварцевых слоев магнетитом в железистых роговиках докембрия и на биотитизацию в межбудинных пережимах кварц-полевошпатовых слоев в гнейсах и мигматитах. Сюда же относится метасоматический будинаж Ремберга (Ramberg, 1955).

#### IV. БУДИНАЖ, ОБРАЗУЮЩИЙСЯ В УСЛОВИЯХ ВУЛКАНИЗМА

Обстановка вулканогенных процессов иногда благоприятствует возникновению структур будинаж, если в магме (или лаве) зарождаются дифференциальные движения, а неоднородность состава приводит к обособлению полос, шпиров, лент, отличающихся по физическим свойствам от основной массы расплава.

Выделяется три генетических типа вулканогенного будинажа: 1) возникающий в процессе кристаллизации магмы; 2) возникающий при формировании жил и даек различного состава; 3) образующийся в лавовых потоках вулканов.

1. Будинаж, образующийся в процессе кристаллизации магмы встречается в массивах первично-расслоенных плутонов — нефелиновых сиенитов, полосчатых габбро, различных ультраосновных пород и др. Полосчатость в них обусловлена отчетливо выраженным чередованием параллельных слоев различного состава, или различной структуры. Будинаж выражен пережимами и выклиниваниями менее пластичных слоев, заключенных в обтекающей их высоко пластичной общей массе расплава. Типичным примером этого генетического типа могут являться описанные Н. А. Елисеевым (1953) будинаж — структуры Мончегорского плутона, представляющие собою пережатые линзовидные формы полос оливинита в перидотите. Отсутствие катаклаза свидетельствует, по мнению Н. А. Елисеева, о том, что эти деформации имели пластический характер и совершались в период становления еще не застывшего плутона. Аналогичные формы известны в интрузивных породах Печенги, Норильска, а также в хромитовых, титано-магнетитовых, платиновых и других месторождениях, связанных с первично-расслоенными плутонами.

2. Будинаж, возникающий при внедрении жил и даек различного состава представляет собой, по-видимому, один из типов будинажа нагнетания, так как образуется за счет механического действия расплава во время его внедрения во вмещающие породы (см. далее о механизме образования структур будинаж).

3. Будинаж в излившихся лавах вулканов представляет собой своеобразный генетический тип, который образуется в процессе течения лавового потока, отличающегося неоднородностью вследствие дифференциальной кристаллизации минералов при застывании. Таковы скопления лейцита в лавах Везувия в виде полос, лент, которые пережимаются и разрываются на блоки, линзы при движении лавового потока (Мушкетов, 1888), аналогичные формы широко известны в игнимбригах и туфовых лавах Армении, Камчатки и других мест.

Механизм образования структур будинажа не менее разнообразен, чем их генетические типы. Здесь мы остановимся на краткой характеристике лишь основных типов механизма образования, свойственных наиболее распространенным типам эндогенного будинажа.

В группе «будинажа выжимания», включающей подавляющее количество известных и изученных форм структур будинаж, выделяются следующие главнейшие типы механизма образования:

1. Равномерное пластическое течение без изменения мощности слоя. Оно происходит (Белоусов, 1954) в условиях высокой пластичности толщи при равномерном распределении давления; будинируемый слой (отличающийся несколько меньшей пластичностью) растягивается при этом равномерно, без формирования шеек. Этот тип деформации Г. Ремберг считает весьма благоприятным для метасоматического замещения.

2, а. Неравномерное пластическое растяжение с образованием шеек в местах сжатия. Сущность этого механизма заключается по В. В. Белоусову (1954) в том, что в результате раздавливания параллельно слоистости и продольного удлинения, деформация начинает концентрироваться в некоторых определенных участках, положение и частота которых зависит от прочностных и пластических свойств деформируемого слоя, его мощности, интенсивности деформируемых сил и т. д. В этих участках слой деформируется сильнее, в результате чего здесь и возникают шейки, пережимы; вследствие высокой общей пластичности толщи деформация далее образования шеек не развивается. Этот тип механизма свойствен широко развитому будинажу в высоко метаморфизованных комплексах пород докембрия.

Ко второму типу относятся также следующие менее распространенные разновидности:

2, б. Неравномерное пластическое растяжение с концентрацией в пережимах метасоматического минерала, дополняющего будинируемый слой до первоначальной мощности. Примером данного типа может служить будинаж кварц-полевоспатовых прослоек в гнейсах и мигматитах докембрия, сопровождающийся интенсивной концентрацией биотита, дополняющего пережатый слой до его первоначальной мощности.

2, в. Химическое выжимание отдельных компонентов в участках дифференциального сжатия. Согласно представлениям Ремберга, образуется в процессе метаморфической дифференциации в условиях гетерогенного давления (Елисеев, 1959). Ремберг считает, что некоторые химические компоненты пород, в первую очередь Si, Al, Na и K, обладая высокой подвижностью, имеют тенденцию концентрироваться в участках пониженного давления. Под действием неоднородного давления происходит метаморфическая дифференциация: наиболее способные к диффузии компоненты перемещаются и выжимаются из участков повышенного одностороннего давления в участки с меньшим давлением. Благодаря диффузии происходит уменьшение мощности на участке с высоким давлением и увеличение — на участке с низким давлением. Ремберг считает, что многие пегматитовые жилы характерны подобным химическим выжиманием.

3. Разделение компетентного слоя на блоки по диагональным (к слоистости) направлениям скальвания. Широко распространенный механизм, в котором можно выделить четыре разновидности:

а) разделение слоя на блоки по диагональным направлениям вязкого скальвания. Механизм описан В. В. Белоусовым (1952) и представляет собой конечное развитие неравномерного пластического растяжения, когда процесс концентрации скольжения достигает предела, сосредотачиваясь на одной поверхности, по которой и образуется разрыв. Последний обусловлен касательными напряжениями и происходит по трещинам косого направления, приблизительно под углом  $45^\circ$  к направлению растяжения; деформация сопровождается смещением блоков параллельно трещине;

б) разделение слоя на блоки хрупким скальванием по диагональным трещинам одного направления. Происходит в условиях большей жесткости деформируемых слоев, без предварительной стадии формирования шеек. Блоки в разрезе имеют вид параллелограммов, иногда несколько смещенных параллельно плоскости скальвания. Широко развит в условиях низких ступеней регионального метаморфизма, регрессивного метаморфизма и при складчатости в осадочных неметаморфизованных комплексах;

в) разделение слоя на блоки по диагональным трещинам скальвания двух встречных направлений. Описан автором (Тохтуев, 1953) и де Ситтером (1960). Деформация здесь развивается по двум сопряженным системам трещин скальвания, которые образуют своеобразные ступенчатые ограничения торцов будин. Сравнительно редкий тип механизма;

г) разделение слоя на блоки по диагональным трещинам скальвания двух чередующихся направлений. Механизм установлен при экспериментальных исследованиях В. В. Белоусовым (1949). Автором наблюдались природные формы будинажа, образованные при помощи этого механизма. Механизм этот, как выяснил В. В. Белоусов, заключается в пронизывании слоя наклонными поверхностями срезывания, которые разделяют его на призмы, чередующиеся по расположению трапецеидальных оснований. В поперечном разрезе это — чередование следов поверхностей срезывания двух встречных направлений.

4. Разделение слоя на блоки по трещинам отрыва. Механизм подробно проанализирован В. В. Белоусовым (1952). Сущность его в том, что будинируемый слой разделен на блоки по трещинам растяжения, которые ориентированы перпендикулярно слоистости. Один из наиболее распространенных типов, встречается в породах любого возраста.

5. Растяжение слоя без пережима с разделением на множества мелких линз (собственно разлинзование). Формы будинажа, относящиеся к данному типу, отмечались В. В. Белоусовым (1949), но без анализа механизма образования. Изучение этих форм показывает, что они отличаются особенностями механизма образования, заключающимися, по-видимому, в следующем. Жесткие слои в толще, подвергавшейся сжатию

нормально к слоистости, могли реагировать на одностороннее давление только хрупкой деформацией, они раздроблялись по сложной сети пересекающихся трещин скалывания на куски линзовидной формы. Продолжающееся сжатие приводит к растаскиванию линзовидных кусков и вдавливанию пластичных вмещающих пород по трещинам между линзами. Мощность деформируемого слоя остается в основном равномерной, никаких раздувов и пережимов большей частью не происходит. Данному типу деформации лучше всего соответствует термин «разлинзование»: слой не просто деформируется, а «разлинзовывается», разделяется на тысячи мелких линз.

6. Образование линз первичного минерала в процессе его замещения новым минералом. Механизм выделяется автором на основании изучения структур будинажа в железистых формациях; он состоит в том, что первичный минерал, слагающий деформируемый слой, в условиях высокого давления становится неустойчивым и постепенно замещается другим, устойчивым в этих условиях минералом. Замещение начинается в участках пережимов и прилегающих к нему торцевых частях, вследствие этого, прослой разделяется на серию линз, обтекаемых вновь образующимся, замещающим их минералом. Типичный пример образования подобного рода линз — замещение прослоев красного кварца магнетитом в железистых кварцитах докембрийских железисто-кремнистых формаций. Возможно, что к этому же типу относятся линзовидные тела ультраосновных, основных пород и гнейсов в мигматитах. Важнейшая особенность данного механизма в том, что линзообразная форма приобретает отдельными блоками именно в процессе замещения последних.

7. Растворение и вынос одного из первичных минералов из участков дифференциального сжатия. Механизм выделен автором (Тохтуев, 1961) в результате изучения будинажа в железистых кварцитах. Сущность этого механизма заключается в следующем. Неоднородное тектоническое сжатие создавало участки концентрации давления значительных величин. Первичный минерал (кварц) становился неустойчивым в этих условиях: он растворялся и выносился из зон пережимов циркулировавшими здесь растворами. Другой первичный минерал (магнетит), слагавший соседние прослойки, сохранял устойчивость в условиях высокого давления. В результате этого из зон пережима избирательно удалялся один минерал, что приводило к формированию шейки иного состава, чем сами будины. Макроструктуры этого типа характерны большими скоплениями рудного минерала в межбудинных участках, образующими рудные тела. Механизм близок к «химическому выжиманию» Ремберга, отличаясь тем, что здесь нет диффузионного перераспределения компонентов, а наблюдается простое удаление одного из них.

Будинаж нагнетания изучен пока крайне слабо, поэтому механизм его образования можно охарактеризовать лишь в самом общем виде. При современной степени изученности можно выделить структуры, образующиеся при помощи двух механизмов.

1. Нагнетание материала в процессе продольного расплющивания слоев с образованием чередующихся раздувов. Выделен М. В. Гзовским (1960). Механизм образования сводится к продольному сжатию и пульсационному увеличению мощности в результате перераспределения материала вдоль слоев — выдавливания из одних участков и нагнетания в другие. Наблюдается в породах различного литологического состава, чаще невысокой вязкости.

2. Механическое действие внедряющегося магматического расплава, вызывающее образование овальных форм в жилах и дайках. Выделяется по данным Н. И. Мартыанова (1959). Сущность механизма состоит в том, что расплав, заполнивший трещину в породе, вследствие пульсации давления подвергается бесчисленным толчкам различного направления и силы и стремится принять устойчивую форму с наименьшей удельной поверхностью, т. е. приближающуюся к шару. Вмещающие породы в это время под действием высокой температуры размягчаются и сравнительно легко поддаются механическому воздействию расплава.

Таковы современные представления о происхождении, условиях образования и генетических типах структур будинаж, вытекающие из обобщения опыта многих исследователей и многолетних наблюдений природных фактов.

В заключение необходимо отметить, что изученность структур будинаж пока далеко недостаточна; необходимы более детальные, углубленные и всесторонние исследования этих форм, что позволит раскрыть их значение в познании многих аспектов геологического развития земной коры.

## Литература

- Белоусов В. В. (совместно с А. В. Горячевым, И. В. Кирилловой, А. А. Сорским и Е. И. Чертковой). Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, № 39, 1949.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Докл. сов. геол. на XXI сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960.

- Гладков В. Т. Некоторые проявления структуры будинажа в Оловянинском районе (Вост. Забайкалье). Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разведка, № 4, 1960.
- Делицин И. С. Проявления структур будинажа в кварцито-мраморных толщах. Докл. АН СССР, т. 120, № 5, 1958.
- Елисеев Н. А. Мончегорский плутон. В сб. «Ультраосновные и основные интрузии и сульфидн. медно-никел. месторождения Мончи». Изд-во АН СССР, 1953.
- Ленных В. И. Петрография и особенности метаморфизма пород Максютковского комплекса (Южн. Урал). Тез. докл. I Уральск. петрографич. сов., Свердловск. обл. изд-во, 1961.
- Мартыянов Н. Н. К происхождению овальных форм гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 125, № 6, 1959.
- Мушкетов И. В. Физическая геология. Т. I, 1888.
- Павлов М. Дислокации в ледниках Земли Франца-Иосифа. Материалы по геол. и инженерн. геологии Дальн. Востока, № 21, 1921.
- Ситтер де. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Томсон И. Н. Будинаж в зонах скрытых глубинных разломов. В сб. «Литологич. и структурн. факторы размещения оруденения в рудн. районах», Изд-во «Недра», 1964.
- Тохтуев Г. В. Морфологические особенности тектонического разлинзования горных пород южной части Саксаганской полосы (на укр. яз.). Геол. ж. АН УССР, т. XIII, вып. 3, 1953.
- Тохтуев Г. В. О механизме образования структур будинаж в породах криворожской метаморфической серии. Сб. научн. статей НИГРИ, № 8, Госгортехиздат, 1961.
- Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского щита и некоторых других регионов). Изд-во «Наукова думка», Киев, 1967.
- Читаева Н. А. Роль тектонического разлинзования в локализации оруденения месторождений Явленской группы (Вост. Забайкалье). Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разведка, № 11, 1961.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. н.-и. мелиоративн. ин-та, т. VIII—XIII, 1926.
- Closs E. Boudinage. Trans. Amer. Geophys. Union, 28, 1947.
- Greenwood R. Sedimentary boudinage in Cretaceous Limestone of Zimapan, Mexico. Inter. Geol. Congr. XXI session, Copenhagen, 18, 1960.
- Koch und Wegener. Claciolog. Beobach. des Denmark. Expedition nach Gronland. Copenhagen, 1911.
- McCrossan R. G. Sedimentary «boudinage» structures in the upper Devonian Ireton formation of Alberta. J. Sediment. Petrol., v. 28, No 3, 1958.
- Ramberg H. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. J. Geol., 63, No 6, 1955. (рус. пер. в кн. «Вопр. эксперим. тектоники», Изд-во иностр. лит., 1957).
- Reyer E. Geologische und Geografische Experiment. Engelman, 1892.
- Wegman C. E. Note sur le Boudinage. Bull. Soc. Geol. de France, 5, 2, 1932.
- Wilson G. The tectonic of the Tintagel area. North Cornwall. Quart. J. Geol. Soc., London, v. CVI, part. 4, 1951.

Институт геологических наук  
АН УССР  
Киев

Статья поступила  
12 апреля 1967 г.

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.244 (235.216)

Д. П. РЕЗВОЙ

## ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И «ГИПОТЕЗА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО РАЗДАВЛИВАНИЯ РАННИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПРОГИБОВ»

(ПО ПОВОДУ СТАТЕЙ Г. С. ПОРШНЯКОВА 1960—1968 гг.)

Основы представлений о тектонике Южного Тянь-Шаня и о строении Туркестано-Алтайской горной системы, заложены трудами В. Н. Вебера, Д. В. Наливкина, Д. И. Мушкетова, А. П. Марковского и других исследователей раннего поколения. Схемы тектонического районирования Туркестан-Алтая позже были предложены Н. М. Синицыным (1960) и Д. П. Резвым (1959). Последнее десятилетие ознаменовалось бурным накоплением новых данных по стратиграфии палеозоя, что связано с проведением детальных съемочных и поисковых работ. Здесь необходимо упомянуть геологов Киргизского геологического управления, работавших в тесном содружестве с геологами Ленинградского университета. Результаты стратиграфических исследований этого периода изложены в обобщающих статьях А. Д. Миклухо-Маклая, Г. С. Поршнякова, Я. Ф. Поршняковой, В. Б. Горянова, В. Л. Клишевича, В. И. Котельникова, А. В. Ягочкина, М. Б. Орловского, Б. В. Поляркова, Г. А. Ярушевского и др.

Тектоническое обобщение вновь полученных, чрезвычайно важных стратиграфических материалов взял на себя Г. С. Поршняков, изложивший его в ряде статей (1960, 1961, 1962, 1968) и создавший на этом обобщении свою «гипотезу последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов» (1968). Это построение и является предметом настоящего критического разбора, которому необходимо предпослать рассмотрение типизации разрезов среднего палеозоя и на основании этого выделение крупных структур, предложенных Г. С. Поршняковым.

Исключительная изменчивость литологии и мощностей разрезов среднего палеозоя Южной Ферганы привела исследователя к весьма плодотворной идее о необходимости систематизации и типизации разрезов. Именно так были выделены Южно-Ферганская и Алайская группы разрезов. Первая характерна преобладанием терригенных, вулканогенных и карбонатных образований нижней половины девона при ограниченном распространении или полном отсутствии среднего и верхнего девона; напор в этой группе представлен сланцами, московский ярус терригенный и маломощный («чаувайский», «киргизатинский» и «ярунгузский» типы сокращенных и неполных разрезов). Вторая группа включает в себя разрезы с отсутствием или малыми мощностями отложений нижнего девона и с широким распространением мощных карбонатных толщ живетского яруса и верхнего девона, и таких же мощных карбонатных образований нижнего и среднего карбона («альтынбешикский» и др. типы разрезов). Терригенные отложения появляются здесь только в верхней части московского яруса («толубайская свита»). Разрезы Южно-Ферганской группы образуют две относительно узкие полосы: северную — в низких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов в месте перехода предгорий к Ферганской долине и южную — вдоль «депрессий 40-й параллели». Разрезы Алайской группы слагают известняковые гряды Акташ — Боорды — Каузан, хребет Пешкаут и крупные массивы известняков, тянущиеся от р. Ляйляк на западе, до р. Исфайрам на востоке<sup>1</sup>. Следует напомнить, что уже Н. М. Синицын (1960)

<sup>1</sup> Нам представляется, что к этой же группе разрезов следовало бы отнести и «ярунгузский» тип разреза, имея в виду, что разрез гор Катран и Ярунгуз по наличию мощных девонских и нижнекаменноугольных карбонатных отложений резко отличен от других разрезов Южно-Ферганской группы и, наоборот, близок Алайским разрезам (см. рис. 2, Поршняков, 1961).

выделил зоны сокращенных и полных разрезов, предполагая образование одних на «антиклинальных оттяжках», других в «седиментационных мульдах». Чрезвычайно резкие изменения разрезов при переходе от одних к другим находили свое объяснение в том, что эти структурно-палеогеографические элементы были при своем формировании разделены друг от друга «краевыми разломами». В этом случае поиски «переходных» разрезов не являлись необходимыми, с чем следует, на основании всего имеющегося материала согласиться.

Таким образом, к середине московского времени вся область предгорий Туркестано-Алая представляла собою систему узких широтно вытянутых поднятий, чередующихся с более широкими прогибами. Поднятия обладали терригенным и сокращенным разрезом, прогибы — карбонатным и более полным, что хорошо показано на таблице колонок (Поршняков, 1961, рис. 2).

Если задаться вопросом о том, какие же дислокационные элементы возникли впоследствии из этой системы поднятий и прогибов, то, по мнению Г. С. Поршнякова, области с сокращенным и терригенным разрезом, т. е. поднятия, привели к образованию «синклинориев» (Араванский и Охнинско-Талдыкский), полные же и карбонатные дали «антиклинории» (Каузанский и Андыгено-Кичикалайский). Этот вывод несколько неожиданный, поскольку, в общей структуре северного склона Туркестано-Алая, первые, т. е. «синклинории», выглядят скорее как явно антиклинальные элементы, вторые — «антиклинории» — как элементы синклинальные, что и понятно, если учесть, что первые сложены древними (силур — нижний девон), а вторые более молодыми (средний — верхний девон, нижний карбон) образованиями.

Пытаясь понять несколько необычный ход мыслей Г. С. Поршнякова, мы попробовали рассмотреть аргументы, выдвигаемые им для обоснования выделения «Охнинско-Талдыкского синклинория» (Поршняков, 1961), или, как он его называл раньше, — «Катран-Талдыкского синклинория» (Поршняков, 1960). Напомним, что этот «синклинорий» рассматривается в качестве «структуры первого порядка», протягивающейся от бассейна р. Исфара до р. Талдык и далее, т. е. на расстоянии свыше 400 км. Ядро этой структуры слагают вулканогенные, иногда метаморфизованные породы силура и девона, на крыльях развиты крупные моноклинали — чешуи карбонатных толщ девона и нижнего карбона, падающие «осевой зоне (разрядка наша — Д. Р.) синклинория, что придает ему веерообразные очертания» (Поршняков, 1961, стр. 39). Таким образом, главным доводом для отнесения Охнинско-Талдыкской структуры в категорию отрицательных служит, видимо, только факт падения крыльев в сторону ядра. Подчеркивается также, что крылья «синклинориев» разбиты «сериями продольных разрывов типа взбросов и надвигов, свидетельствующих о „движении масс“ от осевых частей в обе стороны» (Поршняков, 1960, стр. 44). Приведенных фактов, как нам кажется, вполне достаточно, чтобы аргументировать существование не «синклинория», а наоборот, веерообразного антиклинория возникшего из поднятия развивавшегося в течение всей второй половины среднего палеозоя. Иллюстрацией этого положения может служить схематический разрез из статьи Г. С. Поршнякова (1961, фиг. ). Крутная синклинальная складка, показанная в ядре структуры (Киргизатинская или Шанкольская синклиналь) не нарушает всей антиклинально-веерообразной картины. Напомним, кстати, что эта складка не прослеживается к западу от долины р. Исфайрам, т. е. совсем не типична для всей Охнинско-Талдыкской структуры, так же как не характерны для всего ее протяжения и вулканогенные образования силур-девона.

Что касается Араванского «синклинория» Г. С. Поршнякова, то в его строении можно усмотреть много общего с Охнинско-Талдыкским. В строении ядра участвуют, главным образом, силурийские сланцы и мощные вулканогенно-осадочные толщи нижнего и среднего девона. Последние в приосевой части уступают место хлоритово-кварцевым, альбит-эпидото-хлоритовым и другим существенно метаморфизованным вулканогенно-сланцевым породам. Крылья этого «синклинория» тоже имеют падения в сторону его ядра и осложнены многочисленными разломами, по которым более древние породы ядра надвигаются на моноклинально построенные крылья, сложенные карбонатными породами среднего, верхнего девона и нижнего карбона. (Ошские горки и район сел. Наукат). Легко увидеть, что по возрастному соотношению пород ядра и крыльев Араванский «синклинорий» тоже должен быть переведен в разряд структур положительных. Попутно отметим, что для обеих структур типичным является присутствие ультраосновных серпентинитовых массивов среднепалеозойского возраста (Сартале и Кан). Резюмируя изложенное, мы считаем, что ни Охнинско-Талдыкскую, ни Араванскую структуры нет никаких оснований относить в разряд «синклинориев». Не настаивая на переводе их в противоположную категорию, т. е. в антиклинории, мы тем не менее склонны считать их положительными структурными элементами, рожденными в результате чрезвычайно напряженной тектонической жизни в течение всей геологической истории, в том числе и в среднем палеозое. Обе эти зоны являются, по нашему мнению, ветвями крупного Южно-Ферганского глубинного разлома, намеченного еще трудами А. В. Пейве (1947). Что касается «антиклинориев» Г. С. Поршнякова — Каузанского и Андыгено-Кичикалайского, то прежде всего следует отметить, что первый из них не идет в сравнение с другими структурами «первого порядка», он слишком мал, а по своему относительно несложному устройству скорее заслуживает названия просто антиклинали, возникшей на месте позднедевонского карбонатного прогиба и «сдавленной» более древними тер-

ригенными образованиями, на нее надвинутыми. В общем плане строения Южной Ферганы этот «антиклинорий» выглядит, скорее, как отрицательный элемент региональной структуры.

Что касается другой крупной структуры, которую Г. С. Поршняков называет «Андыгенско-Кичикалайским антиклинорием», то она представляет собою пучок крупных складок, сложенных карбонатными отложениями девона и нижнего карбона («алайский тип разреза») и опрокинутых к северу. Этот пучок прослежен на очень большом расстоянии от р. Ляйляк до р. Исфайрам и обрзан с юга крупным региональным Каравшинским разломом, который и признается южным ограничением «антиклинория». По нашим представлениям, этот пучок складок является только северным крылом значительно более крупного антиклинального сооружения с силуром в ядре, названным нами раньше Ходжаа-Чканским антиклинорием (Резвой, 1959). Его северное крыло, или «Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий» Г. С. Поршнякова, в общей структуре представляет собою, скорее, синклинальный элемент, что особенно наглядно видно в долине р. Сох, где эта река на участке от устья р. Кштут до сел. Таян прорезает крупную сложностроенную синклиналь карбонатных пород. Таким образом, и в случае с «Андыгенско-Кичикалайским синклинорием» мы сталкиваемся с тем фактом, что в трактовке Г. С. Поршнякова антиклинальные элементы структуры выглядят почему-то как синклинальные и наоборот. Подобное «негативное» представление о важнейших структурных формах Туркестано-Алая вряд ли способствует правильному суждению об общей структуре этого региона.

Одним из серьезных достижений автора рассматриваемых работ является установление им на междуречье Исфайрам — Абшир участка явно покровного строения, где значительное поле силурийских терригенных отложений лежит на карбонатных и терригенных породах девона и карбона («алайский тип разреза»). Это открытие в совокупности с тем, что отдельные случаи надвигания силурийских пород на карбонатный девон и карбон были известны и ранее для района Кадамджая и в горах Боорды, заставило Г. С. Поршнякова пересмотреть все прежние представления о строении Туркестано-Алая (Н. М. Сеницын, Д. П. Резвой и др.) и приступить к широкому «поискам» покровов и шарьяжей по всей территории региона. Так, Тегермачский покров, представляющий собою, видимо, чисто локальный структурный элемент, был протянут на несколько сот километров к западу и повсеместно объявлен границей «Охинско-Талдыкского синклинория» и «Андыгенско-Кичикалайского антиклинория» («Ляйляк-Тегермачский покров», Поршняков, 1968). Следует, однако, заметить, что уже в бассейне р. Шахимардан и далее на запад, тектоническая граница между этими крупными структурными элементами выступает не в качестве пологого надвига, а в виде системы крутых взбросов, столь обычных для всего чешуйчато-блокового строения Туркестано-Алая. Точно таким же образом в разряд «надвигов» были переведены очень многие крутые разрывные нарушения, разделяющие стратиграфические разрезы «разного типа». Основным аргументом в этом случае явилось отсутствие «переходных» разрезов между разрезами разного типа. Напомним еще раз, что Н. М. Сеницын (1960), впервые установивший, типы разреза, хорошо обосновал отсутствие переходов между ними и разделил их своими краевыми разломами. Заметим попутно, что в трактовке Г. С. Поршнякова в разряд «доскладчатых надвигов» попали и некоторые явно альпийские нарушения, как например, разлом, ограничивающий горы Катран с юга, где по словам самого исследователя: «на Катранскую моноклинал по круто поставленному надвигу (разрядка наша — Д. Р.) взброшены силурийские сланцы сокращенного (Охна) или вулканогенного (Пум) типов разреза среднего палеозоя» (1961, стр. 39). Здесь остался, очевидно, не учтенным тот факт, что по этому «надвигу» оказались почти вертикально перемещенными красноцветные меловые отложения, известные у сел Охна, и выровненная докембрийская поверхность с остатками красноцветов на гребне Катрантау. Амплитуда этого перемещения превышает 1500 м.

Тот факт, что многочисленные «надвиги» не находят в структуре Туркестано-Алая своего четкого морфологического выражения, не очень смущает Г. С. Поршнякова. Он пишет: «Обязательным признаком надвигов обычно считается пологие падения поверхности сбрасывателя. Очевидно, что этот признак перестает быть необходимым, когда речь идет о разрывах начальных этапов складкообразования. Последующие складчатые дислокации могут привести их поверхности в крутое, даже опрокинутое положение» (1962, стр. 75). Вряд ли можно согласиться с подобной характеристикой морфологии столь важных структурных элементов, какими являются надвиги и для которых все-таки общепринятыми признаками остаются — пологость залегания и возникновение в результате складчатости, а не до нее. Здесь, однако, мы подходим к вынесению общей тектонической концепции автора, которая заслуживает особого рассмотрения. В соответствии с нею за «синклинорийными» элементами признается ведущая роль в образовании всей чешуйчато-надвиговой структуры. В своей последней работе Г. С. Поршняков (1968) называет свою точку зрения «гипотезой последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов» (стр. 32). Этим прогибам с рядом оговорок приписываются черты глубинных разломов («гипотетические разрывы заложения»). Предполагается, что первым проявлением герцинских «складчатых» движений была «контракция» ранне-девонских вулканогенно-терригенных прогибов, осуществляемая за счет общих сжимающих усилий, возникающих на первых этапах складчатости.

Карбонатные типы разрезов предполагаются при этом, видимо, жесткими упорами. Результатом сжатия явилось раздавливание раннедевонских прогибов и выжимание из них пластин вулканогенно-терригенного материала, который и надвинут на карбонатные «антиклинории», образовавшиеся в результате этого же меридионального сжатия. Так возникла, по Г. С. Поршнякову, группа «раннегерцинских» надвигов, которым придается такое большое значение «разломов первого порядка». Группа «позднегерцинских разрывов», связывается с нижнепермскими движениями, «проявившимися в верхнепалеозойском структурном ярусе главным образом складчатостью, а в более жестком среднепалеозойском — серией тектонических разрывов» (1962, стр. 78). Эта группа нарушений обладает крутыми углами падения и пересекает сформированные ранее складки и ранние надвиги. Какой-либо связи «раннегерцинских» и «позднегерцинских» разломов друг с другом Г. С. Поршняков не усматривает. Не обнаруживает этот исследователь и связи верхнепалеозойских гранитоидов с какой-либо из групп разломов или ранее образованных крупных структурных форм. Для возникновения гранитоидов привлекается необходимость проявления еще одного совершенного самостоятельного тектонического этапа — «этапа поздних гранитоидов» (1966, стр. 27).

Таким образом, палеозойские тектонические события располагаются, по Г. С. Поршнякову, в следующем порядке:

- 1) раннедевонское прогибание (терригенные и вулканогенные разрезы);
- 2) позднедевонское прогибание (карбонатные разрезы);
- 3) сжатие раннедевонских прогибов (московское время) с образованием надвигов первого порядка;
- 4) складкообразование, нарушившее надвиги;
- 5) послескладчатые разломы;
- 6) верхнепалеозойское прогибание;
- 7) складкообразование в верхнепалеозойских прогибах;
- 8) послескладчатые («позднегерцинские») разломы;
- 9) этап поздних (пермских) гранитоидов.

Легко видеть, что в этой цепи событий очень слабо намечается связь и взаимная обусловленность этих событий друг с другом. В частности, надвигообразование, обычно связываемое и обусловленное складчатостью (Попов, 1938; Н. Синицын, 1960; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Ажгирей, 1956; Де-Ситтер, 1960 и др.), выступает в качестве изолированного и более раннего, чем складчатость акта. Само складкообразование никак не связано с колебательными движениями, нет попытки показать и объяснить механизм образования самих складок различного типа и, наконец, главная интрузивная деятельность (а следовательно, и рудообразование) совершенно оторваны от всего предыдущего тектонического процесса. Нарисованная Г. С. Поршняковым картина страдает крайним механицизмом.

Малоубедительной представляется и идея о «меридиональном сжатии» (читай — «контракции»), которым, в сущности, объясняется все многообразие структурообразующих факторов. Вряд ли есть смысл возрождать гипотезу контракции во второй половине XX века.

Основное, в чем можно еще упрекнуть автора рассматриваемых работ, — это явная недостаточность анализа колебательных движений, т. е. того тектонического фона, на котором происходило осадконакопление и все последующие процессы. Сведения о мощностях «типов разреза», анализ изменения мощностей и тектонические выводы из этого анализа ускользают от внимания исследователя. Неправильным представляется нам и предложенное тектоническое районирование, в частности неудачное выделение «синклиналиев» и «антиклинориев», которое никак не может служить основой для составления тектонической карты этой части Средней Азии и для ведения детальных съемочных работ в регионе.

У нас нет оснований не доверять стратиграфическим построениям исследователя, который известен как тщательный полевой геолог и мастер описания палеозойских разрезов. Однако недавние исследования М. М. Кухтикова (1963 и др.), И. Н. Черикова (1964), В. Б. Аверьянова и А. С. Шадчина (1962) и других убедительно показали широкие возможности переотложения фауны. Следует напомнить, что во многих толщах, содержащих среднепалеозойскую и более древнюю фауну, в ряде случаев была обнаружена микрофауна верхнего палеозоя, что повлекло за собою пересмотр возраста многих терригенных образований, а это весьма существенно может повлиять на структурные построения и, в частности, на установление крупных покровов. Тем не менее собранный в настоящее время фактический материал, касающийся, главным образом, стратиграфии Южного Тянь-Шаня, может служить прекрасной базой для серьезного дальнейшего тектонического изучения региона. Это касается проблемы накопления осадочных и вулканогенных формаций, проблемы механизма образования складчатости, проблемы возникновения тектонических покровов и, конечно, проблемы глубинных разломов и образования гранитоидов. Особняком стоит чрезвычайно важная проблема изучения связи глубинного строения со всеми явлениями поверхностной тектоники. В решении этих проблем, недавно завершенная работа Г. С. Поршнякова «Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня», в какой-то мере, отвечает только первой — стратиграфической — части задачи, гипотеза же «последовательного раздавливания» вряд ли может претендовать на серьезное объяснение всей сложности тектоники региона.

## Литература

- Аверьянов В. Б., Шадчиев А. С. К вопросу о возрасте терригенных отложений бассейна р. Кунг-Имас, Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР вып. 1 (7). Душанбе, 1962.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Кухтиков М. М. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе—Шахристан. Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, т. VII, Душанбе, 1963.
- Михайлов А. Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22 (2), 1947.
- Петрушевский Б. А. О принципе унаследованности развития вертикальных движений и проблема крупных горизонтальных перемещений. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39 (1), 1964.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций. Бюл. Моск. о-ва. испыт. природы. Отд. геол., т. 22 (6), 1947.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Изд-во Ком. Наук. УзССР, Ташкент, 1938.
- Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта, Тр. Упр. геол. и охраны недр при Сов. Министров КиргССР. Сб. 1, 1960.
- Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южноферганского ругтно-сурьяного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып 6, Ташкент, 1961.
- Поршняков Г. С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., № 6, 1962.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис., Ленингр. ун-т, 1968.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изв. Львовск. ун-та, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы, Изд-во ЛГУ. 1960.
- Ситтерде Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Черенков И. Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин. Литол. и полезн. ископаемые, № 6, 1964.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Львовский государственный  
университет

Статья поступила  
17 июня 1968 г.

## ХРОНИКА

УДК 551.244

## ТРЕТИЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДВИЖЕНИЯМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С 22 по 29 мая 1968 г. в Ленинграде проходил III Международный симпозиум по современным движениям земной коры. Как и предыдущие два симпозиума (I — 1962 г., Лейпциг, ГДР и II — 1965 г., Ауланко, Финляндия) он был организован Международной комиссией по изучению современных движений земной коры (президент — д-р геогр. наук Ю. А. Мещеряков). Непосредственную подготовку и проведение симпозиума осуществлял Оргкомитет, состоявший из советских ученых, во главе с чл.-корр. АН СССР Ю. Д. Буланже. Основной задачей симпозиума было обсуждение итогов работ по изучению современных движений земной коры, проведенных за последние 3 года в странах — участницах Международного геодезического и геофизического союза (МГГС).

В работе симпозиума участвовали около 250 ученых различных специальностей из 23 стран. На заседаниях было прочитано и обсуждено 67 докладов, как по общим вопросам методики и организации исследований, так и по вопросам геодезии, геофизики, океанографии, геологии, сейсмологии, геоморфологии (применительно к изучению современных движений земной коры).

Основное направление и задачи работ по изучению современных движений были сформулированы в решениях предыдущего симпозиума (Ауланко, 1965), где было рекомендовано усилить работу по составлению карт современных движений земной коры и прежде всего завершить сбор материалов для карт отдельных стран, а затем приступить к составлению региональных карт. Симпозиум рекомендовал всемерно расширить сеть стационарных полигонов для комплексного инструментального изучения современных движений земной коры в различных структурных зонах и разработать согласованную международную программу измерения дрейфа континентов путем астрономических наблюдений. И, наконец, была подчеркнута желательность и необходимость более тесного контакта и совместных усилий представителей различных отраслей наук о Земле в разработке проблемы.

Доложенные на III симпозиуме материалы показывают, что по всем основным направлениям работ достигнуты существенные успехи.

В соответствии с Международным исследовательским проектом «Современные движения земной коры», который положен в основу исследований стран-участниц МГГС, предусмотрено составление сводных карт по крупным регионам. Первоочередными являются карты Восточной Европы, Западной Европы, Фенноскандии, Северной Америки. Организация работ по составлению карт и руководство ими обеспечивается специальными подкомиссиями по соответствующим регионам. На симпозиуме с отчетными докладами по каждому из регионов выступили председатели подкомиссий. Т. Кук а м я к и (Финляндия) продемонстрировал первый вариант карты Фенноскандии в изобазе. На карте, как сообщил докладчик, материалы различных стран (Дания, Финляндия, Швеция, Норвегия, СССР) не увязаны между собой. Карта не дает точной картины современного поднятия Фенноскандии, а показывает лишь, какой имеется материал и каковы различия между результатами, полученными в разных странах. Л. Дж о н с (Бельгия) сообщил о работах по изучению движений земной коры Западной Европы (Нидерланды, Бельгия, Франция, Италия, Португалия, Швейцария) за короткий период с октября 1967 г. Исследовательские работы не доведены еще до стадии оформления их результатов в виде сводной карты, а сосредоточены в основном на проведении повторного нивелирования. О карте современных движений земной коры Восточной Европы доложил Ю. А. Мещеряков (СССР). Он сообщил, что в подготовке исходных данных для карты достигнуты большие успехи. Почти во всех странах Восточной Европы составлены или завершаются карты современных вертикальных движений земной коры. Сделан первый опыт увязки карт нескольких стран — ЧССР, ПНР и ГДР. В СССР подготовлена карта современных вертикальных движений Кав-

каза, составлена уточненная карта территории республик Прибалтики. Теперь предстоит увязка всех данных и составление единой сводной карты всей Восточной Европы. Ввиду того, что в разных странах материалы неоднородны и методы обработки нивелирования неодинаковы, придется, по-видимому, использовать упрощенные способы увязки макетов карт соседних стран.

Б. К. Мид (США) сообщил о работах Подкомиссии по современным движениям земной коры Северной Америки. За последнее время здесь проведены интересные работы в отдельных, особо мобильных регионах (Калифорния, Невада, Юта, Аляска). Однако для составления сводной карты материалов пока недостаточно. Б. К. Мид сообщил о новых результатах изучения горизонтальных движений с помощью повторных триангуляций. Максимальная скорость горизонтальных смещений в районе сброса Сан-Андреас достигает, по новым данным,  $30 \text{ мм/год}$ , причем она меняется во времени. Как сообщил Г. В. Веллман, в Новой Зеландии установлены еще большие скорости горизонтальных смещений, достигающие  $75 \text{ мм/год}$ .

Далее участникам симпозиума был представлен ряд интересных докладов об изучении современных движений земной коры в отдельных странах и регионах и продемонстрированы карты современных движений.

Целая серия докладов была посвящена обзору результатов, планам и методик повторного нивелирования в различных странах, а также проблеме устойчивости и репрезентативности геодезических знаков.

С информационным сообщением о составлении карт неотектоники мира и Европы выступил Н. И. Николаев. О работах над каталогом сбросов, активных в историческое время, доложил Г. В. Веллман (Новая Зеландия).

Определенный прогресс наметился в развитии океанографических (уровнемерных) исследований, которые были слабо представлены на предыдущем симпозиуме. Обзорный доклад о деятельности комиссии «Средний уровень моря» сделал Р. Зигль (ФРГ). С. В. Победоносцев (СССР) сообщил о расчетах необходимой длины ряда среднегодовых значений уровня для вычисления скоростей современных движений земной коры с заданной точностью. Для получения точности  $\pm 0,3 \text{ мм/год}$  требуется продолжительность наблюдений 45 лет для Белого моря и 60 лет для Черного и Балтийского морей. Т. Выжиковский (ПНР) сообщил о геодезических работах в Польше, связанных с изучением среднего уровня моря.

На симпозиуме были широко освещены исследования на стационарных полигонах. Генеральный докладчик по этой проблеме Ю. Д. Буланже (СССР) сделал общий обзор результатов изучения современных движений земной коры на геофизических полигонах. Три доклада ученых ГДР были посвящены работам на стационаре по изучению современных движений к юго-востоку от Дрездена. Г. Турм охарактеризовал весь комплекс проводимых здесь исследований. А. Ланг изложила предварительные результаты геодезических наблюдений за горизонтальными смещениями. Геологическая интерпретация этих данных содержалась в докладе П. Банквича.

На вертикальных движениях в зоне Рейнского грабена остановился Е. Г. Мельцер (ФРГ). Л. Бендефи (Венгрия), основываясь на материалах высокоточных триангуляций и повторного нивелирования района Будапешта, изложил свои представления о природе и интенсивности современных движений земной коры этой территории. Анализ смещений по тектоническим трещинам в Исландии, выявленных геодезическими методами, содержался в докладе К. Герке (ФРГ).

На симпозиуме были весьма подробно освещены исследования советских ученых на полигонах, расположенных в различных районах СССР (Карпаты, Украинский щит, Донбасс, Армения, Центральные Кызылкумы, Ашхабад, Апшеронский полуостров). Большая часть этих материалов опубликована в двухтомном сборнике «Современные движения земной коры» (№ 3 и 4), изданном специально к открытию симпозиума и распространенном среди его участников и гостей.

Серия докладов была посвящена анализу связи между движениями земной коры и сейсмичностью. Японский ученый М. Мицую охарактеризовал типы движений земной коры, связанные с землетрясениями. П. Иванович (Югославия) зачитал доклад А. Марича и М. Джорджевича об организации специального полигона для комплексного изучения движений земной коры в районе Скопле. Р. О. Бурфорд, Д. П. Итон и Л. С. Пакизер (США) сообщили об обширной программе исследований Национального научно-исследовательского центра землетрясений геологической службы США, обратив особое внимание на исследования в зоне разломов Сан-Андреас. В. П. Солоненко (СССР), выступавший от имени коллектива авторов, обратил внимание на необходимость детально изучать современные катастрофические движения, происходящие при крупных землетрясениях. Масштабы этих явлений были показаны им на примере Монголо-Байкальской сейсмической области. Н. А. Корешков (СССР) охарактеризовал результаты комплексных работ большого коллектива исследователей в районе Ташкентского землетрясения 1966 г. Он констатировал, что сейсмичность территории и особенности современных движений тесно связаны со структурным планом и характером тектонического развития. Завершили эту серию доклады О. И. Юркевич (СССР) о возможности оценки времени подготовки землетрясений по медленным движениям поверхности Земли и А. А. Никонова и М. В. Гзовского (СССР) о сопоставлении количественных характеристик современных и моло-

дых тектонических движений в областях с различным тектоническим режимом и сейсмичностью.

На II Международном симпозиуме по современным движениям земной коры выяснилось, что наиболее слабым звеном в Международном исследовательском проекте является изучение дрейфа континентов и что среди астрономов нет единой точки зрения в отношении того, каким путем можно получить наиболее надежные результаты по повторным астрономическим наблюдениям координат. А. А. Михайлов и В. П. Щеглов (СССР), выступившие на III Международном симпозиуме с докладом об итогах и перспективах изучения дрейфа континентов астрономическими методами, сообщили, что на заседаниях Международного астрономического союза в Праге в августе 1967 г. и Международной ассоциации геодезии во время XIV Генеральной ассамблеи МГГС в Люцерне в октябре 1967 г. были приняты единая программа и рекомендации по проведению астрономических наблюдений с целью выявления дрейфа континентов. Международные станции широты ( $+39^{\circ} 8'$ ) были реорганизованы в станции по изучению изменений обеих координат. На станциях новой международной параллели (без  $34^{\circ}$ ) наблюдения должны вестись инструментами и по программе, идентичными с северной параллелью. В. Маркович (США) указал на необходимость применения новых инструментов для изучения дрейфа континентов. Он считает, что использование радиотелескопов как интерферометров может обеспечить получение координат с точностью около 2 см, в то время как традиционные астрономические методы могут обеспечить точность до 1 м. Анализ и возможностям астрономических методов были посвящены также доклады Н. М. Стойко (Франция) и Е. Хопфнера (ГДР).

На специальном заседании по проблеме «Методы и инструменты» участники симпозиума получили ценную информацию о новых приборах для изучения вертикальных движений земной коры: о применении гидростатических и оптических уровней сообщил Л. Джонс (Бельгия); о приборе для гидростатического нивелирования с автоматической регистрацией — Г. Мантей (ГДР); о наклонном уровне юровой конструкции «Аскания» — У. Розенбах и Х. Якоби (Западный Берлин). Несколько докладов было посвящено оценке точности и совершенствованию методов геодезических работ. В докладах Л. Озе (Швеция) и Н. С. Благоволна и А. Н. Щеглова (СССР) излагались первые результаты применения комплексного геоморфологического и археологического подхода к изучению современных вертикальных движений морских побережий.

На одном из последних научных заседаний обсуждались общие проблемы современных движений земной коры. Е. В. Артюшков (СССР) в докладе о происхождении современных движений земной коры платформенных областей связывал их с перемещением крупных блоков внутри подкоровой оболочки. Л. Мишкольц (Венгрия) остановился на некоторых геодезических аспектах определения современных движений. Л. Константинеску (Румыния) объяснял происхождение современных движений процессами, определяющими положение поверхности Мохоровичича. Г. Х. Кебенис и Р. Ф. Макконел (США) посвятили свой доклад земным наклонам. Г. И. Каратаев (СССР) изложил результат исследований группы геологов и геофизиков Сибирского отделения АН СССР связи между временными возмущениями гравитационного и магнитного полей и движениями земной поверхности. П. В. Кайтера (Финляндия) рассмотрел вопрос о причинах долгопериодических колебаний уровня моря, среди которых он придает главное значение эндогенным факторам.

На заключительном заседании была принята резолюция по всем вопросам, обсужденным на симпозиуме. Учитывая большую важность проблемы современных движений земной коры, рекомендуется всемерно развивать исследования по проблеме. Отмечена необходимость расширения состава Международной комиссии по современным движениям земной коры для обеспечения быстрого решения многочисленных проблем работы. Предусмотрено введение в состав комиссии представителей Международной ассоциации геодезии, Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли, Международного союза геологических наук и других международных организаций. Рекомендовано также организовать специальную Межсоюзную комиссию по изучению дрейфа континентов; создать специальную рабочую группу по изучению современных движений земной коры на геофизических полигонах; улучшить обмен информацией по проблеме через Мировой центр данных. Для обеспечения увязки макетов карт отдельных стран рекомендуется там, где это возможно, провести соединенные нивелирных сетей соседних стран.

Учитывая большие успехи в измерении вековых вариаций силы тяжести, достигнутые в Финляндии и Швеции, рекомендуется проводить подобные наблюдения и в других странах, что позволит лучше понять природу движений земной коры.

Намечено в ближайшие два года созвать специальное региональное совещание в юго-западном районе Тихого океана, посвятив его вопросам связи современных движений земной коры с землетрясениями.

Для участников совещания была организована специальная экскурсия, маршрут которой пролегал по северо-западным окрестностям Ленинграда и Карельскому перешейку. Руководитель экскурсии О. М. Знаменская кратко охарактеризовала послеледниковые вертикальные движения этих районов. Ленинградскими учеными установлено,

что в период 8500—5500 лет. до н. э. район Черной речки (Карельский перешеек) поднимался со скоростью до 8 мм/год; район Ленинграда — со скоростью около 5 мм/год. Поднятие имело гляциозостатическую природу. Примерно с 5500 г. до н. э. наблюдается значительное уменьшение скорости поднятия (до 2 мм/год в районе Черной речки и почти до нуля в районе Ленинграда); оно происходит уже под влиянием тектонических причин. В ходе экскурсии были осмотрены различные уровни среднеголоценовой (литориновой) террасы, а также интересный и очень полный разрез подстилающих литориновые осадки отложений более ранних стадий Балтийского бассейна (иольдиевых и анциловых).

*Н. С. Благоволин, Л. Е. Сетунская, Е. А. Финько*

---

### ***Редакционная коллегия:***

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ, (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

### ***Адрес редакции***

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

88

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

---

Сдано в набор 5.XI-1968 г. Т-17644 Подписано к печати 25.XII-1968 г. Тираж 1725 экз.  
Зак. 5432 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,5

---

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

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

### ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

**Гравис Г. Ф. СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЯКУТИИ** (условия накопления и промерзания, криогенное строение). 13 л. 1 р. 40 к.

Настоящая работа представляет собой монографическую сводку данных о склоновых отложениях Якутии. Значительная часть ее посвящена описанию криогенного строения этих отложений. Доказывается зависимость форм, размера и взаимного расположения ледяных включений от условий накопления и промерзания вмещающих пород. На этой основе составлена таблица криогенных текстур современных и древних склоновых отложений.

С помощью метода мерзлотно-фациального анализа проводится расчленение проблематичных по генезису суглинистых толщ, намечаются основные этапы изменения сноса со склонов в течение верхнего плейстоцена и голоцена, устанавливается их влияние на формирование россыпей.

Книга рассчитана на мерзлотоведов, геологов-четвертичников.

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СОВЕТСКОМ ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ.** Сборник статей. 14 л. 1 р. 40 к.

В сборнике помещены доклады, прочитанные на выездной сессии Отделения наук о Земле АН СССР Сибирского отделения АН СССР и геологических организаций СССР и РСФСР, проходившей в Хабаровске и Южно-Сахалинске в сентябре 1965 г. Доклады посвящены результатам геофизических исследований и их геологическому истолкованию для познания строения земной коры внешней и внутренней зон Тихоокеанского подвижного пояса.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

#### Адреса магазинов «Академкнига»:



Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12 магазин «Книга — почтой»; Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Новосибирск, Красный проспект, 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, проспект Октября, 129; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Душакбе, проспект Ленина, 95.