

*И. В. Курчатову*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

# ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1969 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

К восьмидесятилетию академика Дмитрия Васильевича Наливкина . . . . .	3
✕ А. В. Пейве. Океаническая кора геологического прошлого . . . . .	5
✕ Э. Г. Бейли, М. К. Блейк. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Статья 2 . . . . .	24
✕ Л. П. Зоненшайн. О миогеосинклиналях . . . . .	35
А. М. Сычева-Михайлова. О механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотности горных пород . . . . .	47
✕ Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама . . . . .	61
И. П. Гамкрелидзе. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы . . . . .	72
И. В. Данкевич, Ю. А. Павлов, Л. М. Парфенов. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины . . . . .	85
Н. А. Крылов. О перестройках структурного плана в процессе развития молодых платформ . . . . .	96
<b>Краткие сообщения</b>	
В. М. Будько, Б. И. Кошечкин. Опыт количественного изучения элементов прототектоники по аэрофотоснимкам . . . . .	107
А. С. Павленко, А. В. Ильин, В. П. Стрижов, В. Н. Быховер. Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии . . . . .	112
Ю. Г. Ермаков. Влияние тектоники на распределение верхнемезозойских и кайнозойских отложений в Северном Причерноморье . . . . .	119
<b>Хроника</b>	
Совещание по проблемам происхождения складчатости . . . . .	122

## GEOTECTONICS

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1969

## CONTENTS

In 80 <sup>th</sup> Birthday Anniversary academician of Dmitry Vasil'evich Nalivkin . . . . .	3
<b>A. V. Peive.</b> Oceanic crust in the past geological time . . . . .	
<b>E. H. Bailey, M. C. Blake, Jr.</b> Late Mesozoic sedimentation and deformation in western California; Part 2 . . . . .	24
<b>L. P. Zonenschein.</b> About miogeosynclines . . . . .	35
<b>A. M. Sychyova-Mikhailova.</b> About the mechanism of tectonic processes according to the condition of inversion of the gravity of rocks . . . . .	47
<b>Nguen Din Kat.</b> General features of tectonic of the Northern Vietnam . . . . .	61
<b>I. P. Gamkreidze.</b> The structures and development of the western part of the southern slope of the Great Caucasus and the Georgian mass . . . . .	72
<b>I. V. Dankevich, Yu. A. Pavlov, L. M. Pariyonov.</b> The deep structure of the south margin of the Aldan shield in areas of the Chulman basin . . . . .	85
<b>N. A. Krylov.</b> The type of reconstruction of the structural features during the development of the Postpaleozoic platforms . . . . .	96

## Short communications

<b>V. M. Bud'ko, B. I. Koshechkin.</b> A practice of the quantitative study of protectonic elements by aerial photographs . . . . .	107
<b>A. S. Pavlenko, A. V. Ilyn, V. P. Strigov, V. N. Bykhover.</b> The age of the intrusions of the eastern Tuva and the northern Mongolia . . . . .	112
<b>Yu. G. Ermakov.</b> An influence of tectonism on the distribution of the Upper Mesozoic and Cenozoic deposits on the northern coast of the Black Sea . . . . .	119

## Chronicle

The Conference on the nature of foldings . . . . .	122
--	-----



### **К ВОСЬМИДЕСЯТИЛЕТИЮ АКАДЕМИКА ДМИТРИЯ ВАСИЛЬЕВИЧА НАЛИВКИНА**

Старейшине советских геологов Дмитрию Васильевичу Наливкину исполняется 80 лет. Дмитрий Васильевич родился 25 августа 1889 года. В 1907 году он поступил в Петербургский горный институт, а 1915 году окончил его, получив премию имени А. П. Карпинского за дипломную работу по палеонтологии. В полевых геологических исследованиях по геологической съемке Апшеронского полуострова он начал принимать участие с 1907 г., а с 1911 г. проводил геологические исследования в Средней Азии. В 1915 г. он был уже руководителем первой экспедиции Русского географического общества на Памир, тогда почти совершенно не исследованный. Первая печатная работа Дмитрия Васильевича «Моллюски горы Бакинского яруса» была опубликована в 1914 году.

Вся многолетняя трудовая деятельность Д. В. Наливкина посвящена любимой науке и ее процветанию. Участвовать в преподавании Д. В. Наливкин начал еще в студенческие годы, когда профессор А. А. Борисяк привлек его к работе кафедры исторической геологии Горного института. По окончании Института он стал помощником А. А. Борисяка, а вскоре получил звание профессора. В 1930 г. Д. В. Наливкин принял от А. А. Борисяка заведование кафедрой. Дмитрий Васильевич читал многие курсы исторической геологии, учение о фациях, но главное внимание его было посвящено в течение многих лет разработке курса «Геология СССР». При создании этого курса им была выполнена необычайно трудоемкая работа, построена прочная стратиграфическая основа, требовавшая повседневного огромного труда по постоянному обновлению и совершенствованию. Итогом этого труда является опубликованная им сравнительно недавно монография «Основа геологии СССР» (1960 г.).

Одновременно с преподаванием Д. В. Наливкин работал в системе Геологического комитета, а после его преобразования (1929 г.) в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте, Всесоюзном геологическом институте (ВСЕГЕИ) и в Академии наук СССР. Особое внимание Дмитрия Васильевича было посвящено разработке стратиграфии палеозойских и, главным образом, девонских отложений Средней Азии, Урала, Казахстана и Восточно-Европейской платформы.

Стратиграфии палеозойских и особенно девонских отложений этих областей посвящена значительная часть опубликованных им работ, общее число которых превышает 300 наименований. Дмитрий Васильевич является признанным знатоком геологического строения этих областей.

Большие достижения Дмитрия Васильевича в создании крупных научных монографий, его огромная эрудиция в вопросах стратиграфии, палеонтологии, региональной геологии, исторической геологии, учения о фациях получили широкое признание нашей общественности, что нашло свое отражение в избрании его в 1933 г. членом-корреспондентом Академии наук СССР и действительным членом академии в 1946 году и в награждении его орденом Ленина и тремя орденами Трудового Красного Знамени. В 1963 г. ему присвоено звание Героя Социалистического Труда.

Дмитрий Васильевич является крупнейшим знатоком общих проблем стратиграфии и биостратиграфии и неудивительно, что при создании Министерством геологии СССР и Академией наук СССР Межведомственного стратиграфического комитета именно он был назначен его председателем и является им до настоящего времени. Под руководством Дмитрия Васильевича Стратиграфическим комитетом за последние 15 лет проделана огромная работа по увязке местных стратиграфических шкал и упорядочению стратиграфической номенклатуры.

В своей работе Дмитрий Васильевич уделяет много внимания и проблемам тектоники: анализу истории развития отдельных областей в связи с их палеогеографией (Средняя Азия, Урал, Русская платформа), герцинской складчатостью Урала, тектоническим циклом Ангарской геосинклинали, тектонике Памира и общим проблемам складчатости. Им впервые еще в 1932 г. была намечена зона центральных поднятий в Альпийской складчатой области, существование которой впоследствии великолепно подтвердилось.

Исключительно велики заслуги Д. В. Наливкина в области составления и редактирования обобщающих геологических карт. Начиная с геологической карты Средней Азии (1927 г.) и Азиатской части СССР (1930 г.), через его руки прошли все сводные геологические карты Советского Союза вплоть до наиболее новой геологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1966 г.). За работу над геологической картой издания 1956 г. Д. В. Наливкин был удостоен Ленинской премии.

Редакционная коллегия журнала «Геотектоника» сердечно поздравляет дорогого и глубокоуважаемого Дмитрия Васильевича с днем рождения и славным юбилеем и желает ему дальнейших научных достижений и многих лет крепкого здоровья и счастья.

---

УДК 551.24(4—015+5--011)

А. В. ПЕЙВЕ

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО<sup>1</sup>

Мезозойские эвгеосинклинали в Альпийско-Гималайском поясе и в складчатых сооружениях вокруг Тихого океана возникали на фундаменте океанической коры, сложенной гипербазитами, габброидами и метаморфизованными диабазами ранних циклов ее развития. Чехол океанической коры сложен диабазами, спилитами, радиоляридами и обычно пелагическими известняками. Чехол соответствует первому и второму геофизическим слоям современных океанов, а фундамент — «базальтовому» слою и верхам мантии. Мезозойские эвгеосинклинали, как и современные, палеогеографически являлись частями Мирового океана. В современной структуре мезозойская океаническая кора тектонически выжата по разломам, превращена в меланж и часто залегает в подошве крупнейших аллохтонных пластин.

В этой работе будут рассмотрены некоторые новые явления, затрагивающие кардинальные проблемы геологической теории, такие как проблема состава, стратиграфии и тектоники океанической коры геологического прошлого, проблема начальных стадий развития геосинклиналей или проблема эвгеосинклиналей и, наконец, проблема так называемого инициального магматизма эвгеосинклиналей.

Более глубокое изучение складчатых сооружений в течение последних двух десятилетий вместе с совершенно новым миром фактов по геологии и геофизике современных океанов дает возможность шире воспользоваться методом актуализма для расшифровки структуры и геологической истории складчатых сооружений. Здесь будут рассмотрены некоторые сходно развивавшиеся в течение мезозоя и кайнозоя складчатые сооружения и особенно подробно Альпийско-Гималайский складчатый пояс, где я сам работал в течение последних восьми лет.

Благодарю моих товарищей по работе — Н. А. Богданова, Р. Г. Гарецкого, А. Л. Книппера, М. Г. Леонова и А. Е. Шлезингера, которые помогли мне подобрать материалы и подготовить рисунки.

## 1. АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОЯС

Строение и развитие земной коры резко различно в северной и южной частях Альпийско-Гималайского пояса.

Северная часть пояса несогласно наложена на рифейско-палеозойский складчатый фундамент. Мощность фундамента в мезозое была изменчива. В юрское и меловое время в широкой полосе между Большим и Малым Кавказом, на месте Черного моря, в хребте Стара Планина, в Закарпатье, в Пеннинской зоне Альп располагался обширный бассейн с корой субокеанического типа, заполнявшийся мощными толщами флиша и предфлиша (Пейве, 1967).

Южнее находилась зона так называемых срединных массивов, которые, как полагают, являются устойчивым остовом всей альпийской

<sup>1</sup> Доклад, прочитанный на общем собрании Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР 4 марта 1969 г.

структуры. В действительности они оказываются весьма неустойчивыми и очень подвижными, испытавшими к тому же в течение мезозоя и кайнозоя значительную магматическую регенерацию. Родопский, Пелагонийский, Мармарошский и другие массивы на значительной площади лежат аллохтонно. На рис. 1 ясно можно видеть аллохтонность обширных пространств кристаллического фундамента Закарпатья, что предполагали многие геологи и раньше. В 1967 г. мы с Н. А. Штрейсом могли убедиться в аллохтонном залегании Пелагонийского массива на территории Югославии. Это хорошо видно у сел. Македонский Брод и западнее от него до города Гостивара. Недавно опубликована карта Дж. Годфрио, которая не оставляет никакого сомнения в аллохтонности Пелагонийского массива так же и на греческой территории. Здесь идет речь о послезоценовом перекрытии размером 180 км (Godfriaux, 1968).

Южная часть Альпийско-Гималайского пояса построена иначе. Все теперь согласны с тем, что здесь не было ни герцинид, ни каледонид. К югу от линии, проходящей между Центральным и Северным Памиром, далее по подножию Гиндукуша, северному склону Эльбурса, через оз. Севан, вдоль южного края Понтид, по северному краю Динарид, т. е. на территории Анатолии, Ирана, включая Эльбурс, на Аравийской платформе, в Южном и Центральном Афганистане, в Южном и Центральном Памире, в Гималаях и Каракоруме распространены обширные блоки с характерным для континентального типа земной коры платформенным или миегеосинклинальным стратиграфическим разрезом отложений чехла от венда до юры. Площади выходов доверхнемеловой континентальной коры изображены на рис. 2.

В основании разреза, как обычно для континентальной коры, располагается метаморфический сиалический фундамент с возрастом пород в данном случае не древнее 1,5—1,8 млрд. лет — это верхний докембрий.

Не буду подробно останавливаться на строении смятого в альпийскую эпоху складчатости платформенного чехла блоков континентальной коры. Строение его выдержано на огромных расстояниях от Гималаев до Анатолии. Только внутри Западно-Средиземноморской герцинской петли — в Итало-Динаридах в палеозойских толщах заметно большое влияние герцинид. О строении платформенного чехла рассматриваемых блоков Альпийско-Гималайского пояса мы много узнали за последние 8—10 лет. Хороший обзор новейших данных имеется в работах Дж. Штёклина (1967), Н. Фалькона (Falcon, 1967) и В. Е. Хаина (1968, 1969). Отмечу только, что некоторые горизонты венда и палеозоя прослеживаются в тех же фациях и на Аравийской платформе, и в Иране, и на Памире, и в Гималаях. Например, красноцветная лабунская формация нижнего кембрия развита в одинаковом виде и на Аравийской платформе к югу от Тавра и всюду в Иране вплоть до Эльбурса. И там и здесь ее мы могли видеть во время геологической экскурсии в 1967 г. Есть она и в Соляном Кряже и в Гималаях. Толщи, которые должны относиться на Памире к венду, очень похожи на вендские отложения Ирана. Такие специфические породы, как фосфоритоносные фаменские известняки, давно найденные нашими геологами в Нахичевани, в течение последних 4 лет прослежены иранскими геологами и в Иране, а бокситы на неровной поверхности пермских известняков в основании мезозоя есть и в Центральном Иране и на Памире. Очень сходны на больших площадях и другие толщи палеозоя и триаса.

Едва ли не главной особенностью строения южной части Альпийско-Гималайского пояса является широкое развитие здесь офиолитов альпийского типа и сопровождающих их образований, получивших название «цветной смеси» или меланжа. Офиолиты и меланж развиты полосами, достигающими иногда нескольких десятков километров ширины

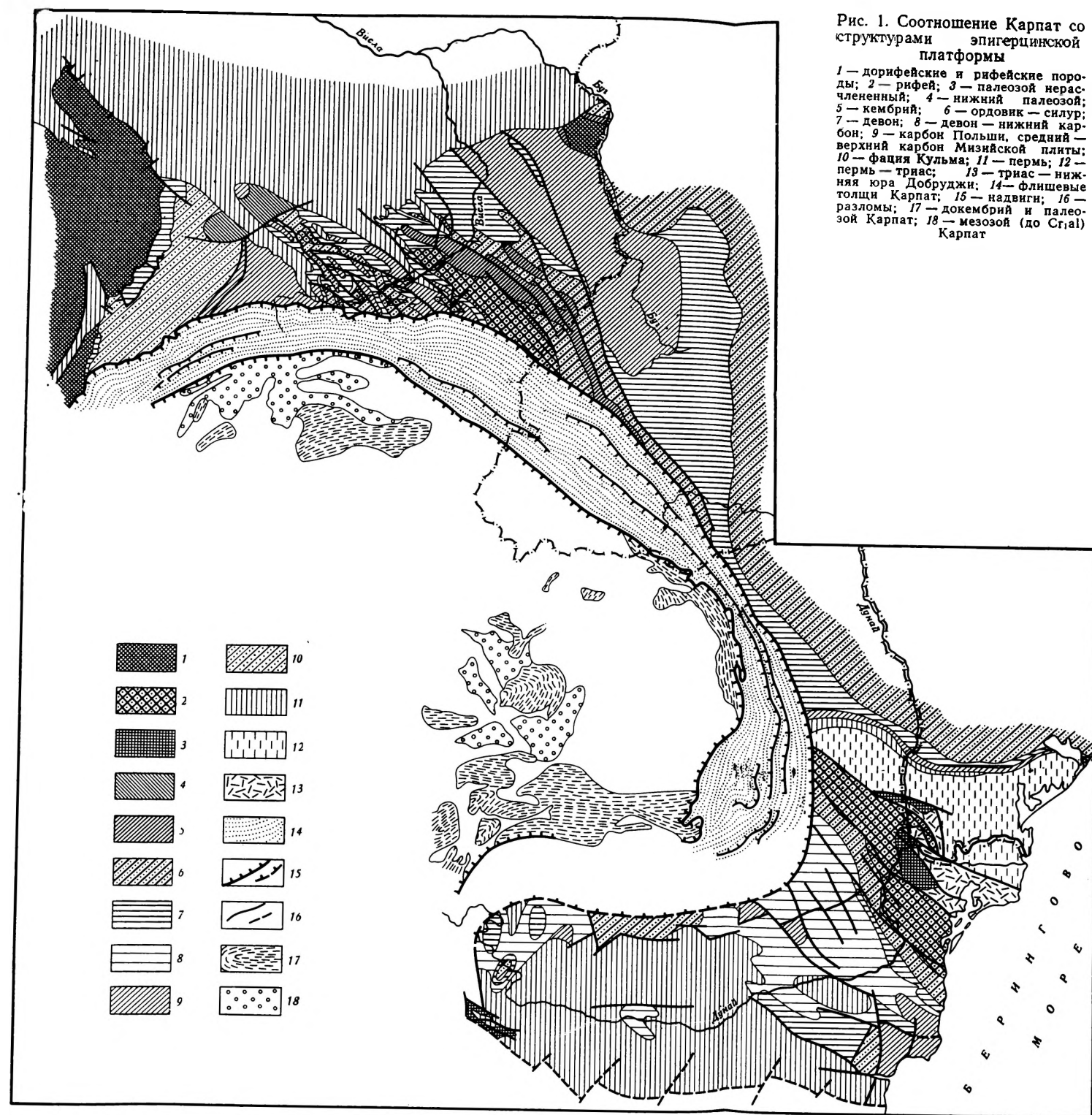


Рис. 1. Соотношение Карпат со структурами эпигерцинской платформы

1 — дорифейские и рифейские породы; 2 — рифей; 3 — палеозой нерасчлененный; 4 — нижний палеозой; 5 — кембрий; 6 — ордовик — силур; 7 — девон; 8 — девон — нижний карбон; 9 — карбон Польши, средний — верхний карбон Мизийской плиты; 10 — фация Кульма; 11 — пермь; 12 — пермь — триас; 13 — триас — нижняя юра Добруджи; 14 — Флишевые толщи Карпат; 15 — надвиги; 16 — разломы; 17 — докембрий и палеозой Карпат; 18 — мезозой (до Сг,а1) Карпат

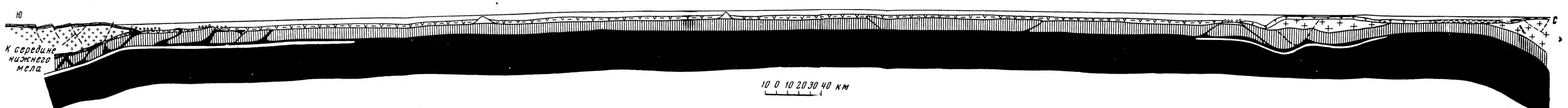
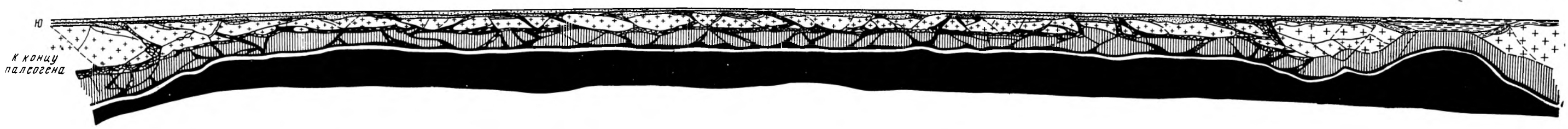
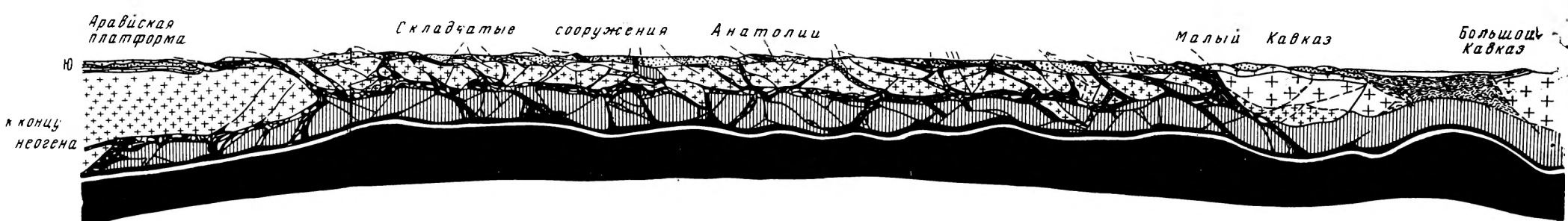


Рис. 6. Разрезы Альпийского пояса от Большого Кавказа до Аравийской платформы

1 — верхняя мантия; 2 — «базальтовый» слой; 3 — гранитное основание Гондваны; 4 — гранитное основание эпигерцинской платформы; 5 — эффузивно-осадочная формация океанического ложа; 6 — эффузивно-осадочная формация островных дуг; 7 — палеозойско-мезозойский чехол Гондваны; 8 — палеозойско-мезозойский чехол эпигерцинской платформы; 9 — односторонности; 10 — «метанж»; 11 — альб-нижненеонские отложения; 12 — верхненеонско-эоценовые отложения; 13 — флиш; 14 — глубинный склос поверхности Мохоровичича; 15 — разрывы

Геотектоника, № 4 (Вкл. к статье А. В. Пейве)



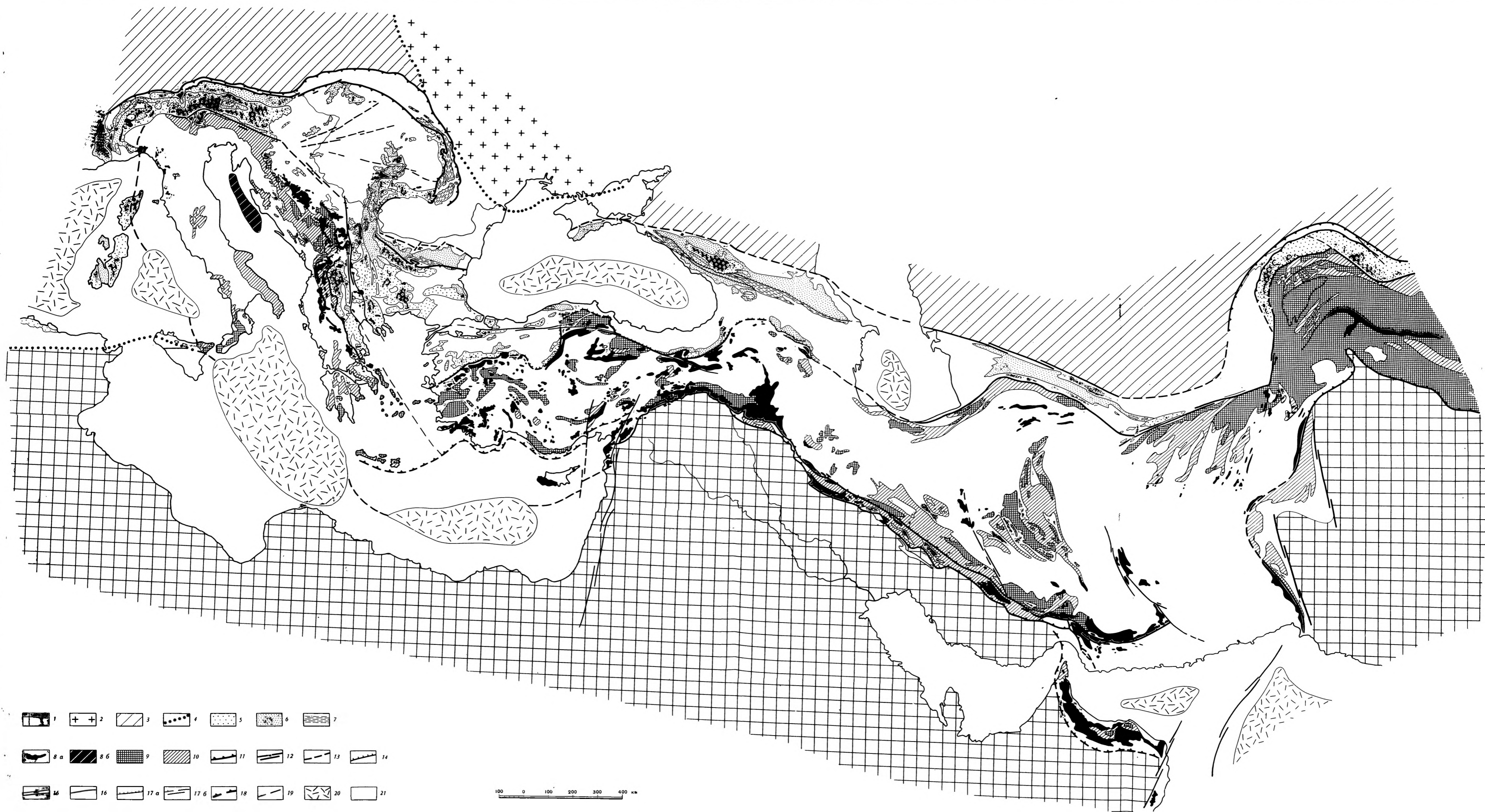


Рис. 2. Схема тектоники Альпийско-Гималайского пояса

Докембрийские платформы: 1 — Гондваны с предгорными прогибами; 2 — Восточно-Европейская с предгорными прогибами; 3 — эпиконтинентальная платформа Евразии с предгорными прогибами; 4 — граница докембрийских и эпигердинских складчатых сооружений. Альпиды на континентальной докембрийско-палеозойской коре: 5 — докембрий и палеозой; 6 — мезозой (триас, юра, неоком); 7 — юрско-нижнемеловой флиш. Альпиды на океанической коре: 8 — а) выходы нижнемезозойской океанической коры (габбро-перидотитовый фундамент, диабазовая и яшмовая формации триаса, юры и неокома); б) то же предполагаемые; 9 — докембрийский метаморфический фундамент и осадочный палеозойский платформенный чехол Гондваны; 10 — мезозойский платформенный чехол Гондваны (триас, юра, неоком). Границы Альпид: 11 — по линиям краевых шарьяжей; 12 — по линиям сдвигов; 13 — по предполагаемым разломам в фундаменте. Граница нижнемезозойской океанической и континентальной коры; 14 — по линиям шарьяжей; 15 — по линиям сдвигов; 16 — по разломам неустановленного типа. Прочие разломы: 17 — надвиг (а), сдвиги (б). Предполагаемые разломы: 18 — шарьяжи; 19 — сдвиги; 20 — области современного распространения коры океанического типа; 21 — посленеокомовые отложения Альпийской зоны.

и сотен километров длины. Они как бы разделяют блоки континентальной коры и в некоторых областях, например в Анатолии, слагают огромные площади.

На рис. 2 черным цветом показаны фактические выходы офиолитов и меланжа, изучение которых открывает перед нами совершенно новую картину происхождения и развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Что же такое меланж? Какова его стратиграфия и тектоника? И. Бейли и У. Маккэлиен (Bailey, MacCallien, 1952—1954) под названием «Ançaga melange» или «анкарская смесь» описали интереснейшие образования, которые затем удивляли многих геологов.

Меланж, по И. Бейли и У. Маккэлиену,— это гигантский по мощности тектонит, состоящий из смеси пестрых по составу и цвету пород: гипербазитов, габброидов, диабазов, спилитов, туфов, розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов и экзотических глыб различных известняков и метаморфических сланцев. Все эти породы хаотически перемешаны, смяты, раздроблены и развальцованы. И. Бейли и У. Маккэлиен считали, что меланж тектонически подстилает кристаллические породы Киршехирского массива.

Большое влияние на геологов, работавших в Альпийско-Гималайском поясе и изучавших офиолиты, оказали работы известного швейцарского геолога А. Гансера (Gansser, 1959) и геологов французской школы — Л. Дюбертре, Ж. Брюна и Ж. Обуэна (Dubertret, 1953; Brunp, 1960; Aubouin, 1965). По Л. Дюбертре, весь ряд формаций, слагающих меланж, в том числе перидотиты и габброиды, являются эффузивно-осадочными образованиями. А. Гансер считает, что первичный облик меланжа сформирован олистостромами. Последующую тектоническую переработку офиолитов отмечают все авторы.

Особенно большое значение имеют работы наших ученых: А. Л. Книппера на Малом Кавказе и В. Г. Казьмина в Сирии (Книппер, 1964, 1968, 1969; Казьмин, 1965, 1966).

Большим сюрпризом для всех работающих на Малом Кавказе было открытие там настоящего меланжа, который во всех отношениях, как я мог убедиться летом 1968 г., оказался сходным с меланжем Ирана, Турции, Албании, Югославии и других мест Альпийско-Гималайского пояса. А. Л. Книппер доказал, что кавказский меланж имеет не верхнемеловой (коньяк-сантонский), как думали до сих пор, а безусловно до-сенонанский возраст. Это коренным образом меняет наши представления о геологии Малого Кавказа, а если учесть данные, собранные В. Г. Казьминым (1966), доказывающие, что и на Ближнем Востоке меланж имеет доверхнемеловой возраст, то становится ясным, что мы имеем дело с явлением общим и чрезвычайно важным для понимания геологии всего Альпийско-Гималайского пояса.

Конечно, не следует думать, что офиолитовые пояса нацело слагаются офиолитовым тектонитом — меланжем. Во многих местах можно видеть достаточно крупные, хотя и раздробленные блоки и тектонические чешуи гипербазитов, габброидов, диабазов, реже кремнистых сланцев и радиоляритов. Очень крупные тела гипербазитов размером несколько тысяч квадратных километров известны, например, в Турции и Югославии.

Детальное картирование площадей развития меланжа, изучение закономерностей в залегании отдельных формаций, слагающих меланж, дает возможность построить сводный стратиграфический разрез формаций до их превращения в меланж. Наиболее типичные разрезы по отдельным горным сооружениям,— Динаридам и Эллинидам, Восточному Средиземноморью, Малому Кавказу, Юго-Восточному Ирану — представлены на рис. 3. Такой же разрез дает Дж. Масквелл (Maxwell, 1969) для Апеннинского полуострова. Из этих разрезов вытекает вывод

об удивительной выдержанности отложений на тысячи километров от Белуджистана до Итало-Динарид. Да и в Гималаях мы видим те же члены первичного разреза формаций меланжа (Gansser, 1964).

В основании разрезов располагаются перидотиты, преимущественно гарцбургиты с телами дунитов и хромитов; выше лежат обычно сильно серпентинизированные гипербазиты с меньшим количеством крупных залежей хромитов и дунитов; еще более высокое положение занимают

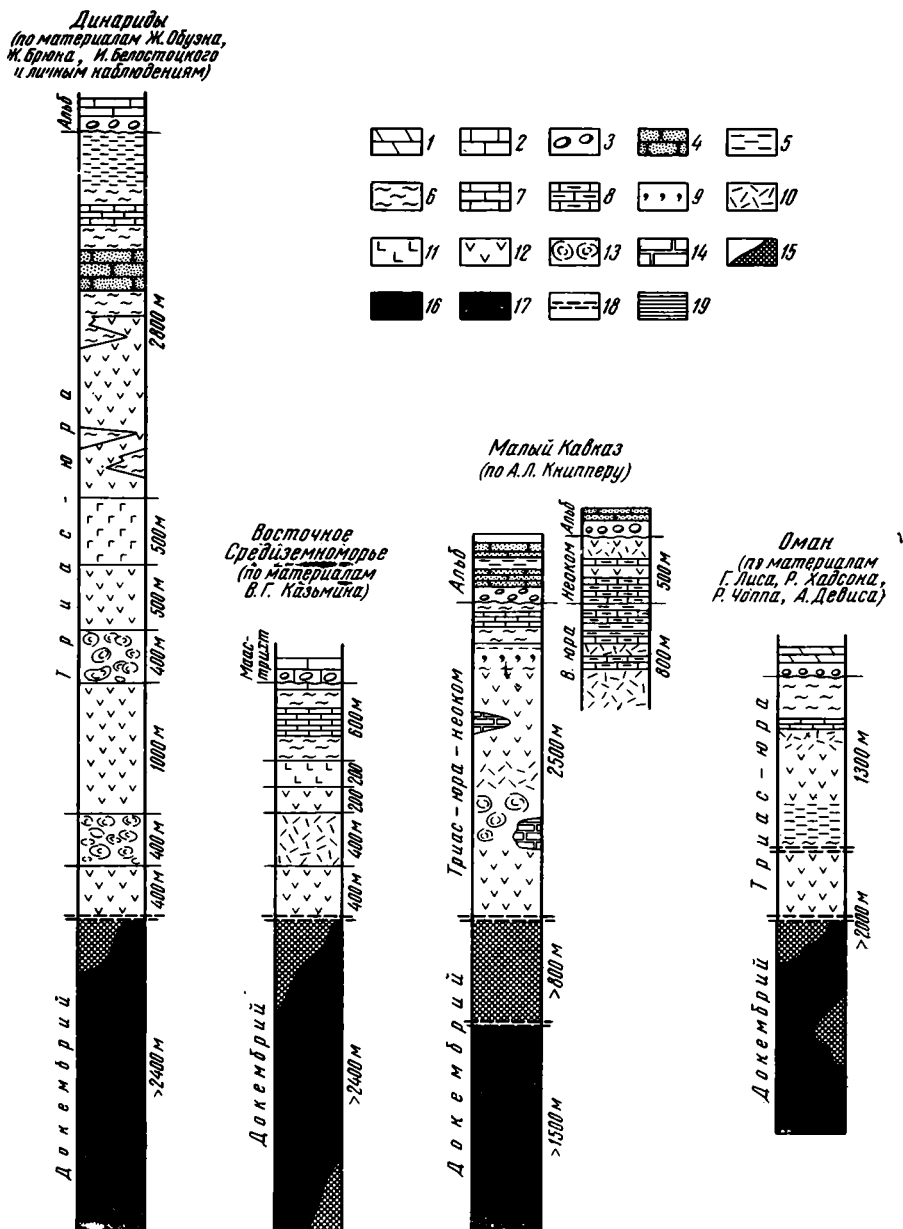


Рис. 3. Разрезы океанической коры южной части Альпийско-Гималайского пояса

1 — мергели; 2 — известняки; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 6 — радиоляриты; 7 — тонкоплитчатые известняки с радиоляриями; 8 — кремнистые известняки; 9 — витрокластические туфы; 10 — туфы; 11 — диабазовые порфириты; 12 — диабазы и спилиты; 13 — диабазы с шаровой текстурой; 14 — рифогенные известняки; 15 — габбро и габбро-амфиболиты; 16 — серпентинизированные ультраосновные породы (главным образом, гарцбургиты); 17 — серпентинизированные дуниты; 18 — разрывные нарушения; 19 — глинистые сланцы

габброиды. Многие геологи, изучавшие богатые хромитовые залежи Турции, широко пользуются этими закономерностями разреза офиолитов для целей поисков месторождений. Мощность отдельных тектонических чешуй, сложенных габбро-перидотитами, достигает иногда 3—5 тысяч метров.

Выше перидотитов и габбро лежит формация диабазов и спилитов, кверху обычно сменяющаяся порфиритами, с которыми ассоциируются яшмы. Максимальная мощность этой толщи до 5000 м.

Наконец, заканчиваются разрез осадочно-вулканогенной формации мощностью до 1000 м, среди которой важное значение имеют красные и розовые ридоляриты, разноцветные кремнисто-глинистые туфогенные сланцы и розовые, реже темные плитчатые известняки с радиолариями.

Вопрос о возрасте пород, слагающих меланж, оказался чрезвычайно запутанным и сложным. Были предложены самые разнообразные его решения. Уже почти сто лет обсуждается проблема соотношения собственно офиолитов, т. е. гипербазитов и габбро, с диабазами, спилитами и радиоларитами. После известных работ 1905 и 1926 гг. Г. Штейнмана в Лигурийских Апеннинах и Альпах и последовавших затем работ Г. Штилле укрепилась точка зрения, что все перечисленные формации являются членами близкой по возрасту единой ассоциации пород инициального магматизма эвгеосинклиналей. Гипербазиты и габбро, по этой концепции, являются интрузивными членами ассоциации. В дальнейшем, однако, никто и нигде в пределах Альпийско-Гималайского пояса не мог надежно доказать интрузивно-магматического внедрения гипербазитов в ассоциирующие с ними диабазы и радиолариты. Контакты гипербазитов неизменно оказывались тектоническими, никаких высокотемпературных изменений найдено не было, а наблюдаемый иногда глаукофановый метаморфизм меланжа связан с зонами сильной тектонизации. Проверка некоторых указаний существования интрузивных магматических контактов у гипербазитов, в частности на Малом Кавказе и Динаридах, показала, что эти данные не могут считаться представительными.

Накопилось большое количество фактов (Hiessleitner, 1951; Pamič, 1964 и др.) о внутренней структуре гипербазитовых чешуй Динарид, Эллинид и Ближнего Востока. Во многих случаях эта структура является несогласной с альпийскими простираниями. Она, наоборот, хорошо согласуется с древними субмеридиональными тектоническими направлениями.

В ряде мест в Динаридах в отложениях палеозоя и триаса найдена галька гипербазитов с хромитами.

Появились, наконец, радиометрические данные (Паламарчук, Таштыби, 1968), которые указывают, что возраст «альпийских» гарцбургитов Восточного Средиземноморья равен 3860 млн. лет и габбро-амфиболитов 3250 млн. лет. Возраст змеевиков Кветты (Пакистан) около 1300 млн. лет (Афанасьев, Борисевич, 1966). Эти цифры абсолютного возраста, вопреки мнению Г. Д. Афанасьева и И. В. Борисевич, хорошо согласуются с геологическими данными.

Многие геологи (Nowack, 1929; Hiessleitner, 1952; Pamič, 1964; Илич, 1967 и др.) уже давно считают возраст альпийских гипербазитов палеозойским или докембрийским, а до работ Г. Штейнмана эта точка зрения вообще была практически общепризнанной. Ее усиленно развивал, например, еще в 1897 г. известный югославский геолог М. Кишпатич.

Анализ всех данных заставляет меня сделать вывод, что источником ошибок в определении возраста гипербазитов является смешение времени формирования гипербазитов и габброидов как горных пород со временем их тектонического становления в верхних структурных этажах.

Если признать первично-магматическое происхождение альпийских гипербазитов, то нужно считать, что их магматическое становление произошло не в мезозое, а в глубоком докембрии.

Совсем другого рода источники ошибок существуют в определении возраста лежащей выше эффузивно-осадочной части рассматриваемых разрезов.

Здесь возраст определяется по самой молодой фауне в глыбах известняков из меланжа. Хотя в меланже имеются обломки и экзотические глыбы и метаморфических пород докембрия, и породы с фауной палеозоя, и породы мезозоя вплоть до палеогена, но легче всего обнаруживаются сенонские глоботрунканы, поэтому столь распространено ошибочное мнение о верхнемеловом возрасте и меланжа и главных его составляющих, включая гипербазиты и габброиды. Существенно для укрепления этой концепции то, что во многих местах маастрихтские известняки лежат на меланже трансгрессивно, а в палеогеновом диком флише глыбы гипербазитов и меланжа находятся уже в виде олистолитов.

Но при этом не обращается должного внимания на единичные, но надежные факты трансгрессивного залегания на уже сформированном меланже отложений сеномана, а местами альба и апта. Только в Итало-Динаридах этот факт вошел в науку, а далее к востоку, вплоть до Гималаев, меланж большинством геологов считается верхнесенонским. В то же время Дж. Штёклин во время нашей экскурсии в Иране сообщил, что в конгломератах турона в Центральном Иране есть породы, слагающие меланж. Кроме того, при определении возраста меланжа не было учтено установленное теперь (Книппер, Костянян, 1964; Книппер, 1969; Milovanovic, Karamata, 1957 и др.) явление протрузий меланжа, при которых во время каждых последующих тектонических движений в меланж вовлекаются и трансгрессивно на нем лежащие толщи, в том числе верхнемеловые.

На Малом Кавказе А. Л. Книппер, в Сирии В. Г. Казьмин, в Омане Г. Хадсон (Hudson, McGugan, 1954) надежно доказали доверхнемеловой, скорее всего юрско-триасовый возраст эффузивно-осадочных формаций, повсеместно налегающих на габброво-перидотитовый докембрийский фундамент. Ныне этот контакт всюду, за исключением о. Кипр, где в фундаменте кроме гипербазитов имеются метаморфизованные диабазы (Henson, 1949), имеет тектонический характер. Впрочем в дальнейшем этот контакт необходимо более подробно изучить.

В разных местах в глыбах известняков в меланже найдена фауна всех ступеней палеозоя и мезозоя континентальной коры, вплоть до низов палеогена. Но при использовании этой фауны для определения возраста главных, а не экзотических элементов меланжа нас подстерегают ошибки из-за того, что не всегда анализируется вопрос о том, откуда и каким образом глыбы с фауной попали в меланж. Из многочисленных мест находок фауны в меланже, к сожалению, только в 3—4 районах можно быть уверенным, что глыбы с фауной происходят именно из эффузивно-осадочной толщи описанного выше разреза. В Сирии и на Кипре верхнетриасовая фауна *Holobia* и *Daonella* найдена в очень тонком прослое известняка, переслаивающегося с яшмами, поэтому принадлежность ее к эффузивно-осадочной толще не вызывает сомнений (Казьмин, 1965, 1966). В Динаридах (Aubouin, 1965) и в Гималаях (Gansser, 1964) в породах, из которых состоит меланж, найдена юрская фауна. На Апеннинском полуострове (Maxwell, 1969) в прослоях известняка в яшмах в самых верхах разреза найдены титонские кальпионеллы.

Таким образом, из знаменитой офиолитовой триады Г. Штейнманна в пределах Альпийско-Гималайского пояса выпадает главная ее часть — гипербазиты и габброиды, которые здесь являются гораздо более древ-

ними. Члены этой триады встречаются обычно вместе только потому, что они связаны между собой пространственно и тектонически, т. е. находятся в едином разрезе и общих структурах.

Легко видеть, что разобранный мною разрез пород, слагающих меланж в южной части Альпийско-Гималайского пояса, очень сходен с разрезом океанического типа коры современных океанов. К сожалению, до сих пор не определен абсолютный возраст до деталей сходных с нашими габбро и гипербазитов, которые добыты, как многие теперь думают, из мантии на дне Индийского и Атлантического океанов (Чернышева, Безруков, 1966; Плошко, Богданов, 1968 и др.).

Базальты, розовые и красные кремнистые туфогенные сланцы с марганцевыми конкрециями, светло-розовые и красно-бурые радиоляриты, своеобразные известняки с остатками радиолярий, несомненно являются аналогами самых типичных образований глубоководных областей современных океанов. Геофизический разрез океанической коры хорошо представлен здесь в вещественном выражении. На рис. 3 можно видеть геофизические слои 1-й и 2-й, которым отвечает базальтовая и радиоляритовая формации; слою 3-му — «базальтовому» — отвечают габброиды или в других местах метаморфизованные древние диабазы. Ниже лежат породы мантии — перидотиты.

Скважины, пробуренные американскими геологами в 1968—1969 гг. в разных местах на дне Атлантического океана, на глубине свыше 5000 м, выше базальтов вскрыли довольно выдержанные маломощные (до 500 м) разрезы карбонатно-кремнистых пород мела, а в некоторых местах и юры. Эти разрезы после детального их изучения послужат для более широких сопоставлений с отложениями складчатых сооружений.

Главные особенности меланжа заключаются в повсеместном очень сильном смятии пород. Все прослои и тела твердых пород мелко раздроблены, будинированы, нередко тектонически закатаны в более пластичной массе пород. Во всех случаях отмечаются следы раздробления минералов, слагающих гипербазиты и габброиды. Более пластичные породы, такие как серпентиниты и особенно красные кремнистые сланцы, всегда сильно развальцованы, раздавлены, с очень ясными следами тектонического перетекания масс. Глыбы твердых пород закатаны в «рубашку» из милонита. В ряде мест милониты занимают 25—30% объема всей массы меланжа.

Нижняя граница меланжа всегда имеет тектонический характер, и только последователи концепции верхнемелового возраста и эффузивного происхождения всех пород меланжа, включая перидотиты и габбро, Л. Дюбертре, А. Гансер и другие предполагают нормальные соотношения. Однако в районах исследований Л. Дюбертре его концепция, как мы уже отмечали, была опровергнута детальными работами В. Г. Казьмина, а сам А. Гансер (Gansser, 1959) ни в Иране, ни в Гималаях нормальных контактов нигде не указывает. Источники ошибок Л. Дюбертре понятны. В Хатае, Аманусе и в других районах его исследований меланж распространен среди пород, характеризующихся платформенным характером разреза. Естественно, что альпийский геолог Л. Дюбертре не мог принять мысль о существовании в платформенных условиях очень крупных шарьяжей. Проще было предположить обширные излияния основной и ультраосновной магмы. Это повлекло за собой появление и другой ошибки. В некоторых местах Л. Дюбертре наблюдал в подошве меланжа белые мелоподобные известняки маастрихта. В свою очередь меланж трансгрессивно перекрывается здесь такими же мелоподобными известняками маастрихта. Отсюда, несмотря на совершенно очевидный нижний тектонический контакт меланжа и его сильную перемятость, весь длинный эвгеосинклиналильный ряд формаций (гипербазитовая, габброидная, базальтовая, радиоляритовая), изображенный на рис. 3, Л. Дюбертре тоже отнес к маастрихту. Это нельзя принять даже хотя

бы потому, что стадия эвгеосинклинального развития с полным и достаточно мощным разрезом не может завершиться в течение маастрихта. Удивительно, что такую же, столь очевидную ошибку до работ А. Л. Книппера делали геологи на Кавказе, но только в Азербайджане они относили меланж к сантону, а в Армении на р. Веди-чае — к коньяку. В действительности, как мы убедились в результате работ прошлого года, и здесь нижняя граница меланжа всюду имеет тектонический характер. В большинстве мест на Кавказе меланж тектонически подстилается верхним мелом.

Мощность меланжа, по данным картирования, можно оценить в несколько километров. В Армении имеется одна буровая скважина, прошедшая по меланжу 1200 м и в нем остановленная (Сатиан и др., 1968).

В Иране, Турции и на Балканском полуострове меланж чаще всего имеет тектонические контакты с метаморфическим фундаментом континентальной коры, которая оказывается в надвинутом залегании, т. е. лежит сверху на меланже. Такие соотношения отмечают А. Гансер (Gansser, 1959) в Иранском Белуджистане, и Х. Фёрстер (Förster, 1968) в Сабзеварском районе Северного Ирана. Дж. Штёклин пишет, что большие выходы докембрийского фундамента находятся в контакте с зонами меланжа как вдоль главного надвига Загроса, так и в районе Турецко-Иранской границы. В Восточном Тавре, как мы сами могли убедиться, на огромной площади докембрийские породы массива Битлис залегают на образованиях меланжа (рис. 4 и 5). В Центральной Анатолии во время совместного с фон-Гертнером и Дж. Брюном маршрута мы видели тектонические контакты меланжа с докембрийскими мраморами.

В многочисленных работах геологов, изучавших хромитовые и медные месторождения Турции, всюду указываются тектонические контакты меланжа.

Такие же соотношения наблюдаются вокруг Пелагонийского массива в Греции и Югославии. Нижний контакт крупнейшего в Европе Златиборского массива гипербазитов и меланжа в Югославии демонстрировался Н. А. Штрейсу и мне Б. М. Чиричем, который склонен принять концепцию французских геологов об эффузивной природе офиолитов. Однако при осмотре этого контакта в отдельных обнажениях и при картировании на площади несомненно доказывается теми же данными Б. Чирича и Б. Миловановича (Чирич, 1967; Milovanovic, 1935) его тектоническая природа. Златиборский массив, как думал работавший здесь Л. Кобер (Kober, 1952), лежит аллохтонно на известняках триаса. Очень интересная картина залегания меланжа наблюдается в Гималаях вдоль «линии Инда». Она описана в переведенной на русский язык известной книге А. Гансера, поэтому я на гималайском меланже останавливаться не буду.

Такова картина тектоники и залегания офиолитов и меланжа в южной части Альпийско-Гималайского пояса.

Большинство геологов объясняют эту картину при помощи троговой теории эвгеосинклиналией. Представлению об эвгеосинклиналиях как об узких и длинных трогах, заложившихся на континентальной коре, способствовали и мои работы по Уралу и Тянь-Шаню, опубликованные в 1945—1950 гг., когда я еще придерживался фиксистских взглядов. Однако в настоящее время теория геосинклиналией и прежде всего эвгеосинклиналией должна рассматриваться с более широких мобилистских позиций. Известный мне материал по тектонике Альпийско-Гималайского пояса и, в частности, материал по геологии меланжа убеждает в необходимости новых решений, так как объяснить наблюдаемую картину троговой теорией эвгеосинклиналией, возникших, как думают, на платформе, не представляется возможным.

Даже простое рассмотрение выходов нижнемезозойской океанической коры показывает, что сгруппировать их в зоны, расположенные вдоль предполагаемых трогов, практически невозможно. На Кавказском перешейке от оз. Севан до Аравийской платформы мы видим многочисленные полосы и отдельные выходы офиолитов и меланжа, показывающие, что здесь мы имеем одну область сплошного развития мезозойской

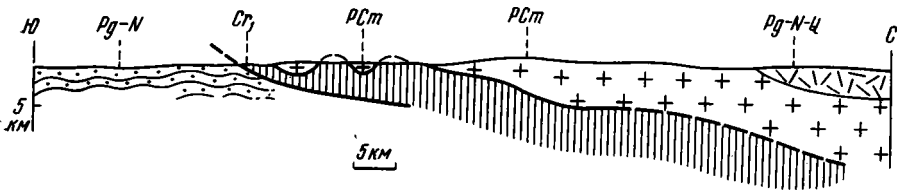
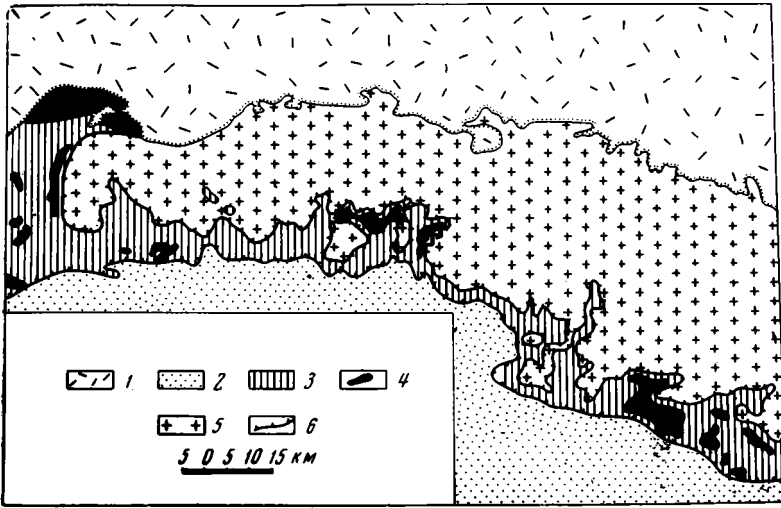


Рис. 4 и 5. Строение массива Битлис (Восточный Тавр)

1 — третично-четвертичный чехол массива Битлис; 2 — краевой прогиб Аравийской платформы; 3 — «меланж» (пестрая смесь); 4 — ультрабазиты; 5 — кристаллические породы массива Битлис; 6 — линия шарьяжа

океанической коры, на которой аллохтонно лежат обширные блоки континентальной коры. Таким образом, здесь следует говорить не о многих, а об одном «троге» шириной несколько сот километров, как части океана Тетис, характеризующемся океанической корой и протягивающемся от Итало-Динарид до Гималаев.

Столь же беспорядочно расположены и по-разному ориентированы полосы меланжа в юго-восточном Иране и Афганистане. Без большой схематизации нельзя нарисовать здесь границы воображаемых трогов.

Представления о нескольких параллельных трогов на Балканском полуострове, многократно публиковавшиеся Ж. Обуэном (Aubouin, 1965), оказываются ошибочными, так как Пелагонийский массив лежит аллохтонно и в нижнем мезозое не являлся поднятием, якобы разделявшим зоны офиолитов и меланжа — Вардарскую, Мирдита и Субпелагонийскую.

Палеогеографические построения защитников троговой теории ничем не обоснованы. Никем на рассматриваемой территории не были найдены фациальные переходы между типичными океаническими разрезами трогов и разделяющими их участками синхронных образований континентальной коры.



Всюду океаническая кора тектонически выжата и «вытекает» к поверхности по глубинным разломам — сбросам, сдвигам и особенно часто шарьяжам. Где находились предполагаемые триасово-юрские трюги, сказать никто не может, так как ныне меланж залегает преимущественно в виде огромных тектонических чешуй вдоль линий крупнейших третичных шарьяжей. Ж. Брюн и Н. Павони (Brunn, 1960; Pavoni, 1961) связывали образование меланжа с крупными молодыми сдвигами (Вардарским, Северо-Анатолийским и др.).

Трудно представить себе океан Тетис, в котором в нижнем мезозое якобы существовали узкие, шириной в первые десятки километров, прихотливо изгибающиеся океанические «трюги» или даже изометричные «окна», где накапливались глубоководные осадки океанического типа. Они были разделены столь же узкими поднятиями, с одновременным накоплением на них мелководных осадков платформенного или миогеосинклинального типа. При этом характер разреза тех и других зон оказывается выдержанным в пределах всего Альпийско-Гималайского пояса.

Невозможно представить себе накопление в течение длительного времени типично океанических глубоководных радиоляриевых илов в узких полосах 20—30 км шириной, протягивающихся на сотни и тысячи километров (кстати, всегда совпадающих с разломами), среди одновременно образующихся мелководных платформенных осадков. При этом никаких фациальных переходов и смешения осадков почему-то не происходит. Подобного рода палеогеография Тетиса представляется мне совершенно фантастической.

Теория трюгов не может удовлетворительно объяснить общих структурных и историко-геологических особенностей Альпийско-Гималайского пояса. Прежде всего нужно не просто принимать факт наличия шарьяжей и тангенциальных перемещений в Альпийско-Гималайском поясе, что вряд ли кто-нибудь ныне будет отрицать, а учитывать масштабы и закономерности перемещения масс в течение мезозоя и кайнозоя. Точно документированные наблюдения показывают, что в Динаридах, Тавре, Загросе, Омане, Гималаях видимые минимальные тектонические перекрытия за время только после эоцена местами достигают 200 км. Но нужно подчеркнуть, что это именно минимальные перекрытия по отдельным шарьяжам, а отнюдь не по всему поперечному сечению Альпийско-Гималайского пояса. Очень интересная попытка учесть величину дрейфа только за неоген-четвертичное время Индийского шита вместе с океанической корой Индийского океана привела А. Гансера (Gansser, 1966) к выводу, что она измеряется минимальной величиной 500 км. Но хорошо известно, что тангенциальные перемещения мелового времени в Альпийско-Гималайском поясе были еще более значительными. Это следует из факта грандиозной по масштабам деформации, приведшей в мелу к формированию меланжа мощностью тысячи метров, к большим неоднократным протрузиям меланжа и обширным тектоническим перекрытиям. Это выражается также в повсеместности преаптских, преднижнесенонских и предверхнесенонских несогласий и складчатости. Наконец, во многих местах Альпийско-Гималайского пояса метаморфический докембрийский фундамент лежит, как было уже сказано, на меланже.

Из всего изложенного вытекают следующие выводы о строении и истории развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Палеозойско-рифейские складчатые сооружения, причленившиеся к югу к Русской платформе, довольно резко на юге заканчивались по линии, которую мы уже рассматривали.

К югу от герцинид в начале мезозоя располагалась та часть океана Тетис, в которой на габброво-перидотитовом докембрийском фундаменте океанической коры отлагались нижнемезозойские толщи океанического типа. Так как в разрезе этих отложений отсутствует палеозой, можно думать, что эта часть Тетиса возникла в результате палеозойско-

го диастрофизма. Ширина Тетиса, замкнувшегося в альпийскую эпоху складчатости, была, вероятно, значительной, и он охватывал площадь от Гималаев до Западно-Средиземноморской петли герцинид. В пределах нынешнего Альпийского складчатого пояса он хорошо очерчивается по массовым выходам коры океанического типа (см. рис. 2). Еще южнее располагалась лабильная плита Африкано-Аравийской и Индийской платформ, являвшаяся обширным южным шельфом океана Тетис.

В нижнем мелу произошла великая перестройка структуры не только Тетиса, но, по-видимому, всей планеты, что следует из факта синхронности подобного же характера явлений и вокруг Тихого океана.

Суть этих явлений сводится к огромному латеральному перетягиванию мантийного материала вместе с океанической корой и ее осадочным чехлом, к явлениям дисгармоничного смятия, образованию меланжа, в результате чего океаническая кора на больших пространствах перекрывается континентальной корой. При этом в результате тектонического сучивания местами резко увеличивается мощность гранитного слоя в вновь образующемся складчатом поясе.

Северная часть Африкано-Аравийской и Индийской платформ под водами океана Тетис подвергалась растяжениям, раскалывалась на отдельные крупные глыбы, которые вместе с платформами Гондваны были увлечены общим движением подкорковых масс в северном направлении. В это время формировался первичный, местами очень мощный меланж. Верхняя часть мантии вместе с базальтовым слоем, аналогом которого здесь являются габброиды или местами метаморфизованные диабазы ранних циклов развития океанической коры, подверглись сильнейшей тектонизации, были раздроблены, милонитизированы, частично динамометаморфизованы, перемешаны между собою и с породами эффузивно-осадочного чехла океанической коры. Обращает на себя внимание, что габброиды, гипербазиты и метаморфизованные диабазы, поднятые со дна Индийского и Атлантического океанов, также сильно раздроблены и милонитизированы. Раздробление с образованием меланжа, по-видимому, является главной формой дислокаций океанической коры.

В массу меланжа, естественно, попадали обломки сминающейся дисгармонично континентальной коры. Они в свою очередь перемешивались с обломками меланжа, но являлись по отношению к нему экзотическими глыбами. Так как этот процесс происходил на дне моря, когда океанические осадки были еще не очень уплотнены, многие экзотические глыбы в меланже сходны по залеганию с олистолитами. Но это, безусловно, не дикий флиш, который отлагается после образования меланжа. Некоторые исследователи, принимая меланж за дикий флиш и путая иногда сильно перемятый настоящий дикий флиш с меланжем, даже эффузивно-осадочную толщу океанической коры называют флишем, что, конечно, неверно (Förster, 1968 и др.).

К апту, местами немного позже, образовался меланж, океан Тетис полностью замкнулся и был перекрыт континентальной корой. К верхнему сенону этот процесс образования новой мощной коры окончательно завершился (рис. 6).

Вновь возникшая кора Альпийско-Гималайского складчатого пояса оказалась, однако, весьма неоднородной по мощности и еще очень неустойчивой. В верхнем мелу и особенно в эоцене между глыбами мощной сиалической коры существовали обширные морские бассейны с утоненной или субокеанической корой, в которых накапливался мощный флиш. В это время энергично размывался оказавшийся наверху в аллохтонном залегании кристаллический фундамент континентальной коры, за счет которого и образовался флиш, а затем моласса.

В зонах особенно большого тектонического сучивания сиалического материала и утолщения «гранитного» слоя коры возникали мезозойские граниты.

Собственно альпийская или третичная складчатость и шарьяжи привели к дальнейшему тектоническому скучиванию сиалической коры и к ее дальнейшей магматической регенерации. При этом в значительных масштабах продолжались протрузии меланжа, тектонически выжатого и как бы вытекающего из глубины по всем крупным третичным глубинным шарьяжам и сдвигам.

При продолжающемся в третичное время северном дрейфе глубинного материала скучивание сиалических масс в Альпийско-Гималайском поясе выражалось в образовании огромных шарьяжей — поддвигов. Такая система глубинных шарьяжей — поддвигов почти на всем протяжении ограничивает с юга складчатый Альпийско-Гималайский пояс от Гималаев через Загрос и Тавр до Средиземного моря. Большие поддвиги отделяют южную часть пояса от северной, особенно в Динаридах около Пелагонийского массива, на Малом Кавказе к северу от оз. Севан, на Памире и в других местах.

Альпийский диастрофизм в Тетисе еще не завершился. После олигоценовых движений сохранились, а скорее всего вновь возникли, области растяжения, разрыва и раздвигания гранитной коры, на месте которых располагаются современные субокеанические впадины Средиземноморья: Западно-Средиземноморская, Тирренская, Центрально-Средиземноморская, Ливантинская.

И в неотектоническую стадию меланж остается тектонически активным. Это видно хотя бы из очень тесной связи неглубоких землетрясений с разломами, заполненными меланжем (Вардарский, Северо-Анатолийский, Севанский и др.).

Явления больших латеральных перемещений и деформаций коры и подкоровых масс в Альпийско-Гималайском поясе в течение мезозоя и кайнозоя охватывают, как мы видим, одновременно и платформы Гондваны и океан Тетис и впереди лежащие складчатые сооружения герцинид. Этот процесс тектонического течения масс особенно активным оказывается на глубине, что приводит к дисгармонии между структурами океанической и континентальной коры, образованию меланжа и протрузиям.

Таким образом, формирование и развитие земной коры, т. е. явления, которые мы называем геосинклинальным процессом, нельзя связывать с физико-химическими и иными изменениями в мантии в пределах локальных структур, т. е. отдельных глубинных разломов, геоантиклиналей, геосинклиналей и т. п. Геосинклинальный процесс и связанные с ним геологические явления возбуждаются какими-то исключительно мощными, неизвестными нам чисто механическими тектоническими силами, имеющими глобальный характер. Скорее всего, эти силы связаны с непознанными еще особенностями дифференциальных вращательных движений ядра Земли, ее оболочки и Земли в целом.

## 2. БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ КАЛИФОРНИИ

В Береговых хребтах Калифорнии американские геологи Р. Дитц (Dietz, 1963) и особенно подробно Э. Бейли и М. Блейк (Бейли и Блейк, 1969) описали океаническую кору юрского времени, которая за время с конца валанжина до кампана сместилась на восток под американский континент по крайней мере на расстояние 100 км (видимое перекрытие).

К западу от Сьерры-Невады и гор Кламат (см. разрезы и карты в статьях Э. Бейли и М. Блейка в журнале «Геотектоника» №№ 3—4 этого года) развиты две фациальные зоны, разделенные поверхностью длительно живущего глубинного шарьяжа, по которой и происходило продвижение на восток океанической коры под континентальную.

Разрез восточной из этих зон (рис. 7), называемой зоной Большой Долины, начинается с довольно мощной пластины гипербазитов, слага-

ющих основание аллохтона. На гипербазитах залегают базальты и шаровые лавы, которые вверх сменяются вулканическими брекчиями с отдельными прослоями радиоларитов. В этих породах найдена фауна титона. Э. Бейли и М. Блейк подчеркивают, что в тех местах, где хорошо видны переходы от серпентинизированных ультраосновных пород к подводным эффузивным покровам основного состава, эта толща очень сходна с описанными в Турции и Европе офиолитами.

Выше залегает мощная (до 15 000 м) толща умеренно дислоцированных песчаников и сланцев, имеющая, особенно в верхней части, ясно выраженный флишеидный характер. В ней была найдена редкая фауна, на основании которой возраст толщи определяется от титона до кампана. По окраине гор Клатат эта флишеидная толща налегает уже на континентальную кору.

Интересно отметить, что в этой толще имеются гальки базальта, а также серпентинитовые песчаники, почти нацело состоящие из серпентинитового обломочного материала, содержащие органические остатки.

Западная зона слагается так называемой францисканской формацией мощностью до 15 000 м граувакк, сланцев, основных эффузивов, кремнистых пород, известняков. Этот комплекс настолько сложно дислоцирован, что не представляется возможным установить его истинный разрез. Здесь также находилась фауна, определяющая возраст комплекса от титона до кампана. Для этой серии доказывается перенос и отложение материала мутьевыми потоками.

Существенно отметить, что обломки пород в граувакках представлены главным образом эффузивами и яшмами.

Вдоль линии главного глубинного шарьяжа породы францисканской формации метаморфизованы в фации глаукофановых сланцев. Перед фронтом покрова зоны метаморфизма сменяются от низших ступеней к высшим. Метаморфические сланцы встречаются и там, где имеются серпентиниты в основании покрова, и там, где их нет, т. е. их происхождение никак не связано с ультрабазитами. Радиометрические измерения позволяют предположить одновозрастность глаукофановых сланцев. Метаморфизм произошел в начале верхнего мела.

В настоящее время в Береговых хребтах комплекс Большой Долины лежит на францисканской формации. Произошло поддвижение францисканских толщ под континентальную кору. Этот процесс начался в конце юры или начале мела и продолжался до кампана, сопровождаясь мощным накоплением граувакк и сланцев.

В самом конце верхнемелового времени основные структуры региона были осложнены крупными сдвиговыми смещениями по разломам типа Сан-Андреас. Основной надвиг, который был пологим, ныне крут и по западной границе Большой Долины местами почти вертикален. Местами вдоль этой границы наблюдаются структуры диапирового типа, т. е. протрузии, ядра которых, сложенные францисканским комплексом, обрамлены со всех сторон серпентинитами с крутыми тектоническими контактами.

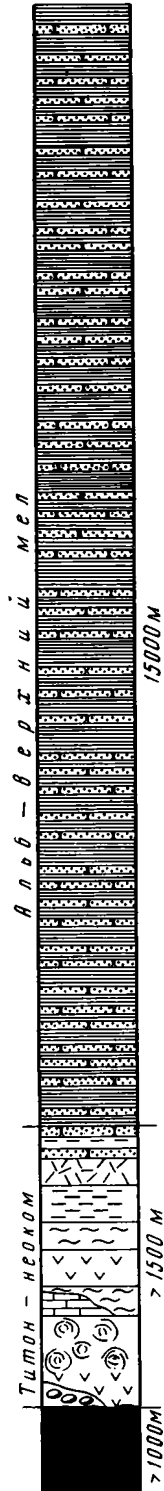


Рис. 7. Разрез океанической коры Калифорнии (усл. обозн. см. на рис. 3)

Таким образом, из сказанного видно, что геологические явления, складчатость и движения земной коры, протекавшие в Береговых хребтах Северной Америки, по времени своего проявления и по своему характеру принципиально не отличались от тех, что наблюдаются в Тетисе.

### 3. КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Чрезвычайно интересно, что развитие мезозойско-кайнозойских структур по другую сторону Тихого океана в Корякском нагорье во многом напоминает нам картину, описанную для Береговых хребтов Северной Америки. Краткое описание структуры дается мною по наблюдениям Н. А. Богданова в 1968 г.

Обширные пространства восточной части Корякского нагорья в доальбское время тоже представляли собой, по-видимому, область с мезозойской океанической корой.

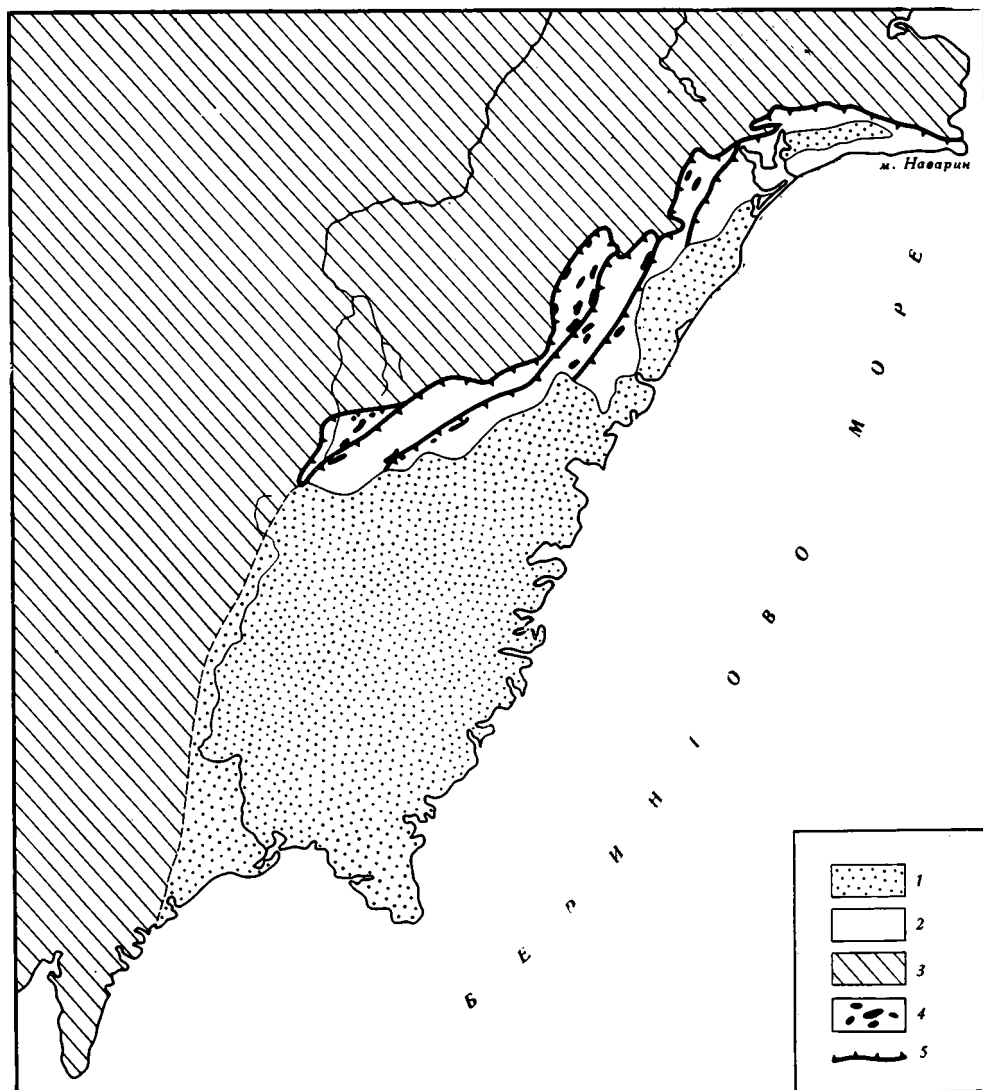


Рис. 8. Схема строения Корякского нагорья (по Н. А. Богданову)

1— флишевые и молассовые отложения; 2— пикуньейская серия; 3— вулканогенно-осадочная геосинклинальная толща; 4— габбро и серпентиниты; 5— надвиги

Здесь развита так называемая пиккульнейская серия, представленная бескарбонатными граувакками с прослоями и линзами спилитов с шаровой отдельностью, туфов, а также пачек черных и красных яшм и кремнистых сланцев. Возраст отложений — верхняя юра — нижний мел (Гладенков, 1963). Эта толща со следами турбидитных течений, мутьевых потоков и подводных оползней не поддается стратиграфическому расчленению и имеет мощность 7—10 км.

Вся толща сильно смята и состоит из опрокинутых складок и серии пологих тектонических чешуй (рис. 8 и 9). В основании надвигов имеются серпентиниты с глыбами перидотитов, дунитов, габбро, а также тектониты из обломков яшм и базальтов. По фронту надвига прослеживается настоящий меланж с экзотическими глыбами песчаников и известняков с фауной палеозоя и мезозоя. На р. Хатырке в меланже есть огромные экзотические глыбы органогенных известняков с фауной нижней и верхней перми, а также карбона и девона, поэтому часть разреза пиккульнейской серии некоторые геологи ошибочно относят к палеозою.

Граувакково-кремнистая толща Коряжского нагорья с угловым несогласием перекрыта альбско-верхнемеловыми флишоидными отложениями. Поэтому можно думать, что здесь в нижнемеловое время происходил тот же, что в Тетисе и Береговых хребтах Калифорнии процесс скучивания и смятия океанической коры в результате поддвижения ее под ранее сформированную континентальную кору.

Широкое развитие в мезозойских складчатых сооружениях вокруг Тихого океана мощных граувакк в чехле океанической коры отличает их от синхронных образований Тетиса. Объясняется это тем, что океан Тетис в нижнем мезозое был обрамлен на севере и особенно на юге обширными континентальными шельфами, чего не было вокруг Тихого океана, где зона перехода от океана к континенту была тогда, как и теперь, сравнительно узкой.

#### 4. НОВАЯ ГВИНЕЯ

На значительном пространстве северного побережья Новой Гвинеи недавно описаны (Davies, 1968; Hermes, 1968) более молодые складчатые образования океанической коры, чехол которой формировался в глубоком океане в течение верхнего мела и палеогена и был смят и шарьирован вместе с гипербазитовым фундаментом на континентальную кору в миоцене (рис. 10).

Здесь, по данным Х. Девиса и Дж. Хермеса, в основании разреза лежат перидотиты (преимущественно гарцбургиты), дуниты и пироксениты, которые эти авторы считают мантией. Они соответствуют четвертому геофизическому слою океанов. Выше залегают габбро и нориты, соответствующие третьему или «базальтовому» слою океанов. По Х. Девису (Davies, 1968), контакт между гипербазитами и габбро интрузивный, но между ними местами наблюдаются переходы. Дж. Хермес (Hermes, 1968) отмечает, что среди гипербазитов имеются блоки регионально метаморфизованных пород — зеленых слан-

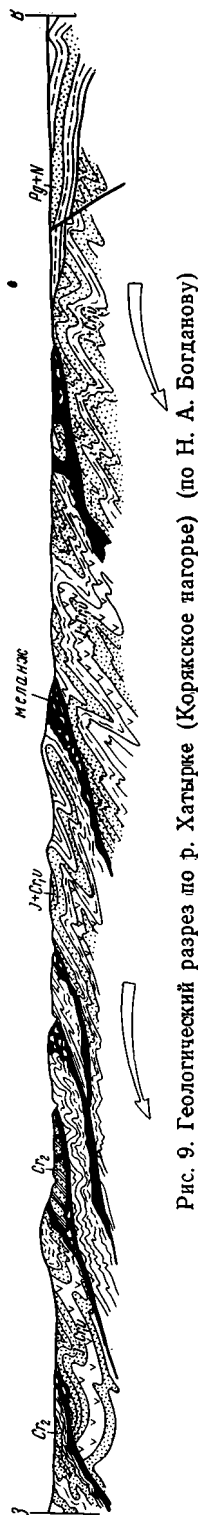


Рис. 9. Геологический разрез по р. Хатырке (Коряжское нагорье) (по Н. А. Богданову)

цев и амфиболитов, образовавшихся, по-видимому, по основным эффузивам.

Выше, на габбро-перидотитовом фундаменте располагаются породы чехла океанической коры общей мощностью до 4000 м. Они представлены базальтами, шаровыми лавами, агломератами, туфами, переслаивающимися с радиоляритами и пелагическими известняками. Подчеркивается очень небольшое участие в разрезе граувакк. В красном мергеле в ассоциации с вулканитами найдены сенонские глоботрунканы и другие верхнемеловые фораминиферы.

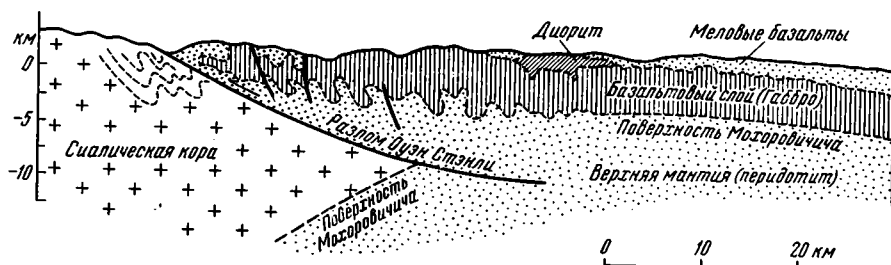


Рис. 10. Разрез геосинклинали Папуа (по Дэвису)

В конце олигоцена океаническая кора была сильно смята и глыбы слагающих ее пород имеются в лежащей выше очень мощной толще миоценового флиша. В современной структуре в качестве его главного элемента отмечается огромный надвиг гипербазитов и лежащих выше образований на континентальную кору. Однако, судя по тому, что флиш лежит несогласно, а гипербазиты и радиоляриты до отложения флиша были сильно смяты и раздроблены, можно предполагать, что надвижение океанической коры на континентальную произошло в основном в доолигоценое время.

## 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные примеры мезозойско-кайнозойских складчатых сооружений различных районов мира без сомнения показывают, что мезозойские эвгеосинклинали палеогеографически и тектонически представляли собою части Мирового океана. В этом отношении они не отличаются от тех областей, которые можно считать современными эвгеосинклиналами. Наличие сходных разрезов и в палеозойских эвгеосинклиналах заставляет пересмотреть наши представления о начальных этапах развития геосинклиналей вообще, их палеогеографии и тектоники. Необходимы более широкие мобилистские представления для поисков новых решений.

Мезозойские эвгеосинклинали представляли собой области развития океанической коры. Состав ее характеризуется «фундаментом» из гипербазитов, габброидов и метаморфизованных основных эффузивов ранних циклов развития океанической коры и «чехлом» из основных и, в меньшей степени, средних эффузивов, радиоляритов, кремнистых сланцев и обычно пелагических известняков. По мощности и физическим свойствам состав океанической коры мезозойских эвгеосинклиналей отвечает строению современных океанов. «Чехол» эвгеосинклиналей соответствует первому и второму геофизическим горизонтам, а «фундамент» — третьему и четвертому горизонтам, охватывающим часть верхней мантии и так называемый базальтовый слой. Хотя фундамент и разделяется на две части поверхностью Мохоровичича, но геологически эти части едины, поэтому я пользуюсь понятием «фундамент» океаниче-

ской коры. Это так же удобно для геолога, как удобны аналогичные понятия для континентальной коры, где «фундамент» в основном сложен гранито-гнейсовым геофизическим слоем. На континентах земную кору геологически правильнее было бы ограничивать снизу не поверхностью Мохоровичича, а поверхностью Конрада, а в океанах — поверхностью слоя Гутенберга.

«Фундамент» океанической коры имеет столь же длительное геологическое развитие и столь же сложную структуру, как и «фундамент» континентальной коры. Но если в континентальной коре в геологический круговорот вовлекаются большие массы сиалического материала, то в океанической коре тектонические и магматические процессы проходят целиком в симатическом материале, которым должны слагаться разновозрастные геологические структуры фундамента океанической коры. Все больше и больше выявляются геофизические неоднородности верхней мантии. В настоящее время мы не знаем их историко-геологической сущности. Процессы «уплотнения», «разуплотнения» и т. п. вещества мантии, на которые указывают многие геофизики, историко-геологически ничего не выражают. Для геолога проще было бы видеть в неоднородностях фундамента океанической коры или зоны разного возраста складчатости в океанической коре, или зоны разной степени метаморфизма древних океанических базальтоидов, или, наконец, зоны различного по масштабам и мощности тектонического сгущивания и перемешивания четвертого и третьего геофизических горизонтов (зоны меланжа). Не исключено, что там имеются и какие-то маломощные метаморфизованные океанические докембрийские и палеозойские осадочные образования. Такое предположение, геологически объясняющее неоднородности в фундаменте океанической коры, вполне правомерно, так как трудно себе представить, что докембрийские и палеозойские диастрофизмы охватывали только континентальную кору и не распространялись на древние океаны.

По-видимому, эвгеосинклинали всегда возникали на фундаменте океанической коры. Это их главное отличительное свойство. Прогобы и трюги, развивающиеся на фундаменте континентальной коры, обычно называют миогеосинклиналями, орогенными геосинклиналями, вторичными геосинклиналями и т. д. К этой категории, по-моему, следует относить и флишевые геосинклинали, хотя в последних, по-видимому, континентальный фундамент в период осадконакопления часто бывает утонен. Массовое развитие кислого гранитоидного магматизма в той или иной складчатой зоне служит хорошим указанием на то, что она лежит на континентальном фундаменте и что это уже не эвгеосинклиналь. В эвгеосинклиналях до момента причленения их к ранее возникшей континентальной коре гранитный магматизм не развивается. Для его возникновения требуется некоторая, довольно значительная мощность сиалического материала в данной зоне.

На примерах мезозойских эвгеосинклиналей мы видим, что в толщах, отвечающих второму и первому геофизическим горизонтам океанической коры, образуются помимо базальтов значительные массы средних эффузивов, кремнистых туфогенных сланцев, радиоляритов, карбонатных пород, за счет которых в основном и наращивается сиалическая часть континентальной коры.

Процесс очень большого латерального тектонического течения океанической коры в мезозое, приводящий к наращиванию континентальной коры, нам представляется хорошо доказанным. Об этом можно судить по величине наблюдаемых тектонических перекрытий, степени раздробления коры и интенсивности ее тектонического перемешивания, что выражается в образовании мощных протрузий и меланжа, которые иногда образуют большие тектонические чешуи. В фундаменте континентальной коры тектоническое течение и раздробление сиалического мате-



риала хотя и имеет большое развитие, но океаническая кора в целом оказывается тектонически более активной и подвижной. Исходя из других соображений, это явление было указано мною раньше в цитированной здесь статье.

### Литература

- Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш. и Пашалы Н. В. Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Изв. АН АзербССР, № 4, 1950.
- Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1966.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии. Геотектоника, № 3, 4, 1969.
- Белостоцкий И. И. Тектоника центрального сектора Динарид. Автореф. канд. дис., Москва, 1967.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. Геотектоника, № 6, 1967.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Коряжское нагорье). Тр. Геол. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, вып. 89, 1963.
- Илич Милое. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид. Acta geol. Acad. hung., t. II (1—3), 1967.
- Казьмин В. Г. Тектоника северо-восточного Средиземноморья и условия образования офиолитовых формаций в северо-западной Сирии и сопредельных территориях. Автореф. канд. дис., Москва, 1965.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии, Изв. вузов. Геология и разведка, № 2, 1965.
- Книппер А. Л. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпидных перидотитов в верхней части земной коры. Докл. сов. геол. на XXIII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 2, Изд-во «Наука», 1968.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В сб.: «Магматизм и тектоника геосинклиналей», Изд-во «Наука», 1969.
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Паламарчук С. Ф., Таштыб и С. Докембрий северо-восточного Средиземноморья. Докл. сов. геол. на XXIII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 4, 1968.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А. Гипербазиты глубоководной впадины Романш. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12, 1968.
- Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканическо-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1968.
- Хайн В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестн. Моск. ун-та, № 6, 1968; № 1 и 2, 1969.
- Чернышев В. И., Безруков П. Л. Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского подводного хребта. Докл. АН СССР, т. 166, № 4, 1966.
- Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле. Геотектоника, № 6, 1967.
- Штёклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Auboin J. Developments in geotectonic I, Geosynclines, 1965.
- Bailey E. B., McCallien W. J. Serpentine lavas, the Ancara melange and Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburg, v. 62, No. 11, 1952—1954.
- Brunn J. Mise en place et differentiation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. Rev. geogr. Phys. geol. Dyn., v. 3, No. 3, 1960.
- Brunn J. Les Zones helleniques internes et leur extension. Bull. Soc. geol. France, t. II, No. 4, 1960.
- Davies H. L. Papuan Ultramafic Belt. XXIII Int. geol. congress, v. 1, 1968.
- Dietz R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. America Bull., v. 74, No. 7, 1963.
- Dubertret L. Geologie des roches vertes du nord onest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Theses. doct. scr. natur., Fac. Sci. Univ. Paris, Museum nat. historie natur. 1953.
- Falcon N. L. The geology of the North-East Margin of the Arabian basement shield, 1968.
- Förster H. Association of volcanic rocks in the mountains south of sabzevar (Iran) «In geol. Congr. Rep. 23 sess., Proc. sect. 2», 1968.
- Gansser Augusto. Ausseralpine Ophiolitprobleme. Eclogae geol. Helv., 52, 2, 1959.
- Gansser Augusto. Geology of the Himalayas. 1964.

- Gansser Augusto. The Indian ocean and the Himalayas. A geological interpretation. *Eclogae geologicae Helvetiae*, v. 59, No. 2, 1966.
- Godfriaux Y. Panorama de la geologie de l'Olympe (Grece). *Bull. Soc. belge geol., paleont. ethiol.* v. 76, No. 1—2, 1967.
- Hiesseleitner G. Serpentin und chromerz—Geologie der Balkanhalbinsel. *Geol. Bundes. Jahrb. Sond.* 1. 1952.
- Henson F. R. S. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 105, 1949.
- Hermes J. The Papuan Geosyncline and the concept of Geosynclines. *Geologie en Mijnbouw*, v. 47 (2), 1968.
- Hudson G. S., McGugan A., Morton D. M. The structure of the Jebel Hagab area. *Truciae Oman. Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 60, p. 2, 1954.
- Kaaden G. van der. The different concepts of the genesis of Alpine-Type emplaced ultrabasic rocks and their implications on chromite prospections. *Bull. Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey*, No. 61, 1963.
- Kaaden G. van der. On relationship between the composition of chromites and their tectonic, magmatic position in peridotite bodies in the S-W of Turkey. *Bull. Mineral Res. and Explor. Inst. Turkey*, No. 52, 1959.
- Kober L. Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens *Serb. Akad. Wiss., Sonderausgabe.*, B. 189, Belgrad, 1952.
- Maxwell J. The Mediterranean, Ophiolites and continental Drift. To be published in Rutgers University Press, 1969.
- Milovanovic B. Zur Stratigraphie und Tektonik des Slatibormassivs *Mitt. geol. Ges., Wien*, 1935.
- Milovanovic B., Karamata S. O dijapirizmu serpentina *Bull. Service geol. de Serbie XIII*, 7—28, Beograd, 1957.
- Nowack E. Geologische Übersicht von Albanien. *Erläuterungen zur geologischen Karte 1:200.000*. Salzburg, 1929.
- Pamić Y. Magmatske i tektonske strukture u ultramafitima bosanske serpentinske Zone. *Geološ Zavod, Sarajvo*, 1964.
- Pavoni N. Die Nordanatolische horizontalverschiebung. *Geol. Rundschau*, B. 51, 1961.
- Schmidt W. F. Zur Struktur und Tektonik der Insel Cypern. *Geol. Rundschau*, B. 50, 1960.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. *XIV Congr. géol. intern., Madrid, fasc. 637—667*, 1926.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
4 апреля 1969 г.

УДК 551.240(237.13+237.14)

Э. Г. БЕЙЛИ, М. К. БЛЕЙК

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ КАЛИФОРНИИ  
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ<sup>1</sup>

## Статья 2

## МЕТАМОРФИЗМ И ЕГО СВЯЗЬ С РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Вдоль надвига, разделяющего образования францисканского комплекса и разреза Большой Долины, среди францисканских отложений широко развиты метаморфические породы, главным образом глаукофановые сланцы (Blake et al., 1967, 1968). То, что метаморфические породы образовались в зоне надвига, подчеркивается их пространственными связями и тем, что перед фронтом покрова зоны метаморфизма сменяются от низших ступеней к высшим. Остановимся на связях метаморфических пород францисканского комплекса с историей формирования складчатых структур. В данной работе авторы не касаются особенностей петрологии метаморфических толщ, которую в последнее время подробно изучили и описали многие исследователи (Coleman, Lee, 1962; Ernst, 1965; Ernst, Seki, 1967; Ghent, 1965; Essene et al., 1965; Bloxam, 1959; 1960; McKee, 1962<sub>1,2</sub>). Менее детально изучен характер проявления процессов метаморфизма в аллохтоне в разрезе Большой Долины, в котором породы локально и незначительно изменены, хотя и включают сходные ассоциации метаморфических минералов (McKee, 1966).

Все метаморфические образования францисканского комплекса относятся к цеолитовой, глаукофановой и эклогитовой фациям, а в породах первых двух фаций выделяются лаумонтитовая, пумпелилитовая и лавсонитовая зоны метаморфизма. Породы лаумонтитовой зоны обнажаются только в береговой полосе северной Калифорнии, а пумпелилитовой — слагают пояс в центральной части района, к востоку от первой. Глаукофановые сланцы слагают крайнюю восточную часть области распространения францисканского комплекса, но, кроме того, они в виде узких полос встречаются вдоль разломов, прослеживающихся далеко к западу. Возможно, эти сланцы на западе образовались в более раннее геологическое время. Породы эклогитовых фаций не могут быть выделены в единую метаморфическую зону, так как эклогиты встречаются в небольших тектонических блоках, но тем не менее они распространены в ограниченном по площади районе.

В образованиях цеолитовых фаций, представленных в основном граувакками и частично основными вулканическими породами, главным новообразованным минералом является лаумонтит. Он хорошо виден в прожилках, пересекающих прослой граувакк, и прослеживается вдоль трещин и в полостях вулканических пород. В шлифах кое-где наблюдается замещение лаумонтитом плагиоклазов. Очень редко по лаумонтиту развивается пренит, образование которого связано со слабым мета-

<sup>1</sup> Статья 1 была опубликована в № 3 нашего журнала за 1969 г. Перевод с английского Н. А. Богданова.

морфизмом более высоких степеней. Как в осадочных, так и вулканических породах цеолитовой фации метаморфизма сохраняется первичная текстура.

Мелкие включения вторичного пумпеллита известны во францисканских граувакках, которые по внешнему виду выглядят неметаморфизованными. Вместе с пумпеллитом встречаются кварц, альбит, хлорит и слюды. Эта минералогическая ассоциация, в которой пумпеллит является наиболее характерным минералом, образовывалась в физических условиях переходных между теми, которые были при формировании лаumontитоодерживающих пород цеолитовых фаций, с одной стороны, и глаукофановых — с другой.

Текстура пород францисканского комплекса, метаморфизованных до фации глаукофановых сланцев, меняется от массивной в обломочных и изверженных образованиях до сланцевой. Местами они частично изменены, а местами полностью перекристаллизованы. Однако все породы этих метаморфических фаций содержат минералы, образовавшиеся в условиях высоких давлений и низких температур, такие как арагонит, лавсонит или жадеит. Кроме них широко распространенными минералами, включая глаукофан или другую щелочную роговую обманку, являются кварц, альбит, хлорит, мусковит, пумпеллит, стильпномелан, кальцит и сфен.

В северных Прибрежных горах в измененных граувакках Блейком и др. (Blake et al., 1967) были выделены две минералогические зоны по наличию пумпеллита и лавсонита и три текстурные зоны по характеру рассланцованности и перекристаллизации. Одновременно с постепенным переходом от слабоизмененных пород пумпеллитовой зоны к более измененным породам лавсонитовой зоны во многих районах происходит смена первой текстурной зоны второй, в которой в граувакках вначале развивается тонколистоватый кливаж. При переходе от второй к третьей текстурной зоне в метаграувакках с лавсонитом мелкообломочная текстура сменяется сланцеватой или происходит сегрегация минералов. Минералогический состав данных текстурных зон постоянен, и граница между ними проводится по изменению текстур, которые картируются во время полевых работ, тогда как минералогические особенности могут быть определены только после камеральной обработки. В эффузивах и кремнистых породах также происходит изменение минералогического состава и текстур, но они не могут служить критерием для выделения зон при геологической съемке.

В центральной части Береговых хребтов, в 200 км к югу от залива Сан-Франциско в метаграувакках лавсонитовой зоны глаукофановых фаций широко распространен жадеитовый пироксен (McKee, 1962; Ernst, 1965). Замещение альбита жадеитом и кварцем позволяет предполагать, что здесь проявлялись более высокие давления при низких температурах, чем в более северных районах, где в измененных породах альбит хорошо сохраняется.

Минералогическая зональность, наиболее полно представленная в северной Калифорнии, свидетельствует о том, что степень метаморфизма пород увеличивается по направлению с запада на восток, от района побережья к надвигу, наклоненному на восток и разделяющему два крупных структурных комплекса, как показано на рис. 1 (Blake et al., 1968). Такая же зональность устанавливается у разлома вниз по разрезу, где степень метаморфизма уменьшается в более древних образованиях. О том, что эти изменения связаны со структурой надвига, свидетельствует и характер смены текстур в породах от нерассланцеванных разностей до кристаллических сланцев непосредственно ниже поверхности надвига. В тех районах, где надвиг почти горизонтален, переход от массивных граувакк к кристаллическим сланцам можно наблюдать в одном разрезе от подножия до водораздела горного хребта. Образования лав-

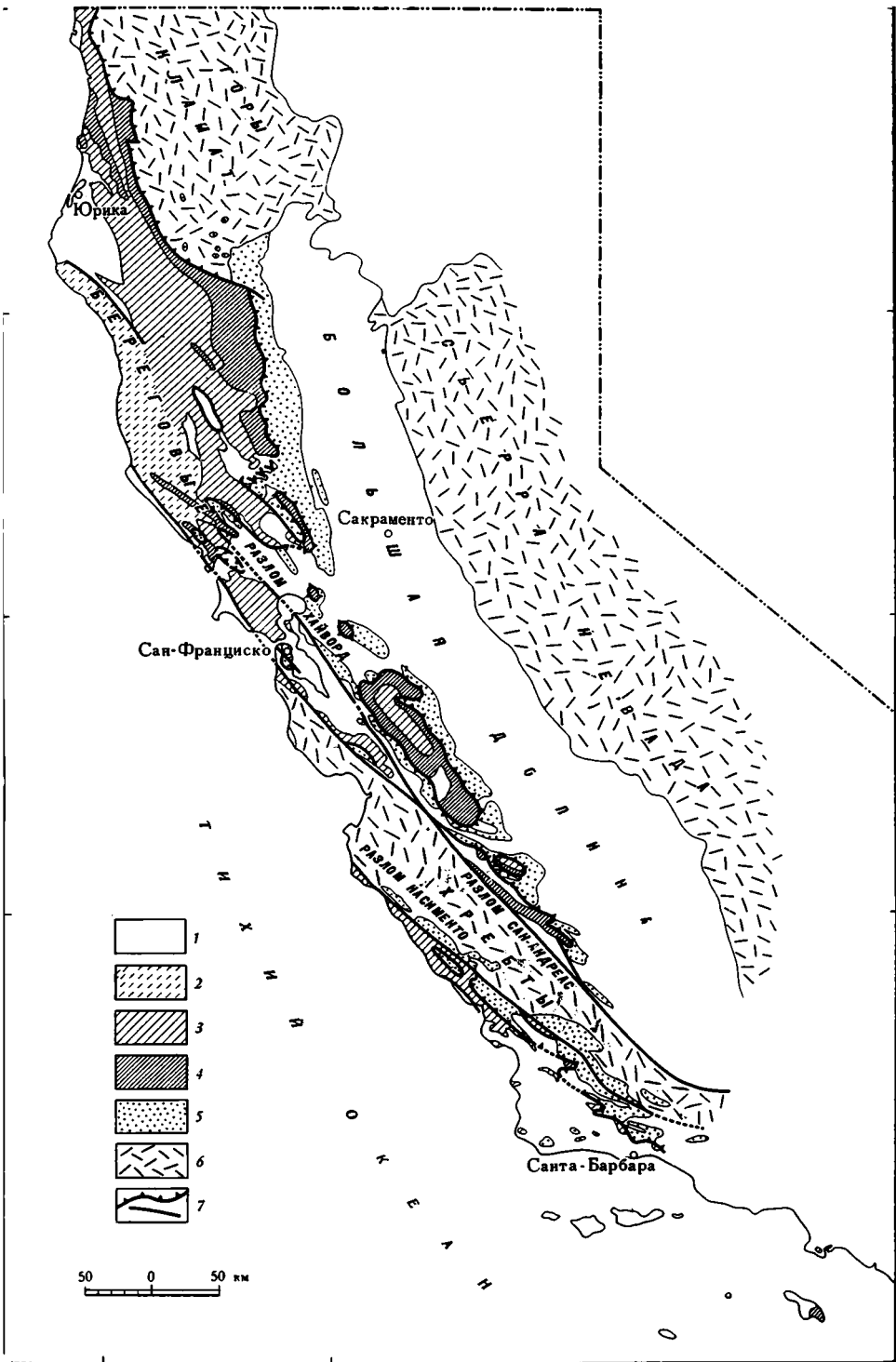


Рис. 1. Карта распределения метаморфических зон в метаграувакках францисканского комплекса (по Blake et al., 1968)

1—послефранцисканские образования. Зоны метаморфизма в граувакках по новообразованным минералам; 2—лаунитовая; 3—пумпеллиновая и 4—лавсонитовая; 5—отложения разреза Большой Долины практически неметаморфизованные; 6—дофранцисканские образования и меловые гранитоиды, прорывающие их (местами кайнозойские отложения не выделены); 7—надвиги и сдвиги

сонитовой зоны под разломом достигают мощности 1—4 км; породы нижней части пумпеллиитовой зоны имеют по крайней мере в два раза большую мощность, хотя она не может быть точно установлена из-за сложных складчатых дислокаций.

Метаморфические образования эклогитовых фаций встречаются в виде тектонических блоков, и, по-видимому, между ними и вмещающими их породами нет прямых генетических связей. Как уже говорилось выше, мы не имеем данных о тектонических условиях формирования этих пород. В одних разрезах эклогиты встречаются в рассланцованных граувакках и сланцах; в других — среди сланцеватых слабометаморфизованных пород и почти повсеместно — в серпентинитах. Часто они встречаются в виде окатанных валунов и гальки, и их форма позволяет предполагать, что они поступили в прогиб вместе с другим обломочным материалом. Эти гальки не имеют четкого стратиграфического положения, но в то же время они встречаются далеко не повсеместно, а лишь в полосе, параллельной береговой линии и расположенной в центральной части области, сложенной францисканскими породами. Вмещающие их породы относятся к пумпеллиитовой зоне метаморфизма. Минералогический состав этих толщ и положение эклогитов в них, как чужеродных тел, указывает на то, что последние образовались далеко от этого района.

Размеры тектонических блоков эклогитов изменяются от нескольких метров до первых сотен метров, но обычно их длина не превышает 50 м. Чаще всего они имеют сферическую форму и встречаются в тонкослоистых хлоритовых и актинолитовых сланцах. Иногда в эклогитах встречаются омфациит и мелкие кристаллы пирита; в большинстве своем это роговообманковые эклогиты, горнблендиты и глаукофановые эклогиты или пироксено-эпидото-глаукофановые гнейсы. Многие разности содержат зерна рутила, местами — пирита и халькопирита. Все породы эклогитовых фаций имеют гнейсовую и кристаллобластовую текстуру. Во многих из них устанавливаются проявления процессов ретроградного метаморфизма, выраженных переходами гранатов в хлориты, рутила в сфен или натриевых пироксенов в глаукофан. Химический и минералогический составы эклогитов и ассоциирующихся с ними пород были детально описаны Р. Колеманом и др. (Coleman et al., 1965), И. Эссенем и У. Файфом (Essene, Fyfe, 1967).

Происхождение метаморфических пород францисканского комплекса еще не получило полного объяснения, но несомненно, что они образовались в результате нескольких различных причин. Цеолитовые включения образовались на больших глубинах. Так как глаукофановые сланцы содержат арагонит, лавсонит и жадеит, т. е. минералы, образующиеся в условиях низких температур и высоких давлений, весьма вероятно, что и эти породы формировались на значительных глубинах, причем происходила быстрая компенсация бассейна осадконакопления и в результате породы постоянно находились на уровне низкотемпературного градиента. Однако обратная метаморфическая зональность под поверхностью покровов не может быть объяснена погружением. По-видимому, тектонические нагрузки при образовании надвига играли важную роль при метаморфизме. Другими словами, породы подверглись воздействию высокого давления без увеличения температур, что, весьма возможно, было характерно в непосредственной близости от плоскости смещения. Таким образом, здесь существовали необходимые физико-химические условия, благоприятные для метаморфических реакций. Этот факт не вызывает сомнений, так как хорошо видно возрастание степени метаморфизма по направлению к зоне наибольших тектонических напряжений — туда, где разрез Большой Долины перекрывает францисканский комплекс или, например, на крайнем севере района, в котором на последние надвинуты образования гор Клатат. Метаморфические сланцы встречаются и там,

где имеются серпентиниты в основании надвига, и там, где их нет, т. е. их происхождение никак не связано с ультрабазитами.

Возраст метаморфических пород датируется радиометрическими определениями, палеонтологическими находками, и весьма вероятно, что он не одинаков для разных частей региона. Однако наиболее точные данные позволяют предполагать одновозрастность глаукофановых сланцев. Эти определения овидетельствуют о том, что они образовались в начале и середине верхнемелового времени и являются синхронными с основным этапом перемещения тектонического покрова.

В метаморфических толщах ниже поверхности аллохтона были встречены пеллециподы *Vuchia*, которые определяют максимальный возраст метаморфизма как позднеюрский — нижнемеловой (валанжинский) (Ghent, 1963; Blake et al., 1967). Фауна встречается в метаморфизованных граувакках с лавсонитом и арагонитом, в то время как одновозрастные образования разреза Большой Долины в аллохтоне с теми же окаменелостями содержат кальцит. Определения абсолютного возраста метаграувакк рубидиево-стронциевым методом равняются  $112 \pm 16$  млн. лет (Peterman et al., 1967). Эти цифры указывают на то, что процессы метаморфизма следовали вскоре после накопления осадков. Подобные определения, сделанные по глаукофановым сланцам западной Калифорнии и сходным породам южного Орегона, дают следующий возраст метаморфизма пород: от 130 до 150 млн. лет (Lee et al., 1964), 125—138 млн. лет (Dott, 1965; Koch, 1966) и 77 млн. лет (Coleman, 1967).

Полученные изотопные измерения, если они точны, свидетельствуют, что глаукофановые сланцы формировались в разных частях региона с поздней юры вплоть до позднего мела (кампана). Образование глаукофановых сланцев до завершения или в течение накопления осадков францисканской толщи подтверждалось наличием обломков этих пород в конгломератах францисканского комплекса (Berkland, 1964; Bailey et al., 1964, стр. 40; Soliman, 1965, стр. 13—14), но эти результаты полевых наблюдений в последние годы были поставлены У. Файфом и Р. Зардини (Fyfe, Zardini, 1967) под сомнение.

## ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история развития западной Калифорнии в позднемезозойское время не заканчивается прекращением накопления геосинклинальных толщ и орогеническими движениями, потому что почти те же амплитуды тектонических движений свойственны и более поздним геологическим эпохам. Основные силы, под воздействием которых образовались тектонические структуры и произошло перемещение океанической коры по направлению на восток под континент, по нашему мнению, не прекратили своих проявлений в позднемеловое время. Скорее всего, в эту эпоху произошла смена направления давлений тектонических сил. Концепция авторов о характере структурной эволюции региона показана на рис. 2. Для более простого восприятия главных тектонических элементов на данных разрезах схематизированы структурные формы, особенно для области распространения францисканского комплекса, а также для сложнослоистого и прорванного гранитными интрузиями пояса Сьерры-Невады.

В период, непосредственно предшествующий позднемезозойской эпохе тектонического развития, которая является предметом описания данной статьи, в киммеридже вдоль западного края континента накапливались геосинклинальные образования современных гор Клатат и Сьерры-Невады. В конце этого периода, в эпоху невадийской складчатости, они подверглись сжатию и деформации. В результате мощных складкообразовательных движений наиболее погруженные образования этого региона подверглись частичному плавлению и образовали гранитную магму.

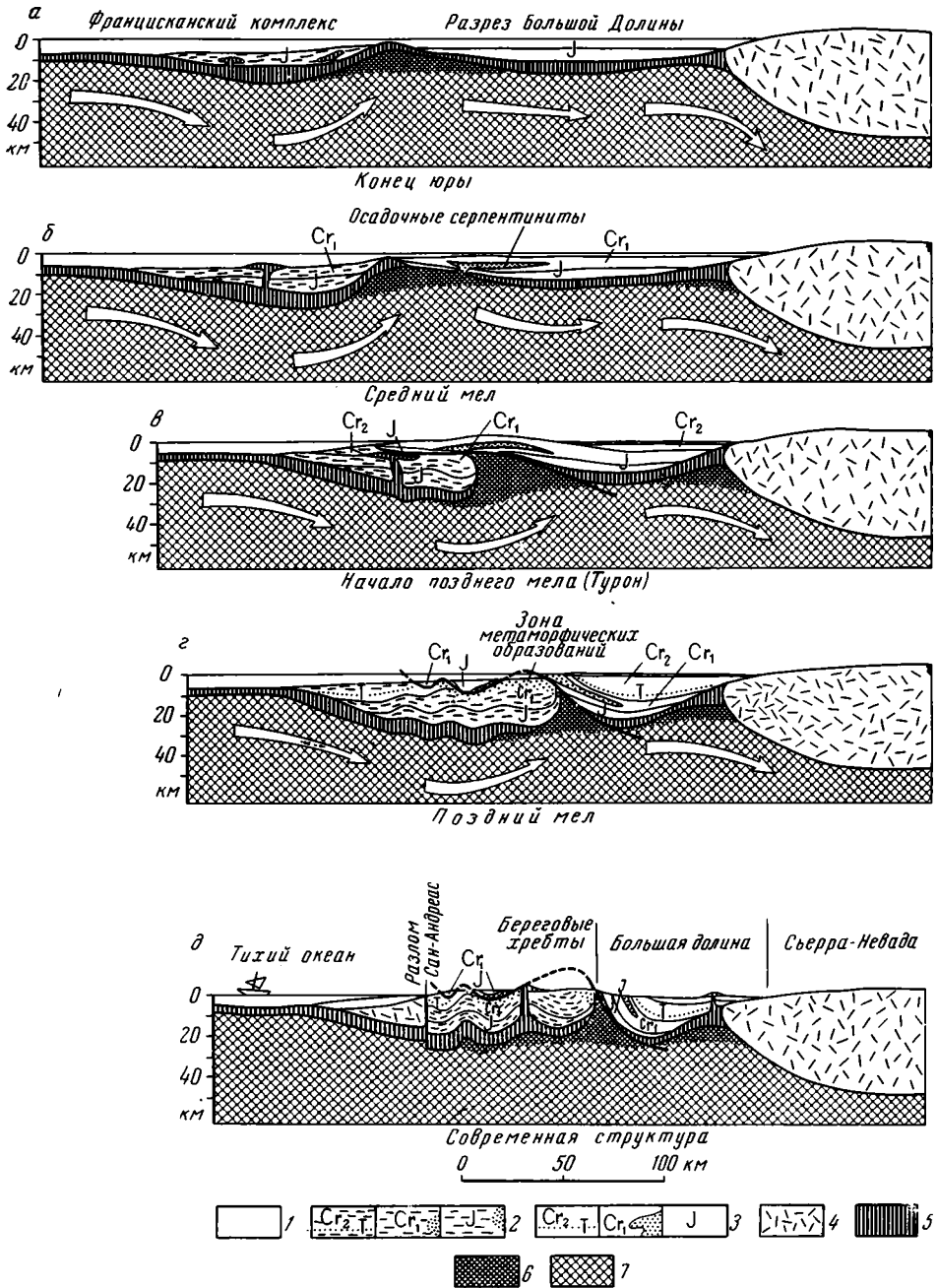


Рис. 2. Схематические поперечные разрезы по 68° вост. широты, приблизительно в 100 км севернее Сан-Франциско.

**а** — конец юры; **б** — средний мел; **в** — начало верхнего мела; **г** — поздний мел; **д** — современная структура.

1 — кайнозойские отложения; 2 — Францисканский эвгеосинклинальный комплекс (точками показаны зоны, где породы метаморфизованы до фаций глаукофановых сланцев; Т — туронские отложения); 3 — разрез Большой Долины (частыми точками показаны линзы осадочных серпентинитов, Т — туронские отложения); 4 — доверхнеюрские породы Сьерры-Невады и граниты, которые их прорывают; 5 — «базальты»; 6 — серпентинизированные ультраосновные породы; 7 — ультраосновные породы



которая интродуцировала складчатые формы в осевой части современных гор, сформировав пояс гранитов огромной протяженности. К западу от осевой части Сьерры-Невады и гор Клатат образования палеозойского и раннемезозойского возраста представлены эвгеосинклинальным комплексом, сложенным граувакками, сланцами, чередующимися с прослоями известняков, основных эффузивов, и кремнистых пород, а также серпентинизированными ультраосновными телами. Эти породы в разной степени метаморфизованы и слагают узкие линейные складки, в целом запрокинутые на запад. Общий характер залегания толщи указывает на то, что они образуют западное крыло крупного синклинория (Bateman, Eaton, 1967). Однако по надвигам по направлению на запад, в центральную часть структуры, произошло перемещение древних пород и они перекрыли более молодые. Этим объясняется наличие палеозойских пород в осевых частях синклинория Сьерры-Невады. Следовательно, для невадийских структур характерен тот же тип деформаций, возможно образовавшихся в результате воздействия тех же тектонических сил, что и для Береговых хребтов, где наиболее четко проявился подвиг морского дна под континент. Так или иначе, седиментация толщ осадков францисканского комплекса и разреза Большой Долины началась вслед за эпохой невадийской складчатости в прибрежных прогибах, где океаническая кора была практически лишена доверхнемезозойского осадочного слоя.

В позднюрское время (в титоне) (рис. 2а) область Клатат — Сьерры-Невады была поднята над уровнем моря и подвергалась размыву. Снос осадочного материала шел на запад, где он накапливался на океанической коре. В пределах прибрежной области располагались два глубоких меридиональных прогиба, разделявшихся узким линейным поднятием, которое прослеживалось приблизительно в 150 км к западу от побережья. Эвгеосинклинальные образования францисканского комплекса выполняли прогиб, расположенный к западу от подводного вала. Сходный, но существенно с большим количеством глинистых осадков разрез Большой Долины формировался у побережья, к востоку от вала.

Во францисканских породах были обнаружены несколько одиночных окаменелостей юрского возраста. Они свидетельствуют, что часть разреза на востоке современной области распространения комплекса сложена породами юры. Несколько экземпляров юрской фауны были обнаружены и на западе области, но поскольку все они встречены в зонах разломов, возможно, что эти породы были перемещены тектоническими движениями на много миль и в автохтоне не обнажаются. В разрезе Большой Долины породы юрского возраста большой мощности широко распространены вдоль ее западной и восточной современной границы.

Фаунистически датированные юрские образования францисканского комплекса представлены граувакками, сланцами, мелкогалечными алевролитами, вулканогенными породами основного состава и многочисленными линзами и прослоями кремнистых пород. Мелкогалечные алевролиты и прослойки яшм большой протяженности, весьма специфические для францисканского комплекса, делают похожей эту часть разреза на юрские породы разреза Большой Долины. Отметим также, что наиболее древние юрские образования разреза Большой Долины имеют больше сходства с эвгеосинклинальным францисканским комплексом, чем с лежащими выше толщами этой фациальной зоны. Они залегают на серпентинитах и представлены основными подушечными лавами и вулканическими брекчиями мощностью более 1000 м, а также кремнистыми породами, переслаивающимися с алевролитами, мелкогалечными алевролитами и редкими прослоями граувакк. Основное различие юрской части разрезов францискана и Большой Долины в том, что в составе первого из них преобладают граувакки. Кроме того, в юрских осадочных породах разреза Большой Долины встречаются обломочные зерна калиевого полевого шпата, совершенно отсутствующие в францисканских

граувакках. Возможно, что калиевые полевые шпаты в последних были полностью замещены в процессе метаморфизма, но, если они совсем отсутствовали, то это минералогическое различие двух описываемых разрезов может служить основным доказательством изоляции бассейнов седиментации подводным поднятием. Последними, наименее резко выраженными различиями этих двух комплексов может служить относительно обогащение кремнеземом вулканогенных пород Большой Долины и, по-видимому, разный тип и происхождение кремнистых пород.

В течение раннемелового времени оба прогиба продолжали опускаться и в них происходило непрерывное накопление осадков (рис. 2б). Во францисканском прогибе продолжались вулканические извержения, на что указывают пачки основных вулканических пород, переслаивающиеся с фаунистически охарактеризованными валанжинскими сланцами в северных Береговых хребтах. Кроме того, в районе Сан-Франциско в кремнисто-вулканогенных породах были обнаружены альбские аммониты.

В прогибе Большой Долины вулканические проявления прекратились еще до конца юрского времени, но в отдельных местах происходило перемещение пластичных серпентинитов сквозь толщу осадков и они образовывали линзы на поверхности морского дна. Подводными течениями серпентинитовые тела размывались и продукты их разрушения отлагались уже как осадочные породы, переслаивающиеся с глинами и в меньшей степени с песком, который приносился в бассейн седиментации с востока.

В конце раннемелового времени песчаные осадки в прогибе Большой Долины постепенно стали преобладать над глинистыми. Они содержали все большее и большее количество обломков калиевых полевых шпатов и биотита, которые поступали с глубоко эродированных батолитов гранитоидов Сьерры-Невады. Несмотря на то, что обломочный материал сносился главным образом с востока и северо-востока, подводные течения равномерно распределяли его в меридиональном направлении с севера на юг, вдоль современного западного края долины р. Сакраменто. Возможно, это была осевая, самая глубокая часть трога.

Имеется ряд данных о том, что подводный вал, разделявший два прогиба осадконакопления, в это время служил преградой для переноса осадков из одного прогиба в другой. Например, все нижнемеловые песчаники разреза Большой Долины имеют в своем составе зерна калиевого полевого шпата, который отсутствует в одновозрастных францисканских породах; правда, это отличие могло возникнуть и в результате метаморфизма. Во-вторых, во францисканских породах размеры обломочных зерен больше, чем в разрезе Большой Долины, чего, безусловно, не было бы в прогибе, удаленном от суши, если бы его не отделяло относительное поднятие. И наконец, в обоих разрезах направления морских течений, которые обычно прослеживаются вдоль наиболее погруженных частей трога, меридиональны и взаимопараллельны. Несомненно, этих данных пока недостаточно для однозначного решения вопроса, и необходимы более детальные исследования состава обломочного материала, прежде чем мы смогли бы утверждать сходство или различие осадков двух смежных разрезов.

На вопрос, что служило источником обломочного материала для францисканского комплекса, еще не получено достаточно удовлетворительного ответа. Если бы францисканский прогиб не имел преград, отделявших его от прогиба Большой Долины, то областью сноса осадков могла бы быть Сьерра-Невада. Если Сьерра-Невада не была источником материала, то часть граувакковых осадков могла быть снесена с подводного поднятия морскими течениями. Подводный вал не был достаточно поднят над уровнем морского дна, поэтому граувакки содержат большой процент обломков кварца, который практически отсутствует в океанических эффузивах и, следовательно, заметные количества осадков, если не все, были принесены в бассейн откуда-то еще. Надо отме-

тить, что сопредельная с францисканским прогибом северная часть гор Кламат в это геологическое время была погружена под уровнем моря и не могла служить источником обломочного материала для формирования граувакковых толщ. Весьма характерно и то, что интрузии в горах Кламат бедны калиевыми полевыми шпатами, в отличие от щелочных интрузий Сьерры-Невады, в результате размыва которых формировались осадки прогиба Большой Долины. Во францисканский прогиб через район Кламат реками и дождевыми потоками, возможно, приносился осадочный материал — песок и илы — с высоко поднятой части континента, располагавшейся далеко на востоке.

В эпоху нижнего мела, одновременно с процессами седиментации в прогибах, подкоровым конвекционным течением восточного направления область формирования францисканских толщ постепенно смещалась в сторону подводного вала. Таким образом, современная зона распространения францисканских пород этого возраста во время осадконакопления была западнее, а после поддвига ее крайняя восточная часть подверглась сжатию. Непрекращавшиеся движения привели к надвиганию на францисканские породы разреза Большой Долины и образованию плоскости надвига между ними. В основании разреза Большой Долины вдоль этой плоскости прослеживались серпентиниты, а некоторые тела последних местами залегали в виде апофиз и среди пород этого разреза (рис. 2*в*).

Судя по современному положению разрезов, после средне мелового и до поздне мелового времени произошло надвигание разреза Большой Долины на францисканский комплекс по меньшей мере на 75 км. Именно в это время францисканские породы в автохтоне были метаморфизованы до фации глаукофановых сланцев, причем наиболее измененные образования были непосредственно ниже надвига (рис. 2*г*). В самых восточных разрезах метаморфических францисканских пород была встречена фауна валанжина, и поэтому мало вероятно, что образование покровы произошло раньше этого времени. Так как глаукофановые сланцы на западе, вероятно, имеют более древний геологический возраст, возможно, что в этих районах встречаются толщи, формирование которых закончилось непосредственно перед перекрытием их аллохтоном.

В течение поздне мелового времени процессы седиментации продолжались в обоих прогибах. Во францисканском прогибе, севернее Сан-Франциско, в туроне и, возможно, кампане происходило накопление мощной толщи песчаных осадков, содержащих калиевые полевые шпаты. В это время формировались также прослой конгломератов, включающих гальку серпентинитов и кристаллических сланцев. Состав осадочного материала позволяет предполагать, что верхнемеловые отложения францисканского комплекса вдоль западной границы северной Калифорнии образовались в результате подводного разрушения юрских и нижнемеловых пород разреза Большой Долины. Они слагали передовую и верхнюю часть пластины надвига, ниже которой были расположены выходы небольших по размерам тел серпентинитов и кристаллических сланцев. Для северной части францисканского прогиба в это геологическое время были характерны лишь редкие вулканические извержения.

Для этого же интервала времени в районах, расположенных к югу от Сан-Франциско, условия осадконакопления францисканских толщ были иными. Песчаные осадки в прогибе здесь содержат очень мало калиевых полевых шпатов; вулканические проявления были распространены широко и местами сопровождалась образованием кремнистых пород и кое-где мелководных известняков. Еще дальше на юг, в южных Береговых хребтах, южнее разлома Насименто, францисканский комплекс сложен осадочными и вулканическими породами, но фаунистически плохо датирован и изучен недостаточно.

В прогибе Большой Долины осадконакопление было непрерывным и не имеет следов проходившего в то время перемещения аллохтона. Одна

ко уже в среднемеловое время почти не поступало осадков с подводного вала и, по-видимому, ось прогиба песколько сместилась по направлению на восток. Вероятно, в эту эпоху происходило трансгрессивное перекрытие молодыми отложениями западной части блока Сьерры-Невады. В некоторых частях прогиба в позднекампанское время были крупные подводные оползни, в которых встречаются блоки пород с фауной альбского яруса, но тем не менее нигде в разрезе нет стратиграфических и угловых несогласий. В прогибе накапливались преимущественно песчаные осадки, содержащие калиевые полевые шпаты и биотит, количество которых заметно увеличивается в более молодых позднемеловых толщах.

В самом конце верхнемелового времени, когда по надвигу, прослеживающемуся по границе двух фашиальных зон, прекратились тектонические перемещения, основные структуры региона были осложнены крупным сдвиговым смещением по разломам типа Сан-Андреас, а так же дифференцированным поднятием и эрозией (рис. 2е). Основной надвиг, который первоначально был весьма пологим, сейчас после неоднократных поднятий и складчатости по западной границе Большой Долины имеет крутые углы наклона и во многих местах почти вертикальный. Местами вдоль этой границы наблюдаются структуры диапирового типа, ядра которых сложены францисканским комплексом, обрамленные со всех сторон серпентинитами и крутыми плоскостями надвига. Западнее, где широко развиты крутые сдвиги типа Сан-Андреас, расположена, по-видимому, отдельная пластина пород разреза Большой Долины, которая отделена от окружающих ее францисканских пород плоскостью надвига, имеющей в целом крутые наклоны. Наличие серпентинитов и глаукофановых сланцев, особенно в том случае, когда они подстилают отложения Большой Долины, помогает отличать надвиги от сбросов или сдвигов. В тех местах, где отсутствуют серпентиниты или кристаллические сланцы на границе между двумя разрезами, в принципе нельзя утверждать, какого типа разломы их разделяют — надвиги или сдвиги.

В заключение интересно отметить различия позднемезозойской складчатости Береговых хребтов и мезозойской (невадийской) складчатости Сьерры-Невады — Кламат, хотя в эти эпохи образовались сходные структурные формы. Основным отличием более молодых надвигов вдоль края континента в Калифорнийских Береговых хребтах является то, что они не представляют собой эпизодических структур, которые возникли в результате развития батолитов гранитоидов, как это было в Сьерре-Неваде и горах Кламат. Кроме того, складчатость в Береговых хребтах сопровождалась образованием глаукофановых сланцев, в то время как в блоке Сьерра-Невада — Кламат метаморфические породы представлены высокотемпературными контактовыми образованиями и фациями хлоритовых сланцев. Эти основные различия двух эпох мезозойской складчатости зависят от общего количества глубинного тепла, необходимого при метаморфизме и плавлении пород коры при образовании гранитной магмы батолитов. Осадочные и вулканогенные образования данных двух регионов имеют приблизительно одинаковую радиогенную теплоемкость (около  $3 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup>·сек, Wollenberg et al., 1967; Wollenberg, Smith, 1968). Количество тепла, которое увеличивается с глубиной в нормальных условиях, в большинстве своем поглощается призмой осадочных пород, и, каков был тепловой баланс в мезозое, установить невозможно. Если предположить, что глубинный тепловой поток в регионе Сьерра-Невада — Кламат и Береговых хребтов был одинаков, то различия в его проявлениях надо искать в длительности процессов поддвига и образовании крупного перекрытия. Разница эффектов проявлений теплового потока в этих двух районах, возможно, объясняется быстротой накопления осадков и типом деформаций в Береговом хребте, где образование поддвига завершилось еще до установления теплового равновесия и обычного для геосинклиналей уровня теплового потока.

## Литература

- Bailey E. H., Irwin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of western California. California Dis. Mines and Geol. Bull., 183, 1964.
- Bateman P. C., Eaton J. P. Sierra Nevada batholith. Science, v. 158, No. 3807, 1967.
- Berkland J. O. A trip to Alder Creek — Notes on the geology of the Alder Creek area near Point Arena, California. California Div. Mines and Geology Mineral Inf. Service, v. 17, No. 8, 1964.
- Blake M. C. Jr., Irwin W. P., Coleman R. G. Upside — down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon, in Geological Survey research 1967. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 575-C, 1967.
- Blake M. C., Irwin W. P., Coleman R. G. Blueschist facies metamorphism related to regional thrust faulting. Internat. Geol. Cong., 23d, Prague, 1968.
- Bloxam T. W. Glaucophane — schists and associated rocks near Valley Ford, California. Amer. J. Sci., v. 257, No. 2, 1959.
- Bloxam T. W. Jadeite-rocks and glaucophane-schists from Angel Island, San Francisco Bay, California. Amer. J. Sci., v. 258, No. 8, 1960.
- Coleman R. G. Glaucophane schists from California and New Caledonia. Tectonophysics, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Coleman R. G., Lee D. E. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero, California. Amer. J. Sci., v. 260, No. 8, 1962.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogidero area, California. J. of Petrology, v. 4, No. 2, 1963.
- Coleman R. G., Lee D. E., Beatty, L. B., Brannock W. W. Eclogites and eclogites — Their differences and similarities. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, No. 5, 1965.
- Dott R. H., Jr. Mesozoic-cenozoic tectonic history of the southwestern Oregon coast in relation to Cordilleran orogenesis. J. Geophys. Res., v. 70, No. 18, 1965.
- Ernst W. G. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 76, No. 8, 1965.
- Ernst W. G., Seki Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes. Tectonophysics, v. 4, No. 4—6, 1967.
- Essene E. J., Fyfe W. S. Omphacite in California metamorphic rocks. Contribs. Mineralogy and Petrology, v. 15, No. 1, 1967.
- Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California. Beitr. Mineralogie u. Petrographie, v. 11, No. 7, 1965.
- Fyfe W. S., Zardini R. Metaconglomerate in the Franciscan Formation near Pacheco Pass, California. Amer. J. Sci., v. 265, No. 9, 1967.
- Ghent E. D. Fossil evidence for maximum age of metamorphism in part of the Franciscan Formation, northern Coast Ranges, California. California Div. Mines and Geology Spec. Rept., 82, 1963.
- Ghent E. D. Glaucophane — schist facies metamorphism in the Black Butte area, northern Coast Ranges, California. Amer. J. Sci., v. 263, No. 5, 1965.
- Koch J. G. Late Mesozoic stratigraphy and tectonic history, Port Oxford — Gold Beach area, southwestern Oregon coast. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 50, No. 1, 1966.
- Lee D. E., Thomas H. H., Marvin R. F., Coleman R. G. Isotopic ages of glaucophane schists from the area of Cazadero, California, in Geological Survey research 1963. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 475-D, 1964.
- McKee Bates. Aragonite in the Franciscan rocks of the Pacheco Pass area, California. Amer. Mineralogist, v. 47, No. 3—4, 1962.
- McKee Bates. Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in central California. Amer. J. Sci., v. 260, No. 8, 1962.
- McKee Bates. Knoxville — Franciscan contact near Paskenta, western Sacramento Valley, California (abs.). Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 87, 1966.
- Moore J. G. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Amer. J. Sci., v. 263, No. 1, 1965.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Coleman R. G., Snavely P. D. Jr.,  $Sr^{87}/Sr^{85}$  ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. Earth and Planetary Sci. Letters, v. 2, No. 5, 1967.
- Soliman S. M. Geology of the east half the Mount Hamilton quadrangle, California. California Div. Mines and Geol. Bull. 185, 1965.
- Wollenberg H. A., Smith A. R., Bailey E. H. Radioactivity of Upper Mesozoic graywackes in the northern Coast Ranges, California. J. Geophys. Res., v. 72, No. 16, 1967.
- Wollenberg H. A., Smith A. R. Radiogeologic studies in the central part of the Sierra Nevada batholith, California, J. Geophys. Rev., v. 73, No. 4, 1968.

УДК 551.240

Л. П. ЗОНЕНШАИН  
О МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В настоящее время к миогеосинклиналям относятся две совершенно различные категории геосинклинальных структур. Первая категория отвечает первоначальному определению миогеосинклинали Г. Штильте и характеризуется: а) расположением в краевых частях геосинклинальных областей по границе с платформами; б) отсутствием магматических проявлений и метаморфизма; в) преобладанием платформенных формаций; г) наложенностью складчатости; д) развитием на платформенном основании. Геосинклинальные зоны второй категории: а) расположены во внутренних частях геосинклинальных областей; б) обладают слабым начальным магматизмом и интенсивным синорогенным и субсеквентным магматизмом, метаморфизм местами весьма значительный; в) сложены типично геосинклинальными, в основном терригенными формациями; г) характеризуются длительным и унаследованным процессом складчатости. Эти зоны близки к эвгеосинклиналям и представляют, возможно, их разновидность. Следует применять термин «миогеосинклиналь» только для геосинклинальных зон первого типа, геосинклинальные зоны второго типа предлагается именовать терригенными. Миогеосинклинали свойственны линейным складчатым системам, терригенные геосинклинали — областям с мозаичным строением.

Хорошо известно, что геосинклинальные складчатые системы в поперечном разрезе распадаются на ряд зон, имеющих специфические отличия друг от друга. Несомненно, что эта зональность отражает неоднородное строение глубинных частей земной коры. Геолог же, расшифровывая зональность, обращает внимание прежде всего на внешние признаки: состав геологических формаций, слагающих те или иные зоны, характер и интенсивность магматических проявлений, степень метаморфических изменений, особенности складчатости. Давно уже установлено, что в геосинклинальных областях прослеживаются зоны, в которых на поверхность часто выведен какой-либо один комплекс геологических образований, например флиш, моласса, карбонатные толщи или накопления подводных вулканитов. В соответствии с этим некоторые классификации предусматривают разделение геосинклинальных областей на молассовые, флишевые, карбонатные и другие геосинклинали (Муратов, 1962).

Вместе с тем неоднократно предпринимались попытки произвести такую типизацию геосинклинальных зон, которая являлась бы единой для всех геосинклинальных областей. Большое признание в свое время получила концепция двухстороннего орогена Кобера (Kober, 1928), предусматривающая разделение складчатых сооружений (орогенов) на систему параллельно вытянутых зон (экстерниды, интерниды, метаморфиды, централиды), которые последовательно сменяют друг друга по мере движения от кратона (кратогена, по Коберу) в глубь геосинклинальной области и далее к другому кратону в обратном порядке. Эта концепция до сих пор пользуется поддержкой многих геологов (в чистом виде, например, у Крауса, — Kraus, 1961), а в нашей литературе получила развитие в одной из работ В. Е. Хаина (1964).

По-существу, то же зональное районирование, считающееся более или менее универсальным для всех складчатых систем, вытекает из ра-

спространенного сейчас разделения геосинклинальных областей на миеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны.

Впервые в 1940 г. Г. Штилле (1964) ввел понятие о миеосинклиналях, противопоставив их эвгеосинклиналям, причем он включал как мие-, так и эвгеосинклинали в состав ортогеосинклиналей (или истинных геосинклиналей). Эта схема получила широкое распространение как за рубежом, так и у нас, особенно после выхода в свет работы М. Кэя (1955), посвященной геосинклиналям Северной Америки<sup>1</sup>.

Однако за последнее время к миеосинклиналям, с одной стороны, стали относиться весьма различные по своему типу структурные зоны, а с другой, — наметилась тенденция, в соответствии с которой по существу ликвидируется разделение геосинклинальных областей на мие- и эвгеосинклинальные зоны, а говорится лишь о смене во времени мие- и эвгеосинклинальных режимов или стадий развития. В особенности противоречиво понимаются миеосинклинали. Эти обстоятельства побуждают рассмотреть более обстоятельно вопрос о миеосинклиналях, тем более что это, как увидим ниже, имеет немаловажное значение для общей концепции строения геосинклинальных областей.

Необходимость рассмотрения этого вопроса вытекает также из того, что именно разделение на эв- и миеосинклинальные зоны кладется в основу тектонического районирования крупных территорий (например, на Тектонической карте Европы и на подготавливаемой к изданию Тектонической карте мира).

Прежде всего надо отметить, что понятия «миеосинклиналь» и «эвгеосинклиналь» относятся лишь к самим геосинклинальным прогибам или зонам. Они не охватывают разделяющие эти прогибы различные поднятия (геоантиклинальные зоны, срединные массивы). Только в недавно вышедшей на русском языке работе Ж. Обуэна (1967) сделана попытка классифицировать поднятия по их принадлежности к мие- или эвгеосинклиналям.

В соответствии с первоначальным определением Г. Штилле в основу разделения эв- и миеосинклинальных зон в качестве главного признака положена интенсивность магматических проявлений, в частности так называемого начального вулканизма, но, кроме того, учитываются и некоторые другие факторы. Г. Штилле пишет: «Однако, если начальный вулканизм и характерен для ортогеосинклинальной системы, то он никоим образом не проявляется во всех ее зонах. Об этом свидетельствуют почти все геосинклинальные системы земли. Прежде всего он отсутствует во внешних зонах, т. е. в тех зонах, которые подверглись складчатости лишь в более поздние фазы. В этом смысле внутри понятия „ортогеосинклиналь“ оказывается важным введение понятия об „эвгеосинклинальном“ („вполне геосинклинальном“) состоянии, характеризующемся высокой геосинклинальностью, особенно подчеркнутой благодаря проявлениям начального магматизма, в отличие от „миеосинклинального“ („менее геосинклинального“) состояния, при котором отсутствует начальный магматизм... Эвгеосинклинальные пространства... были охвачены более ранней складчатостью, при этом шире и значительно интенсивнее. Из них возникают «внутренние зоны», к которым позднее причисляются „внешние зоны“, лишенные начального магматизма» (1964, стр. 215).

Из этого определения следует, что в основу разделения на эв- и миеосинклинали положено несколько особенностей. Эвгеосинклиналям свойственны: а) присутствие начального магматизма; б) более ранняя

<sup>1</sup> Интересно, что Г. Штилле в последующих своих работах не пользовался терминами эв- и миеосинклиналь. Он выделил эти зоны в приложении к Северной Америке, однако в принадлежащих ему синтетах каледонид и варисцид Европы мы не находим упоминания об эв- и миеосинклиналях.

складчатость; в) внутреннее положение. Миогеосинклинали, напротив, характеризуются: а) отсутствием начального магматизма; б) более поздней складчатостью; в) внешним, краевым положением в складчатой системе.

М. Кэй (1915) несколько по-другому трактует определение Г. Штилле, говоря о том, что эти термины можно употреблять совершенно свободно, имея в виду одну лишь вулканическую основу для их различия. В этом смысле, по М. Кэю, эвгеосинклиналь есть поверхность, глубоко опущенная в поясе с активным вулканизмом, тогда как миогеосинклиналь — та же поверхность в поясе, лишенном вулканизма. Тем самым из перечисленных выше трех признаков различия эв- и миогеосинклиналей М. Кэй считает наиболее существенным только один — магматизм. В этом кроется то, что термин «миогеосинклиналь», как увидим ниже, применяется для обозначения различных по своему типу структурных элементов.

А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Ханн в известной работе (1963), следуя за Г. Штилле, отмечают те же три признака различий между эв- и миогеосинклиналями, добавляя к ним еще два: более энергичные складчатость и метаморфизм в эвгеосинклиналях и более умеренные — в миогеосинклиналях. Вместе с тем вводятся и некоторые оговорки в отношении положения в складчатой системе и времени замыкания зон. Подчеркивается, что «большой частью» или «обычно» (но не всегда) эвгеосинклинали занимают внутреннее положение, а миогеосинклинали — окраинное, а процесс замыкания начинается в эвгеосинклиналях и завершается в миогеосинклиналях.

Ж. Обуэн, недавно подробно рассмотревший учение о геосинклиналях (1967), в качестве основных структурных единиц выделяет «бипару»: эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь, понимая их строго в соответствии с первоначальным определением Г. Штилле.

В качестве типичных примеров эвгеосинклиналей обычно называются каледониды Норвегии и Шотландии, восточные зоны варисского Урала, внутренние части Аппалач, внутренние зоны Альп и Динарид. Примерами миогеосинклиналей большей частью служат внешние зоны Аппалач, западный склон Урала, Бетгийская кордильера Испании, Динантский прогиб Бельгии, внешние зоны Альп. Нетрудно заметить, что все эти примеры относятся к определенной категории геосинклинальных систем, которые отличаются резко выраженной линейностью, расположением вдоль границ с платформами (кратонами), четкой вергентностью (полярностью).

В то же время существуют иные складчатые сооружения, в частности мозаичный палеозойский складчатый пояс Центральной Азии, включающий структуры Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области, Монголии, Забайкалья, Северного и Западного Китая. Сравнительно недавно понятия «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» стали прилагаться для обозначения отдельных геосинклинальных зон этого пояса. Особенно последовательно это проведено для Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня А. А. Богдановым (1965) и для Китая Хуан Цзи-цинем и др. (1965).

А. А. Богданов, применяя термин «миогеосинклиналь» к палеозоидам Казахстана и Средней Азии, считает, что необходимо вкладывать в этот термин новое содержание. А. А. Богданов считает, что для миогеосинклиналей по сравнению с эвгеосинклиналями характерны: меньшая подвижность, ослабленный («андезитовый») магматизм, резкое преобладание осадочных формаций, относительно слабый метаморфизм и сравнительно простые формы линейной складчатости. Однако, по мнению А. А. Богданова, два положения из выдвигаемых Г. Штилле не могут рассматриваться в виде «руководящих» признаков при выделении эв- и миогеосинклинальных зон, — это их центральное или более краевое



положение в геосинклинальной области и различное время вовлечения в складчатость. Напротив, А. А. Богданов приходит к выводу, что для каждой эпохи характерно свое расположение эв- и миогеосинклинальных зон, которые могут даже меняться местами, а в размещении эв- и миогеосинклинальных зон на площади существенное значение имеют не только их рамы в виде древних платформ, но и возникающие в их центральных частях срединные массивы (ядра консолидации). В качестве миогеосинклинальных зон выделяются Джунгаро-Балхашская область и геосинклинальная зона западной части Центрального Казахстана — северного Тянь-Шаня.

Хуан Цзи-цин понимает миогеосинклинали примерно так же, как и А. А. Богданов. Согласно определению этого китайского геолога, для миогеосинклиналей Китая характерно преобладание мелководных фаций, обычные кластические породы, магматическая деятельность очень слабая, но не отсутствует вовсе. Как правило, нет только основных и ультраосновных пород, гранитоиды же иногда на стадии инверсии играют важную роль. Региональный метаморфизм не выражен, зоны глубинного метаморфизма обычно (но не всегда) отсутствуют. Полная инверсия происходит сравнительно поздно. Что касается пространственного сочетания эв- и миогеосинклинальных зон, то, по мнению Хуан Цзи-цина, могут быть различные соотношения: либо они чередуются на площади, либо изолированы друг от друга, либо разделены зонами поднятий. Типичной миогеосинклиналью Хуан Цзи-цин считает Северный Циньинь. Как видно из сказанного выше, Хуан Цзи-цин также не стигает определяющим для миогеосинклиналей их краевое положение в геосинклинальной области. Важно и то, что миогеосинклиналям Китая свойственно в той или иной мере интенсивное проявление магматизма, правда, только кислого.

Геосинклинальные зоны, характеризующиеся ослабленным основным магматизмом и подобные тем, которые А. А. Богданов и Хуан Цзи-цин относят к миогеосинклиналям, не единичны в складчатом поясе Центральной Азии. К ним принадлежат также позднекаледонские геосинклинальные системы Западного Саяна и Горного Алтая или поздневарисская Хангай-Хэнтэйская зона Монголии и Восточного Забайкалья. Вместе с тем, если сравнить типичные миогеосинклинали с геосинклинальными зонами складчатого пояса Центральной Азии, выделяемыми в качестве миогеосинклинальных, то мы обнаружим между ними крайне мало общего. Мощная карбонатная серия, сменяемая в последующем флишем и молассой в первых из них, и однообразные терригенные и терригенно-кремнистые накопления во вторых; почти полное отсутствие магматической деятельности в первых и обязательное присутствие магматических проявлений, особенно интрузивного гранитного магматизма во вторых; узкие линейные структуры, сопровождаемые обычно шарьяжами и надвигами в первых и широкие крупные часто изометричные ячеистые структуры во вторых; четкое краевое положение по отношению к геосинклинальной области в первых и, напротив, внутреннее положение во вторых и т. д. — все это указывает на принципиальные отличия между этими зонами, которые, как мы видели, объединяются в одну категорию миогеосинклинальных зон.

Таким образом, существуют два понимания термина «миогеосинклиналь». Первое из них отвечает первоначальному определению Г. Штилле, — в частности, оно подразумевает полную амагматичность и обязательное внешнее, краевое положение миогеосинклинальной зоны на границе с платформой. В соответствии со вторым толкованием миогеосинклинали отличаются несравненно большей подвижностью, они магматичны и занимают большей частью внутреннее положение в геосинклинальной области. Что касается эвгеосинклиналей, то в отношении их как будто существует полное единство в трактовке. Ниже несколько

подробнее необходимо разобрать особенности строения и развития обоих типов зон, относимых к миогеосинклиналиям.

**Геосинклинальные зоны первого типа или «кстинные»** миогеосинклинали недавно были подробно рассмотрены автором в совместной статье с В. П. Поникаровым и А. К. Уфляндом (1966). В этой статье доказывается, что внешние, миогеосинклинальные зоны складчатых областей входят в состав так называемых краевых систем, протягивающихся вдоль границ между платформами и геосинклинальными областями и представляющих собой пограничные образования. Наиболее характерные черты краевых систем, а следовательно, и входящих в их состав миогеосинклинальных зон состоят в том, что они, во-первых, закладывались на платформенном основании, а во-вторых, сложены преимущественно формациями платформенного типа, причем почти всегда сами миогеосинклинальные зоны образованы теми же формациями, что и прилежащие к ним платформенные склоны. Наиболее типичны для краевых систем (и миогеосинклиналей) различные карбонатные формации, которые могут сменяться в верхних частях флишем, а затем молассой. Миогеосинклинальные зоны этого типа по- существу лишены магматизма. Самое основное и чуть ли не единственное отличие этих миогеосинклинальных зон от типичных платформенных образований заключается в их интенсивной складчатости, выраженной всегда весьма эффектно, с многочисленными покровами, узкими тектоническими чешуями, явлениями гравитационной складчатости. Именно благодаря интенсивной складчатости эти зоны всегда включались в состав геосинклинальных областей, хотя вернее было бы включать их только в состав складчатых сооружений. В рассматриваемых зонах складчатость представляет собой явление вторичное и наложенное, оторванное от седиментации. Действительно, складкообразовательный процесс в миогеосинклинальных зонах проявился только на самых последних моментах их развития, только после образования краевого прогиба (когорый, кстати, также является частью краевой системы) и отложения молассы. Обычно вся мощная последовательность отложений миогеосинклинальных зон лишена каких-либо несогласий и смята только одной складчатостью. Складчатость миогеосинклиналей значительно запаздывает по сравнению со складчатостью внутренних эвгеосинклинальных зон. Она представляет собой последнюю стадию тектонических деформаций, начинающихся во внутренних частях геосинклинальной области и волнообразно распространяющихся затем к ее периферии, в сторону платформы, где складчатость, если можно так выразиться, разбивается о жесткий цоколь и затухает. Таким образом, в данном случае складчатость как определяющий признак для тектонического районирования не может учитываться. Основным здесь должен являться анализ геологических формаций. А он показывает, что миогеосинклинальные зоны рассматриваемого типа по- существу геосинклинальными не являются, поскольку они сложены платформенными формациями, практически лишены магматических образований, не несут в себе никаких признаков глубинного метаморфизма. Примечательно, что характер изменения фаций и мощностей миогеосинклинальных зон также близок к платформенному.

Многие из отмеченных выше особенностей миогеосинклиналей были справедливо подчеркнуты ранее Г. П. Леоновым (1964).

Указывалось, что миогеосинклинали вместе с другими частями краевых систем закладываются на консолидированном основании, будь то кристаллический фундамент древних платформ или складчатые сооружения фундамента молодых платформ. Самое главное заключается в том, что этот фундамент в процессе развития миогеосинклинальных зон не испытывает какого-либо существенного раздробления. Только этим можно объяснить полную или почти полную амагматичность миогеосинкли-

налей. Следовательно, миогеосинклинали — это такие части геосинклинальной области, которые не испытали на себе непосредственного воздействия глубинных процессов. Отсюда закономерен и другой вывод: миогеосинклинали в тектоническом отношении представляют собой относительно пассивные зоны, т. е. тектонические процессы не зарождаются в них самих, а индуцируются извне<sup>1</sup>, скорее всего из смежных эвгеосинклинальных зон.

Типичным примером миогеосинклиналей является прогиб Южных Аппалачей в ставшем уже классическим их сечении от Аппалачского плато через провинцию «Долин и Хребтов» до Голубого хребта. Не менее показателен разрез через Уральскую миогеосинклиналь в том виде, как она показана на Тектонической карте Европы (исключая Зилаирский синклиний, который по новейшим данным находится, по-видимому, в аллохтонном залегании). Подавляющее большинство кайнозойских геосинклинальных систем сопровождается по периферии типичными миогеосинклиналями. Достаточно напомнить Альпийскую миогеосинклиналь, охватывающую Субальпийские цепи и автохтон Гельветской зоны и отделенную от внутренней эвгеосинклинали цепочкой внешних кристаллических массивов. В грубой схеме общая последовательность геологических формаций во всех этих миогеосинклиналях, а также в других, им подобных, сравнительно проста: после длительного накопления однообразных карбонатных осадков платформенного типа, выстилающих полностью краевые системы, как на платформенном склоне, так и в миогеосинклинальной зоне, следует, как правило, флиш, свойственный уже только миогеосинклинальной зоне, а затем моласса, выполняющая осевые части краевой системы, собственно сам краевой (молассовый) прогиб.

Геосинклинальные зоны второго типа резко отличаются от «истинных» миогеосинклиналей. Рассмотрим основные особенности их строения и развития на двух более знакомых автору примерах: позднекаледонской Западно-Саянской геосинклинали и поздневарисской Хангай-Хэнтэйской геосинклинали.

Западно-Саянская геосинклиналь (см. работы В. А. Кузнецова, Г. А. Кудрявцева, Н. С. Зайцева, И. И. Белостоцкого и др., И. Н. Казакова, Л. П. Зоненшайна) имеет форму резко вытянутого в северо-восточном направлении овала, со всех сторон обрубленного зонами глубинных разломов. Эти разломы отделяют позднекаледонские структуры Западного Саяна от обрамляющих его с севера и юга областей раннекаледонской (салаирской) складчатости фундамента Минусинских котловин и Тувы. Каледониды Западного Саяна на западе переходят в сходные с ними по строению каледониды Горного Алтая, а те, дугообразно изгибаясь, сменяются в свою очередь на юге аналогичными сооружениями Монгольского Алтая. В общих чертах Западный Саян имеет простое синклинальное строение. По его краям прослеживаются два крупных поднятия — антиклинория: Джебашский и Кургушибинский, а внутренняя часть занята глубоким прогибом — Западно-Саянским синклинием. Антиклинории сложены докембрийскими метаморфическими толщами, офиолитовыми поясами нижнего, может быть среднего кембрия и метаморфизованными песчано-сланцевыми образованиями среднего-верхнего кембрия. Западно-Саянский синклиний выполнен мощной колонной терригенных пород, среди которых главную роль играют ордовикские отложения. Соотношения терригенного комплекса синклиория с преимущественно терригенными образованиями антиклинориев разные исследователи толкуют различно. В соответствии с одной точкой зрения в основании ордовикских или верхнекембрийских

<sup>1</sup> Примерно о таком же процессе индукции пишет в недавно вышедшей работе Ю. М. Пушаровский (1969).

отложений присутствует крупное регионально выдержанное несогласие и перерыв, по другой — вся серия пород, слагающая Западно-Саянскую геосинклиналь, от кембрия (или позднего докембрия) до силура (нижнего, а местами и верхнего) пластуется между собой в целом согласно. Однако на антиклинориях, как древних поднятиях, появляются многие частные несогласия и перерывы, исчезающие при переходе во внутренние части Западно-Саянского синклинория. Эти несогласия фиксируют, что антиклинории испытали складчатость и превратились в геоморфологически выраженные поднятия уже перед верхним кембрием и, во всяком случае, перед ордовиком. Территория же Западно-Саянского синклинория в ордовике и нижнем силуре, а местами и в верхнем силуре продолжала усиленно прогибаться (в соответствии с одним мнением — наложено на образования предшествующей эпохи, в соответствии с другим — унаследованно начиная с раннего кембрия или даже позднего докембрия). Складкообразование и замыкание прогиба Западно-Саянского синклинория началось где-то на рубеже нижнего и верхнего силура и закончилось перед девонем. Процесс замыкания и складчатости Западно-Саянской геосинклинали был унаследованным и длительным. Сначала испытали складчатость ее краевые части, которые превратились в краевые антиклинории (поднятия), а затем складчатость распространилась во внутренние части, причем в этих последних складчатости вначале подверглись периферические зоны, а затем уже осевые, наиболее прогнутые участки. В соответствии с этим Западный Саян имеет форму огромного горст-синклинория (как назвал ее В. Е. Хаин).

Самая примечательная особенность строения Западного Саяна состоит в том, что он сложен мощным (до 12 км) и необычайно монотонным терригенным комплексом, который автором в свое время был описан под названием внутригеосинклинальной терригенной формации. Только раннекембрийские (вместе с позднекембрийскими — вендскими) отложения имеют отличный состав, они представлены офиолитовыми образованиями, но и в них, в отличие от одновозрастных и несколько сходных по составу кембрийских отложений смежных частей ранних каледонид, появляется большое количество терригенных пород. В остальных же своих участках терригенный комплекс Западного Саяна представляет собой удивительно однообразное чередование различных терригенных пород, окрашенных в тусклые зеленые и серо-зеленые, реже лиловые тона. Это однообразие лишь изредка нарушается появлением тел известняков. На разных уровнях стратиграфического разреза, но в обязательном порядке присутствуют горизонты кремнистых пород — яшм, яшмокварцитов, кремнистых сланцев. С этими кремнистыми горизонтами, как правило, ассоциируются покровы подводных лав основного и среднего состава. Весьма характерны для Западного Саяна многочисленные гранитоидные интрузии, причем их внедрение происходило только с момента главной складчатости. Среди них присутствуют специфические, свойственные только Западнему Саяну, интрузии гранодиоритов (большепорожский комплекс), которые в виде протяженных батолитов занимают самые осевые части Западно-Саянского синклинория, бывшие до этого районами наиболее интенсивных прогибаний. Внедрение их происходило сразу после момента главной складчатости — в конце силура — и фиксировало собой начало воздымания всего Западно-Саянского складчатого сооружения в целом. Наконец, следует отметить еще одну особенность строения. Если геосинклинальный прогиб Западного Саяна (Западно-Саянский синклинорий) сложен почти исключительно одними терригенными толщами, то на окружающих его поднятиях (антиклинориях) появляются места одновозрастные — ордовикские и силурийские — субаэральные вулканические накопления кислого и среднего состава. Присутствие такого рода образований на западном окончании За-

падного Саяна, в Чулышманском нагорье, было доказано А. Б. Дергунным.

Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона (см. работы А. Х. Иванова, В. А. Амантова и П. С. Матросова, Р. А. Хасина и Ю. А. Борзаковского, И. Б. Филипповой, Л. П. Зоненшайна и др.) протягивается в северо-восточном направлении через Центральную и Восточную Монголию в Восточное Забайкалье. Она прослеживается по полям развития мощных терригенных толщ, составляющих наиболее характерную особенность этой зоны. На севере Хангай-Хэнтэйская зона граничит с областями раннекаледонской складчатости, на юге — с древними, докембрийскими и раннекаледонскими структурами Центрально-Монгольской геоантиклинальной зоны. На западе Хангай-Хэнтэйская зона слепо выклинивается. Таким образом, она, как и Западный Саян, со всех сторон окружена древней «рамой». Ограничения Хангай-Хэнтэйской зоны почти повсеместно проходят по крупным глубинным разломам, к которым на значительных расстояниях приурочены кембрийские офиолитовые пояса. Сама Хангай-Хэнтэйская зона образована системой обширных (300×100 км) ячей — синклинориев, обрамленных и разделенных краевыми и поперечными поднятиями — антиклинориями. Последовательно с запада на восток прослеживаются: Хангайский, Западно-Хэнтэйский, Восточно-Хэнтэйский, Даурский и Агинский синклинории. Из них лучше всего изучен в настоящее время, пожалуй, Хангайский синклинорий, пример которого может хорошо иллюстрировать строение всей Хангай-Хэнтэйской зоны.

Хангайский синклинорий имеет концентрическое строение. В пределах обрамляющих его поднятий — антиклинориев (Шараусгольского, Ундуруланского, Хархоринского) на поверхность выведены раннепалеозойские, а местами и позднекембрийские толщи. Сам синклинорий выполнен средне- и верхнепалеозойскими осадками, причем в общем виде он имеет простое синклинальное строение: по мере движения от краевых частей синклинория к внутренним девонские отложения сменяются каменноугольными и далее пермскими. Соотношения между ранним палеозоем антиклинориев и средним верхним палеозоем Хангайского синклинория точно не установлены. Одни исследователи предполагают перерыв между ними, другие, напротив, усматривают постепенные переходы. Но в любом случае бесспорна полная согласованность структур антиклинориев со структурой Хангайского синклинория. Вместе с тем на антиклинориях фиксируются сильные каледонские движения, отмечаемые резко несогласным залеганием девона на раннем палеозое. Устанавливается, что складчатость прежде всего охватила осевые части современных антиклинориев, а затем последовательно мигрировала к их краям и далее во внутренний прогиб Хангайского синклинория. Верхнепермские отложения, слагающие наиболее прогнутые части синклинория и образованные по существу уже молассой, залегают в осевой части прогиба совершенно согласно на подстилающих породах, однако ближе к краям покоятся часто со значительным разрывом и несогласием. Можно думать, что и сам прогиб Хангайского синклинория испытывал складчатость и замыкался последовательно от краев к центру. Время основной складчатости Хангайского синклинория определяется резко несогласным залеганием раннемезозойских — триасово-нижнеюрских отложений на складчатом палеозойском основании и приходится, скорее всего, на самый конец перми.

Геосинклинальный комплекс Хангайского синклинория сложен мощными и однообразными терригенными толщами, среди которых удается выделить две крупные серии. Нижняя серия (дзагинская) выходит на поверхность в антиклинориях. По возрасту она относится к нижнему палеозою, обнимая, вероятно, кембрий и часть ордовика. В ее сложении принимают участие монотонные песчано-сланцевые образования: мета-

морфизованные и рассланцованные песчаники, алевролиты и филлиго-видные глинистые сланцы, окрашенные в тусклые зеленые и зелено-серые, реже лилово-серые тона. Верхняя серия (хангайская) выполняет Хангайский синклиорий. Собственно только ей исчерпываются геосинклинальные образования варисцийского этапа развития Хангай-Хэнтэйской зоны. Исследования В. А. Амантова, А. К. Уфлянда, И. Б. Филипповой и других показали, что хангайская серия по возрасту обнимает широкий интервал от девона до нижней перми включительно. Хангайская серия в целом представляет собой мощный (12 км) однообразный комплекс закономерно чередующихся разнозернистых песчаников, алевропесчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов, имеющих монотонную зеленую и серую окраску. Весьма характерно для хангайской серии обязательное присутствие на разных стратиграфических уровнях горизонтов кремнистых пород: сургучнокрасных яшм и яшмокарцитов, несущих иногда железо-марганцевое оруденение и сопровождающихся подводными излияниями лав смешанного состава. Девонские терригенные толщи Хангайского синклиория обрамляются по краям, в области антиклинориев полями развития эпиконтинентальных эффузивных толщ смешанного состава. На северном обрамлении Хангайского синклиория, в Ундур-Уланском антиклинории особенно ярко проявлена эта особенность. Здесь девонские эффузивы почти непрерывной полосой протягиваются в широтном направлении вдоль края Хангайского синклиория, причем их девонский возраст доказывается находками фауны, а в ряде мест устанавливаются непосредственные переходы в латеральном направлении эффузивных толщ в одновозрастные терригенные образования Хангайского синклиория, т. е. эффузивы синхронны терригенным толщам синклиория. Более того, эффузивные накопления включают в себя многочисленные гранитные интрузии. Как показали исследования И. Б. Филипповой, значительная часть терригенных пород Хангайского синклиория образовалась за счет размыва вулканогенных толщ и гранитных интрузий, выходящих по его краям. Наконец, как и Западный Саян, Хангайский синклиорий насыщен большим количеством гранитоидных интрузий, образующих зачастую обширные массивы, причем здесь также обособливается специфический, свойственный только Хангайскому синклиорию (и всей Хангай-Хэнтэйской зоне) интрузивный комплекс, получивший название Хангайского. Он сложен гранитами и гранодиоритами, в образовании которых существенную роль играли процессы метасоматоза.

Западно-Саянская и Хангай-Хэнтэйская геосинклинали, несмотря на разный возраст складчатости, имеют много общего друг с другом. Обе они сложены преимущественно терригенными толщами; вулканические породы, хотя и имеют резко подчиненное развитие, все же присутствуют в обязательном порядке, причем всегда ассоциируются с кремнистыми породами. Большое значение в строении этих зон принадлежит гранитоидным интрузиям. Характерно появление субаэральных вулканических накоплений по обрамлению рассматриваемых зон. Обе зоны отличаются длительным и унаследованным геосинклинальным развитием, охватывающим по времени многие периоды. В обеих зонах устанавливается последовательное замыкание геосинклинальных прогибов и миграция складчатости от краев к центру с последовательным разрастанием поднятий. В связи с этим возникают крупные синклиории, причем складчатые структурные формы в целом соответствуют конседиментационным структурам. Если говорить о характере тектонического развития, то геосинклинальные зоны типа Западно-Саянской или Хангай-Хэнтэйской, скорее, ближе к эвгеосинклиналям, а не к миогеосинклиналям. во всяком случае они отвечают по крайней мере двум признакам эвгеосинклиналей, указанным в определении Г. Штилле: они зачастую (как Западный Саян) занимают внутреннее положение в геосинклинальной

области и они так или иначе насыщены начальными вулканитами, хотя и в меньшей мере, чем настоящие эвгеосинклинали. Что касается синорогенного и субсеквентного (по Штилле) магматизма, то его проявления необычайно обширны в этих зонах и не идут ни в какое сравнение с «истинными» миогеосинклиналями, в которых любые магматические проявления крайне незначительны.

Следует сказать, что еще ранее А. Л. Книппер (1963) на примере Байконурской геосинклинали западной части Центрального Казахстана показал отличия такого рода зон как от эвгеосинклиналей, так и от миогеосинклиналей в понимании Г. Штилле. В качестве характерных особенностей он приводит широкое развитие кремнисто-сланцевых и вулканогенных формаций и нахождение этих геосинклиналей внутри древних статилизованных массивов.

Всего сказанного выше, по-видимому, достаточно для того, чтобы были видны существенные отличия друг от друга геосинклинальных зон обоих типов. Для наглядности основные их особенности сведены в таблицу.

Цель данной статьи состоит в том, чтобы показать невозможность обозначения столь различных по строению и развитию тектонических зон одним термином. Это совершенно различные тектонические элементы. «Истинные» миогеосинклинали полностью амагматичны. Они обнаруживают тесную взаимозависимость в развитии с сопредельными частями платформ. В поперечном разрезе характерно сочетание этих зон, с одной стороны, с погруженными участками платформы, а с другой — со смежными геоантиклиналями и следующими за ними эвгеосинклинальными трогами. В этом смысле для них вполне применимо понятие бипары (миогеосинклиналь — эвгеосинклиналь), введенное Ж. Обуэном (1967). Геосинклинальные зоны второго типа, обозначаемые как терригенные геосинклинали, никаких связей с платформами не обнаруживают. Они, напротив, близки к эвгеосинклиналям и, возможно, представляют собой разновидность последних, противопоставляясь вулканогенным геосинклиналям (это отражено в таблице).

Встает вопрос несколько формальный — как называть эти зоны. В конечном счете, казалось бы, это не так уж важно, лишь бы четко их различать. Но вопросы терминологии крайне существенны и обойти их невозможно. В качестве предложения, которое следовало бы обсудить, видимо, следовало бы оставить в порядке приоритета термин «миогеосинклиналь» (миогеосинклинальный прогиб, миогеосинклинальная зона) только за геосинклиналями I типа, помня при этом, что они входят в состав краевых систем — структурных образований, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Что касается геосинклиналей II типа, то для них автором ранее было предложено наименование терригенных геосинклиналей (Зоненшайн, 1967). Этот термин не представляется очень удачным и вводится только лишь из-за отсутствия лучшего. А. Л. Книппер (1963) предлагает именовать подобного рода геосинклинали криптоэвгеосинклиналями. Н. А. Богданов (1963) обозначает их в качестве сланцевых геосинклиналей. Действительно, лучше всего для них подходило бы сложное словообразование типа полу-эвгеосинклиналь (или хеми-эвгеосинклиналь).

Выше неоднократно подчеркивалось, что миогеосинклинали и терригенные геосинклинали принадлежат к различным по строению и развитию геосинклинальным областям: соответственно к линейным и мозаичным. В этой связи следует указать, что те закономерности строения и развития, которые устанавливаются для линейных областей, не могут распространяться на мозаичные. Так, интересное и содержательное исследование Ж. Обуэна (1967), посвященное геосинклиналям, опирается по существу только на линейные складчатые пояса типа Альпийского, основные построения Ж. Обуэна, несомненно, приложимы и справедливы

*Является ли это  
признаком?  
Странно ведь  
исключение?*

	Многоэосинклинали	Эвгеосинклинали	
		терригенные	вулканогенные
а)	Расположены только в краевых частях геосинклинальных областей по границе с платформами, входят в состав краевых систем	Расположены преимущественно во внутренних частях геосинклинальных областей	Расположены преимущественно во внутренних частях геосинклинальных областей
б)	Магматические проявления, как правило, отсутствуют или крайне слабы	Начальный магматизм есть, но проявлен слабо. Характерен интенсивный синорогенный и субсеквентный магматизм, в частности гранитоидные интрузии	Характерен интенсивный магматизм, особенно начальный
в)	Метаморфизм отсутствует	Метаморфизм местами весьма значительный	Метаморфизм местами весьма значительный
г)	Преобладают геологические формации платформенного типа	Геологические формации — типично геосинклинальные. Среди них преобладают мощные и однообразные терригенные и кремнисто-терригенные формации	Геологические формации типично геосинклинальные. Среди них преобладают зеленокаменные, спилит-кератофировая, сланцевая, карбонатная, граувакковая формации
д)	Складчатость наложена, оторвана во времени от седиментации. Складчатость мигрировала от центра к краям, ее интенсивность резко убывает по направлению к платформе	Длительный и унаследованный процесс складчатости, мигрировавший от краев к центру. Складчатость интенсивна и равномерна на всей площади	Процесс складчатости сравнительно кратковременный. Складчатость интенсивна и равномерна на всей площади
е)	Наследуются краевыми прогибами	Резко несогласно перекрыты орогенными наложенными структурами	Резко несогласно перекрыты орогенными наложенными структурами
ж)	Заложены на платформенном основании	Основание неизвестно	

для этих поясов. В то же время попытка Ж. Обуэна придать своей схеме универсальность и распространить ее на другие, в частности мозаичные области, такие как средневропейские варисциды, терпит неудачу.

Существуют регионы, в которых, по-видимому, можно наблюдать взаимные переходы между складчатыми зонами с линейным и мозаичным строением. Так, линейная система Урала на своих флангах начинает виргировать и, возможно, приобретает иной характер. Линейные сооружения Рейнской геосинклинали с характерной бипарой Ж. Обуэна — многоэосинклинальный прогиб (Динантский синклинорий) — поднятие (Арденны, Стабло, Зигерлянд) — эвгеосинклинальный прогиб (Ланнская, Дилльская мульда) — поднятие (Таунус, Хунсрюк) сменяются южнее сложной мозаикой разноориентированных геосинклинальных зон и различных поднятий. Из анализа материалов по этим регионам можно будет, по-видимому, получить сведения о природе различий между линейными и мозаичными областями и характере их взаимоотношений.

#### Литература

- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозой Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Статьи 1 и 2. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 5 и 6, 1965.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, № 3, 1963.



- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Изд-во АН СССР, 1963.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. Геотектоника, № 6, 1967.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. Геотектоника, № 5, 1966.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Леонов Г. П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей. В кн. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области. Докл. АН СССР, т. 147, № 5, 1962.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.
- Ханн В. Е. Складчатые сооружения и основные элементы их строения. Изв. высш. учеб. завед. Сер. Геология и разведка, № 1, 1964.
- Хуан Цзи-цин. Эвгеосинклинали и миеосинклинали Китая и их полициклическое развитие. Тр. Геологической академии, сер. С, вып. 1, 1965 (на китайск. языке).
- Штилле Г. Введение в строение Америки (1940). Избр. труды. Изд-во «Мир», 1964.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
- Kraus E. Das Orogen. Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. Rep. 21 sess. Intern. Geol. Congr., Pt. XVIII. Copenhagen, 1960.

НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
26 февраля 1968 г.

УДК 551.240.089

А. М. СЫЧЕВА-МИХАЙЛОВА

## О МЕХАНИЗМЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ИНВЕРСИИ ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Рассмотрены результаты экспериментальных исследований на двух вязких жидкостях при обратном порядке расположения их по плотности и дается сопоставление их с природными условиями образования соляных диапиров и других тектонических форм.

Показывается возможность использования моделирования для объяснения механизма образования структурных форм, связанных с тектоническими движениями, которые возникают при неустойчивом расположении менее плотных пород под более плотными.

В природе часто встречаются структурные формы, образование которых связано с гравитационной неустойчивостью, возникающей при расположении пород с меньшей плотностью под более плотными.

В поверхностных частях земной коры, главным образом в отложениях четвертичной системы, наблюдаются многочисленные мелкие искажения горизонтального залегания слоев указанного происхождения (Артюшков, 1964). В верхней части земной коры в ряде областей развиты соляные, глиняные диапиры и другие структуры, именуемые складками нагнетания. Они формируются в результате подъема вверх легкой пластичной соли или глины, насыщенной водой или газовыми компонентами, сквозь покрывающие их более тяжелые породы.

В более глубоких зонах земной коры внедрения «глубинных диапиров» и интрузивных тел может происходить в тех случаях, когда материал интрузивного тела и ядер глубинных диапиров находился в разуплотненном состоянии и располагался под более тяжелыми породами.

Тектонические движения в условиях инверсии плотностей (при расположении сверху тяжелых слоев, а под ними легких), вероятно, имеют место и в более глубоких оболочках Земли, в частности в верхней части мантии. Тектонические процессы, происходящие в верхней части мантии, видимо, связаны с наличием в ее пределах волновода, т. е. слоя пониженных скоростей (Гутенберг, 1963; Магницкий, 1965), который расположен на глубине 100—200 км под материками и 50—400 км под океанами. Низкие скорости распространения сейсмических волн в толще волновода можно объяснить уменьшением плотности его вещества. По В. В. Белоусову (1966), последнее происходит благодаря выплавлению из ультраосновных пород верхней мантии жидкого базальта. Из этого следует, что в кровле волновода имеется обстановка инверсии плотностей.

В настоящее время нет полного представления о механизме тектонических процессов в условиях инверсии плотностей горных пород. Для выяснения развития этого процесса необходима была постановка экспериментальных исследований. Такие исследования были выполнены автором в 1962—1966 гг. в лаборатории тектонофизики кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ под руководством члена-корр. АН СССР В. В. Белоусова. Техническим помощником в этих работах была ст. лаборант Т. М. Гептнер.

Экспериментальное изучение процесса движения при гравитационной неустойчивости проводилось и другими исследователями, но касалось отдельных сторон рассматриваемого явления. При стационарной конвекции в одной жидкости, подогреваемой снизу, в связи с понижением ее плотности внизу развивается движение, которое разбивается на ячейки (ячейки Бенара). Математический анализ развития неустойчивости на границе раздела двух жидкостей различной плотности был дан лордом Рэлеем (Rayleigh, 1900) и Г. Тейлором (Taylor, 1950). Вопрос о закономерности процесса образования диапировых куполов (в связи с их моделированием) частично разбирался в работах Л. Л. Неттлетона (Nettleton, 1934, 1943), М. В. Добрина (Dobrin, 1941), Н. Б. Лебедевой (1956) и Т. Д. Паркера и А. Н. Мак-Дуэлла (1957). Проявления конвективной неустойчивости в грунтах с физической точки зрения рассмотрены Е. В. Артюшковым (1964).

При подборе материала для опытов автор сделал попытку приблизиться к требованиям теории физического подобия, связывающей основные свойства материалов в природе и в модели, т. е. их вязкость и плотность, а также размеры и время роста структур в природе и в модели. Расчеты показали, что эквивалентные материалы должны иметь вязкость примерно в  $10^3$  раз. Вязкостью, близкой к этой цифре, обладают, например, битум, разведенный в нигроле, патока и химически чистое жидкое стекло.

Опыты на двух вязких жидкостях помогают выяснить: 1) общую картину перемещения и формы движения в разные стадии развития гравитационной неустойчивости; 2) факторы, определяющие формы движения материала, размеры возникающих при этом куполов и расстояния между ними; 3) условия, влияющие на скорость роста отдельных куполов.

В большей части опытов (около 150) легкой жидкостью, имитирующей соль или тела базальтовых астенолитов (Белоусов, 1966), поднимающихся с кровли волнвода, была смесь битума с нигролом (плотность  $0,97-1,004$  г/см<sup>3</sup> и вязкость от  $10^3$  до  $10^5-10^6$  пуаз). В качестве тяжелой жидкости, эквивалентной надсолевым породам или веществу верхней мантии, сквозь которое поднимаются базальтовые астенолиты, была использована патока (плотность  $1,42$  г/см<sup>3</sup> и вязкость  $10^2-10^3$  пуаз). При этом легкая жидкость имела большую вязкость, чем тяжелая. В одном опыте вязкости жидкостей равны  $10^2-10^3$  пуаз. В меньшей части опытов (16 опытов) патока служила легкой жидкостью (плотность  $1,42$  г/см<sup>3</sup> и вязкость  $1,2 \cdot 10^2$  пуаз), а тяжелой жидкостью — химически чистое жидкое стекло (плотность  $1,6$  г/см<sup>3</sup> и вязкость  $3,3 \cdot 10^2$  пуаз). Большую вязкость здесь имела тяжелая жидкость. Опыты с большей вязкостью легкой жидкости (битумом и патокой) велись с различными комбинациями мощности, вязкости и плотности легкой и тяжелой жидкостей. Опыты производились в стеклянном сосуде с квадратным сечением  $20 \times 20$  см и высотой 20 см. Документация их осуществлялась путем фотографирования с боковых стенок и сверху сосуда. Измерение формы куполов и скорость их роста фиксировались масштабными линейками и секундомером.

Вывявленные в опытах закономерности сопоставлялись с наблюдениями за характером роста соляных диапиров в Прикаспийской впадине, для чего были использованы геолого-геофизические разрезы и сводные карты: палеогеологические (доверхнеплиоценового среза), тектонические, физических полей и другие материалы. Эти данные позволили судить о размерах и форме соляных диапиров, о характере распределения их на площади и о закономерностях их роста.

Результаты проведенных экспериментов на двух жидкостях разной плотности могут быть сформулированы следующим образом:

1. Расположение более вязкой жидкости на менее легкой (так называемое инверсионное расположение) неустойчиво. При этом возникают

движения, близкие к движениям при стационарной конвенции в обычных жидкостях и газах. В проведенных экспериментах движение двух вязких жидкостей осуществляется в пределах отдельных ячеек, аналогичных ячейкам Бенара в обычных жидкостях. В отличие от обычной тепловой стационарной конвенции движение двух вязких жидкостей является конвективным движением особого рода. При стационарной

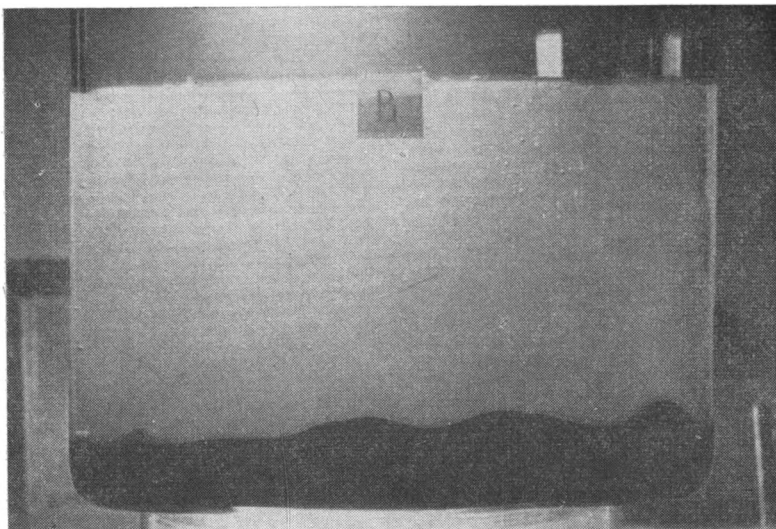


Рис. 1. Первая стадия развития неустойчивости на границе двух вязких жидкостей.

Внизу — битум: вязкость  $10^5$ — $10^6$  пуаз, плотность  $0,97$ — $1,004$  г/см<sup>3</sup>, мощность 1 см;  
вверху — патока: вязкость  $10^2$ — $10^3$  пуаз, плотность  $1,42$  г/см<sup>3</sup>, мощность 12 см

конвенции устанавливается непрерывный круговорот жидкости, в котором одна и та же ее частица движется по замкнутой траектории. В наших опытах движение двух вязких жидкостей в пределах ячеек не круговое. Легкая жидкость (битум) в пределах ячейки движется вверх и там остается, тяжелая жидкость (патока) одновременно движется вниз и замыкает ячейку внизу. Движение двух вязких жидкостей с разной плотностью может быть охарактеризовано, как ограниченное конвективное движение или адвекция. Это движение заканчивается, когда легкая жидкость поднимается наверх и инверсия плотностей исчезнет.

2. При развитии неустойчивости на границе двух вязких жидкостей в их перемещении выделяются четыре основные стадии. В начальный момент на границе неустойчивости битума и патоки или патоки и жидкого стекла появляются мелкие хаотические возмущения, среди которых довольно скоро выделяются доминирующие. Доминирующие возмущения приводят уже к заметному искажению границы раздела между жидкостями, которая получает вид плавной волнообразной кривой, напоминающей синусоиду — первая стадия (рис. 1). Во вторую стадию возмущения на границе жидкостей растут в вертикальном направлении и образуют резко выпуклые и вогнутые волны (рис. 2), плавность границы раздела нарушается. На поверхности битума вокруг поднятия в эту стадию наблюдаются вторичные компенсационные мульды, образование которых связано с интенсивным оттоком битума в поднятия. Начало третьей стадии, например, в опытах с битумом и патокой намечается при достижении внедрениями из битума, имеющими вид колоннообразных поднятий, поверхности патоки. Эти внедрения проры-

вают поверхность патоки и некоторое время растут и возвышаются над ней в виде округлых и овальных поднятий. Затем эти поднятия из битума начинают растекаться по поверхности патоки и при этом способствуют ее движению вниз (рис. 3). С этим моментом связано образование из битума поднятий в форме гриба или козырька. В опускающейся

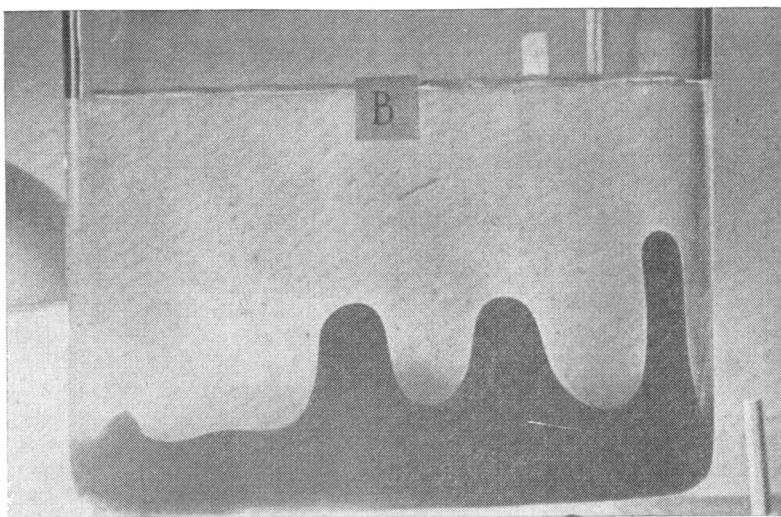


Рис. 2. Вторая стадия развития неустойчивости на границе двух вязких жидкостей.

Расположение жидкостей, их свойства и мощность аналогичны рис. 1

вниз патоке в нижней части наблюдается отжимание ее в стороны, что приводит к оттоку и поднятию новых порций битума вверх, который здесь снова растекается по поверхности патоки и т. д. В третьей стадии образуются самостоятельные ячейки конвективного движения (см. рис. 3 и 4), основы которых закладываются еще во второй стадии (см. рис. 2). По краям ячейки (см. рис. 3) в опытах битум — патока легкая жидкость (битум) движется вверх, а в центре ее тяжелая жидкость (патока) опускается вниз в виде крупной капли. В каждой ячейке движение жидкости происходит независимо от движения в соседних ячейках. В этой стадии в движение приходят обе жидкости и областей, где они спокойны, уже не остается. При уменьшении мощности битума внизу, в связи с перетеканием части его вверх, рост куполов первой стадии ослабевает или прекращается. С этим моментом связано образование куполов второй генерации, что будет рассмотрено ниже. При перетекании большей части битума наверх на отдельных участках наблюдается пережим колоннообразного купола, иногда с полным его разрывом и образованием на месте колонны четкообразной полосы. Процесс перемещения на границе неустойчивости двух вязких жидкостей заканчивается тем, что вся легкая жидкость поднимается и растекается по поверхности тяжелой, а тяжелая жидкость опускается вниз на место легкой. Это будет четвертая стадия перемещения, при которой жидкости меняются местами и движение прекращается.

3. При развитии неустойчивости возможно возникновение трех ситуаций, которые определяют основные формы искажения границы раздела между двумя вязкими жидкостями. Первая ситуация наблюдается при большей вязкости легкой жидкости, т. е. в опытах на битуме и патоке. В этом случае во вторую стадию неустойчивости — битум как более вязкая жидкость, образует в вертикальном разрезе узкие, но высо-

кие внедрения вверх (купола), аналогичные куполам на рис. 2. Они расположены на периферии ячеек. Патока — менее вязкая жидкость, образует такие же по объему внедрения вниз, но по форме они более широкие и менее глубокие (в центре ячейки). Высоты и глубины внедрений измерялись по отношению к первоначальной, неискаженной границе

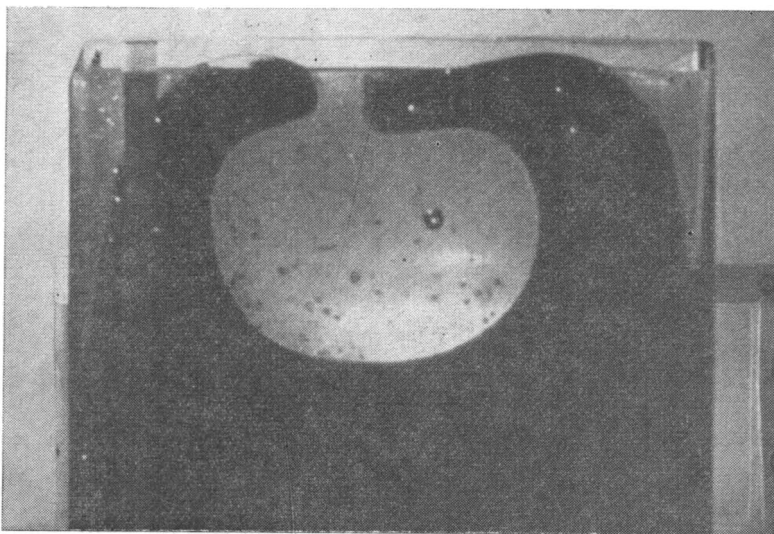


Рис. 3. Одна крупная ячейка конвективного движения в третьей стадии развития неустойчивости.

Внизу — битум: вязкость  $10^5$ — $10^6$  пуаз, плотность 0,97—1,004 г/см<sup>3</sup>, мощность 6 см;  
вверху — патока: вязкость  $10^2$ — $10^3$  пуаз, плотность 1,42 г/см<sup>3</sup>, мощность 12 см

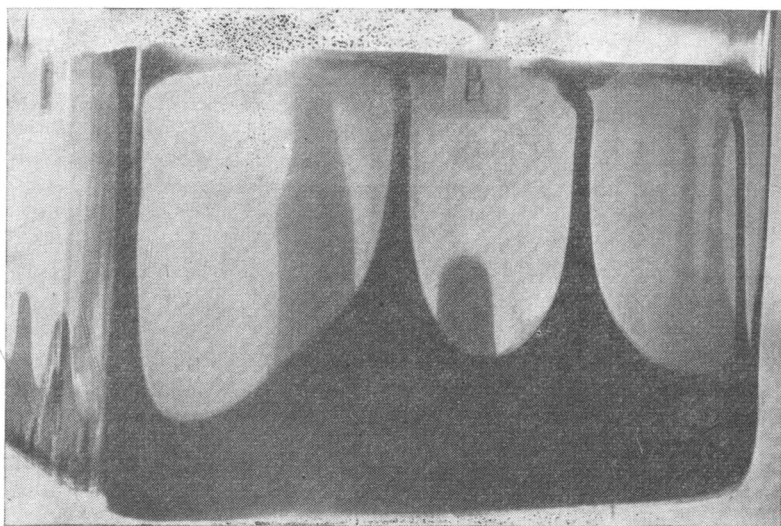


Рис. 4. Много мелких ячеек конвективного движения в третьей стадии развития неустойчивости.

Внизу — битум: вязкость  $10^5$ — $10^6$  пуаз, плотность 0,97—1,004 г/см<sup>3</sup>, мощность 1 см,  
вверху — патока: вязкость  $10^2$ — $10^3$  пуаз, плотность 1,42 г/см<sup>3</sup>, мощность 12 см

раздела между жидкостями. В горизонтальных сечениях их сочетание следующее: на высоких уровнях вокруг чашеобразной широкой впадины расположена цепочка округлых и овальных куполовидных поднятий, которые на более низких уровнях объединяются в гребневидные подня-

тия или в общем кольцевое поднятие. Вторая ситуация наблюдается в опытах с химически чистым жидким стеклом и патокой. В них жидкое стекло, как более вязкая тяжелая жидкость, во вторую стадию неустойчивости образует резкие внедрения в менее вязкую патоку (на

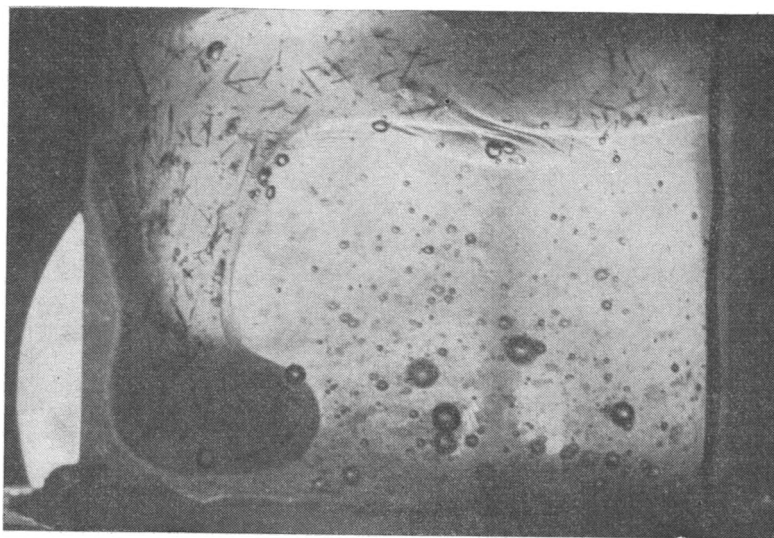


Рис. 5. Ускорение движения в понижениях границы раздела при большей вязкости тяжелой жидкости (вторая ситуация).

Внизу — патока: вязкость  $1,2 \cdot 10^2$  пуаз, плотность  $1,42$  г/см<sup>3</sup>, мощность  $6$  см; вверх — химически чистое жидкое стекло с погруженным в него настриженным волосом (указывает на направление движения жидкости): вязкость  $3,3 \cdot 10^2$  пуаз, плотность  $1,6$  г/см<sup>3</sup>, мощность  $6$  см

периферии ячеек) (рис. 5). По форме эти внедрения жидкого стекла представляют собой в вертикальном сечении узкие и глубокие прогибы, заканчивающиеся внизу характерными расширениями. Наличие последних можно объяснить тем, что давление в нижней части этих внедрений максимально и легкая, менее вязкая патока отжимается отсюда быстрее. Внедрения патоки в жидкое стекло направлены вверх и представляют собой широкие, но плоские поднятия (в центре ячеек). В горизонтальном сечении эти поднятия окружены цепочкой округлой и овальной формы впадин, которые ближе к границе раздела двух жидкостей сливаются и образуют единое кольцевое погружение. Третья ситуация проявляется при равной вязкости тяжелой патоки и легкого битума (рис. 6) и является частным случаем. В этом случае развитие неустойчивости во второй и третьей стадиях сопровождается одинаковыми по форме изгибами в повышениях и понижениях границы раздела, но более резко выраженными, чем в первой стадии. Внедрения здесь равны по форме и объему, а также по размерам поперечных сечений и высот.

Таким образом, на развитие формы искажения границы раздела влияет более вязкая жидкость, которая определяет разные скорости движения в повышениях и понижениях границы раздела. Разные скорости движения, при равенстве объемов внедрений (общий объем жидкостей не меняется), приводят к разным размерам поперечных сечений и высот (или глубин) внедрений, направленных вверх и вниз. Более вязкая жидкость легче проникает в менее вязкую, чем наоборот. В связи с этим внедрения из более вязкой жидкости развиваются быстрее и структуры, возникающие на месте этих внедрений, являются определяющими внутри ячейки. По форме эти внедрения более высокие (или глубокие), но размеры их поперечных сечений небольшие. Расположены

они всегда на периферии ячейки. С первой и второй ситуациями связаны два основных типа сочетания структур при развитии гравитационной неустойчивости. Аналогичные формы, развивающиеся при гравитационной неустойчивости в грунтах, Е. В. Артюшков выделяет как структуры

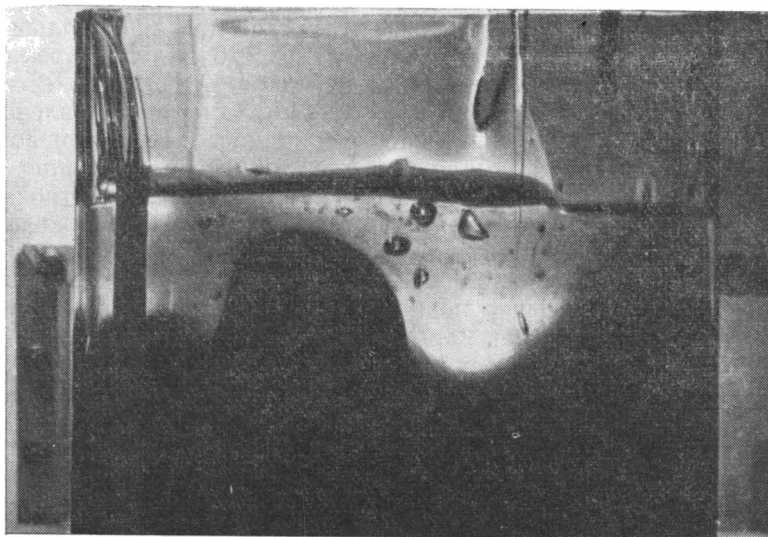


Рис. 6. Одинаковые скорости движения в повышениях и понижениях границы раздела при равной вязкости легкой и тяжелой жидкости (третья ситуация).

Внизу — битум: вязкость  $10^2$ — $10^3$  пуаз, плотность  $0,97$ — $1,004$  г/см<sup>3</sup>, мощность  $6$  см;  
вверху — патока: вязкость  $10^2$ — $10^4$  пуаз, плотность  $1,42$  г/см<sup>3</sup>, мощность  $6$  см

«центрального проседания» и «краевого проседания». На площади в обоих указанных случаях образуется система периодически повторяющихся кольцевых структур.

4. Выявлены количественные изменения размеров ячеек, куполов и расстояний между ними на битуме и патоке (при более вязкой легкой жидкости):

а) Поперечные размеры ячеек (период искажения) зависят главным образом от мощности битума (легкой жидкости) и больше ее в 3—7 раз. С увеличением мощности битума размер ячейки увеличивается в меньшее число раз. Так, размер ячейки при мощности битума  $1,0$  см больше его мощности в 7 раз, а при мощности  $2,0$  и  $4,0$  см соответственно в 5 и в 3 раза. Эти данные получены при мощности патоки  $6,0$  и  $12,0$  см.

Рассмотренное влияние мощности легкого битума на размер ячеек приводит к тому, что при мощности его, равной  $1,0$  см, в пределах сосуда размером  $20 \times 20$  см образуется много мелких ячеек (см. рис. 4). При мощности битума  $2,0$  и  $3,0$  см размер ячеек увеличивается, а количество их уменьшается, при мощности битума  $4,0$  см и больше одна ячейка не всегда полностью помещается в сосуде (см. рис. 3).

б) Поперечник купола<sup>1</sup> равен мощности легкого битума и не зависит от мощности тяжелой патоки. Поэтому на площади сосуда  $20 \times 20$  см при мощности битума  $1,0$ ;  $2,0$ ;  $3,0$  см наблюдается группа мелких куполов в количестве 25—3 штук, а при мощности  $4,0$  см и более — единственный купол. Мощность тяжелой патоки в этих опытах была равна  $6,0$  и  $12,0$  см. Отсюда по количеству куполов на пло-

<sup>1</sup> Замеры поперечника купола проводились к моменту достижения им поверхности патоки.



щади и по размеру их поперечников можно судить о первоначальной мощности легкой жидкости.

в) Расстояние между куполами (межкупольное пространство) равно разности между размером ячейки и поперечником купола и изменяется с изменением размеров ячеек и куполов. При небольшой мощности легкой жидкости — битума на площади размещается много мелких куполов, которые расположены друг от друга на больших (относительно размера поперечника купола) расстояниях. С увеличением мощности легкой жидкости размеры куполов становятся большими, а расстояния между ними сокращаются. Последнее обусловлено влиянием на размер ячейки мощности легкой жидкости. При большой мощности легкой жидкости, но малой мощности тяжелой большие купола располагаются друг от друга на расстояниях меньших, чем размер поперечника купола. В этом проявляется влияние мощности тяжелой жидкости — патоки на размер ячеек и впадин и на характер границы искажения. В данном случае наблюдается как бы зеркальное обращение границы искажения: большие поднятия сочетаются со впадинами меньшей ширины, тогда как при малой мощности легкой жидкости малые купола сочетаются с широкими впадинами. Таким образом, обращение формы искажения границы раздела может происходить в результате изменения вязкости и мощности тяжелой и легкой жидкостей.

5. В процессе перемещения легкой жидкости вверх, а тяжелой вниз, которое сопровождается уменьшением слоя легкой жидкости, возникают более мелкие купола второй генерации (рис. 7), поперечник которых равен остаточной мощности легкой жидкости. Образование куполов второй генерации связано с прекращением движения материала по первич-

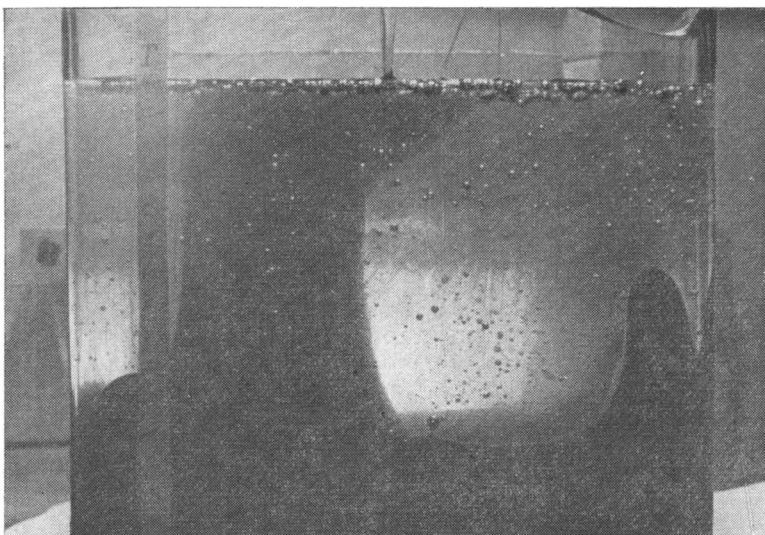


Рис. 7. Крупный купол в виде козырька — купол первой генерации. Небольшой купол — купол второй генерации, расположенный во впадине первой генерации.

Внизу — битум: вязкость  $10^5$ — $10^6$  пуаз, плотность 0,97—1,004 г/см<sup>3</sup>, мощность 4 см;  
вверху — патока: вязкость  $10^2$ — $10^4$  пуаз, плотность 1,42 г/см<sup>3</sup>, мощность 12 см

ным ячейкам. Эти купола располагаются во впадинах первой генерации ближе к менее крупным куполам первой генерации, т. е. там, где отток легкого материала был меньшим. В связи с этим на участках роста куполов второй генерации нисходящие движения материала сменяются восходящими, т. е. наблюдается как бы инверсия движения. Развитие

куполов второй генерации при сравнительно большой мощности легкой жидкости (в опытах с мощностью битума 10—12 см и более) не наблюдается, так как большая мощность битума может поддерживать рост куполов первой генерации долгое время. В этом случае при достижении куполом поверхности паточки у него не образуются карнизы и купол имеет вид пня.

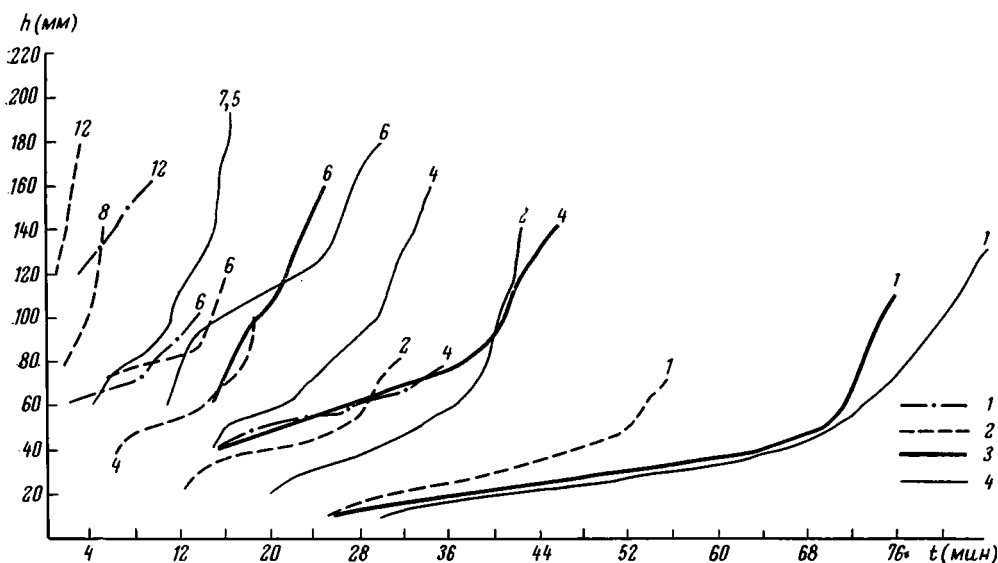


Рис. 8. График зависимости начала и скорости роста первого купола от мощности легкой жидкости (битума)

Цифры у кривых обозначают мощности битума в см. 1 — кривая скорости роста купола по данным опытов при мощности паточки (тяжелой жидкости), равной 4 см; 2 — кривая скорости роста купола при мощности паточки, равной 6 см; 3 — кривая скорости роста купола при мощности паточки, равной 10 см; 4 — кривая скорости роста купола при мощности купола, равной 12 см. Вязкость тяжелой жидкости (паточки)  $10^2$ — $10^3$  пуаз, легкой жидкости (битума)  $10^5$ — $10^6$  пуаз, плотность паточки 1,42 г/см<sup>3</sup>, битума — 0,97—1,004 г/см<sup>3</sup>

6. Форма куполов, как и их размеры, определяются мощностью легкой жидкости и изменяются по стадиям неустойчивости.

7. Скорость роста куполов возрастает с увеличением мощности легкой и тяжелой жидкостей. Влияние мощности легкого битума на скорость процесса видно на графике (рис. 8), построенном по данным опытов при различной мощности тяжелой паточки, равной 4, 6, 10 и 12 см. Во всех случаях увеличение мощности битума (от 1 до 12 см) приводило к убыстрению появления неровностей на его поверхности и к большей скорости роста куполов. При малой мощности битума (до 4 см) увеличение его мощности в 4 раза приводило к убыстрению скорости роста куполов в 2 раза, а при мощности битума более 4 см — в значительно большее число раз. Влияние мощности тяжелой паточки на скорость процесса наблюдалось при разной мощности битума, равной 1, 2, 4 и 6 см. Мощность паточки при этом изменялась от 4 до 12 см. Скорость роста куполов определялась средним временем подъема купола на 40 см (рис. 9). Влияние увеличения мощности паточки на скорость роста куполов при различной мощности битума разное. Из табл. 1 видно, что при мощности битума 1 и 2 см увеличение мощности тяжелой паточки приводит лишь к незначительному уменьшению скорости роста купола, а при мощности битума 4 и 6 см, напротив, к убыстрению скорости его роста. При мощности битума 4 и 6 см увеличение мощности паточки в 3 раза приводило к убыстрению скорости роста куполов в 2—3 раза. Если сравнить это с влиянием мощности битума, то видно, что более активное влияние на процесс роста куполов оказывает увеличение мощ-

ности легкого битума. С физической точки зрения, рассматриваемые закономерности скорости роста куполов справедливы. Е. В. Артющков (1964) отмечает, что скорость роста возмущений на границе неустойчивости в грунтах зависит от длины волны, которая увеличивается пропорционально увеличению мощности слоев.

8. Скорость роста куполов возрастает с уменьшением вязкости легкой жидкости (битума). Эта закономерность видна из графика (рис. 10).

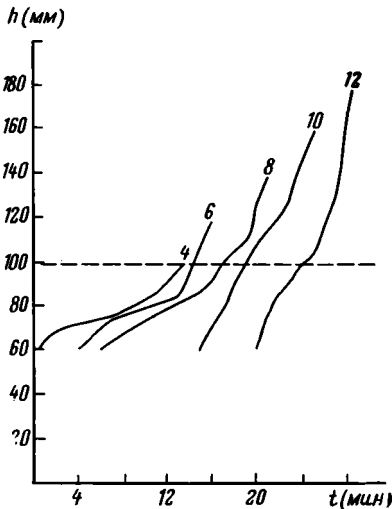


Рис. 9. График зависимости и скорости роста первого купола от мощности жидкости (паточки). Цифры у кривых обозначают мощность паточки, см. Скорость роста определяется временем подъема купола на 40 мм (пунктирная линия). Вязкость паточки  $10^2-10^3$  пуаз, битума  $10^8-10^9$  пуаз, плотность паточки  $1,42 \text{ г/см}^3$ , битума  $0,97-1,004 \text{ г/см}^3$ , мощность битума 6 см

Влияние вязкости слоя легкого битума в опытах определялось при меньшей вязкости тяжелой паточки и при разных соотношениях их мощности.

9. Скорость роста куполов убыстряется с увеличением разности плотностей тяжелой и легкой жидкостей (табл. 2).

При сравнении результатов экспериментальных работ с данными о строении областей развития соляной тектоники выявляются некоторые аналогии. Для отдельных куполов в модели и для природных соляных диапиров характерны колонно- и грибообразная формы. В природе, как и в моделях, вокруг соляных куполов на поверхности соли наблюдаются понижения — компенсационные мульды, образованные за счет оттока соли в соляные поднятия. По геолого-геофизическим профилям и палеогеологическим картам, составленным для областей развития соляных структур, можно получить представление о характере их распределения. На сводных палеогеологических картах со снятыми верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, составленных для различных ча-

стей Прикаспийской впадины И. И. Кожевниковым, Б. А. Соловьевым, Ю. Я. Кузьминым, Д. А. Омельченко и Л. Ф. Волчегуриным и другими, и на картах физических полей четко видно, что соляные купола во внутренней части впадины группируются в виде кольцевых систем, обрамляющих центральные мульды. Размер поперечников куполов мелких от

Таблица 1

Мощность паточки, см	Мощность битума, см	Время подъема купола на 40 мм, мин.	Мощность паточки, см	Мощность битума, см	Время подъема купола на 40 мм мин.
4	1	22	6	4	16
12	1	26	12	4	14 мин. 45 сек.
6	2	27	4	6	13
12	2	29	6	6	12
4	4	22	12	6	4

$10 \times 20$  до  $20 \times 30$  км; крупных от  $30 \times 60$  км (Индер) до  $50 \times 80$  км (Челкар). Площадь сводовых их частей от нескольких десятков до  $1500 \text{ км}^2$ . Размер мульд: диаметр  $15-20$  км и более, глубина от  $2-4$  до  $8$  км. Кольцевое расположение куполов из битума (соль) вокруг впадин из паточки (вмещающие породы) наблюдалось и в моделях. Такое расположение, как было видно, создается в результате движения двух вязких жидко-

стей в пределах отдельных ячеек. На основании тождества морфологического характера структур в природе и в моделях можно сделать вывод, что в природной обстановке образование диапировых куполов происходит по типу движения двух вязких жидкостей, т. е. по типу ограниченной конвекции в пределах конвективных ячеек.

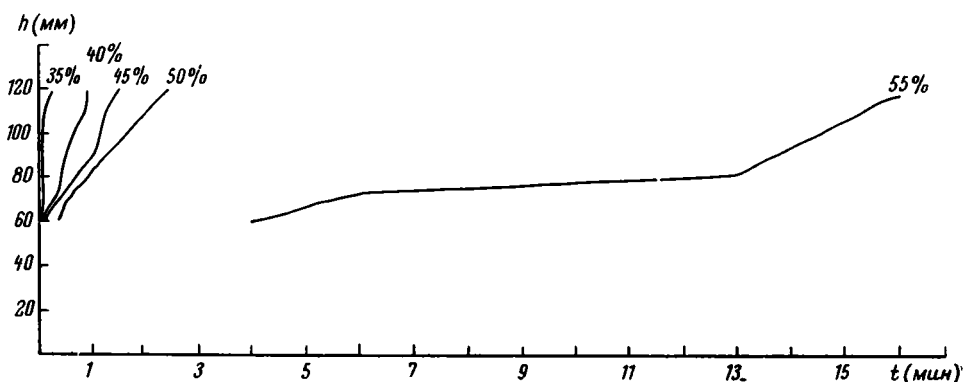


Рис. 10. График зависимости начала и скорости роста первого купола от вязкости легкой жидкости (битума)

Цифры у кривых обозначают вязкость легкой жидкости (битума) в % (битум 40%— $10^2$ — $10^3$  пуаз, битум 55%— $10^5$ — $10^6$  пуаз). Плотность битума 0,97—1,004 г/см<sup>3</sup>, мощность 6 см; вязкость тяжелой жидкости патоки  $10^2$ — $10^3$  пуаз, плотность 1,42 г/см<sup>3</sup>, мощность 6 см

Кольцевое расположение соляных структур, а следовательно, и перемещение пород при их образовании по отдельным ячейкам, характерно для районов развития соляной тектоники в пределах платформ. Однако и здесь на расположение кольцевых соляных массивов в известной мере может влиять тектоника подсолевых отложений, которая определяется движениями блоков кристаллического фундамента. В прибортовых частях Прикаспийской впадины и в районах развития соляных структур в геосинклинальных областях наблюдается чаще линейная ориентировка в расположении соляных куполов в связи с приуроченностью их к тектоническим разрывам. Разрывы нарушают движение по конвективным ячейкам, так как являются путями более облегченного движения легкого материала вверх.

На геологическом разрезе через Ишимбаевское Приуралье (Богданов, 1947) и многочисленных геолого-геофизических профилях по Прикаспийской впадине, в пределах большей ее части, видны узкие, высокоподнимающиеся внедрения соли кунгурского возраста и широкие плоские прогибы, сложенные надсолевыми толщами. Такой тип искажения границы неустойчивости в вертикальном разрезе наблюдается в опытах с битумом и патокой, когда легкий битум имеет либо большую, либо меньшую, по сравнению с патокой мощность. В центральной части Прикаспийской впадины, в районе развития куполов-гигантов, наблюдается второй тип искажения границы неустойчивости и связанные с ним структурные формы. Крупные купола здесь чередуются с узкими глубокими впадинами. В опытах эта форма искажения границы неустойчивости была обусловлена либо большей вязкостью тяжелой жидкости, либо большей мощностью легкой жидкости по сравнению с тяжелой.

Исходя из данных опытов о количестве и размерах одновременно растущих куполов и их распределении по площади, можно сделать следующие выводы: 1) по поперечным размерам диапировых куполов можно судить о первоначальной мощности соли; 2) при малой мощности соли образуются мелкие купола, расположенные на относительно больших расстояниях один от другого. Такое распределение характерно для

Таблица 2

Тяжелая жидкость				Легкая жидкость				Разность плотности	Время появ- ления 1-го купола, мин.	Продолжит. роста 1-го ку- пола до по- верхности тяжелой жидкости	Продолжит. процесса пере- текания битум- а кверху
название жидкости	мощ- ность, см	плотность, г/см <sup>3</sup>	вязкость, пуаз	название жидкости	мощ- ность, см	плотность, г/см <sup>3</sup>	вязкость, пуаз				

## А. Увеличение плотности тяжелой жидкости

Этилцел- люлоза	4	1,08	$4 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$	Битум 55%	4	0,97	$2,7 \cdot 10^5 - 1,1 \cdot 10^6$	0,11	—	22 мин.	1 час
Патока	5	1,42	$4 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$	»	4	0,97	$2,7 \cdot 10^5 - 1,1 \cdot 10^6$	0,45	12	20 мин.	45 мин.
Жидкое стекло	4	1,6	$4 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$	»	4	0,97	$2,7 \cdot 10^5 - 1,1 \cdot 10^6$	0,63	5	12 мин.	25 мин.

## Б. Уменьшение плотности легкой жидкости

Патока	6	1,42	$5 \cdot 10^2 - 1,3 \cdot 10^3$	Битум 50% со вмешан- ной в не- го глиной (вязкость смеси рав- на 55 % битуму)	8	1,15	$10^5 - 10^6$	0,27	5	10 мин. 30 сек.	—
Патока	6	1,42	$5 \cdot 10^2 - 1,3 \cdot 10^3$	Битум 55%	8	0,97	$10^5 - 10^6$	0,45	2	2 мин. 55 сек.	—

прибортовых частей Прикаспийской впадины; 3) при увеличении мощности соли размеры поперечников куполов увеличиваются, а расстояния между ними уменьшаются. Это наблюдается в областях, переходных между бортовыми и центральными частями Прикаспийской впадины; 4) при большой мощности соли крупные купола сочетаются со впадинами, имеющими небольшие поперечные размеры. Последнее характерно для центральной части Прикаспийской впадины, где развиты купола-гиганты (Челкар, Индер, Лебяжий, Сахарный, Круглый и др.). Количество куполов на единицу площади в первом случае значительно больше, чем в последнем.

Наблюдающееся в опытах уменьшение поперечных размеров куполов второй генерации относительно куполов первой генерации позволяет предположить, что в одних и тех же условиях природной обстановки существует связь между относительным возрастом соляных куполов и их размерами.

Факторы, влияющие на скорость процесса перемещения, определяют и стадию перемещения. В периферических и внутренних частях Прикаспийской впадины можно встретить формы диапиров, отвечающие разной стадии перемещения. В первых, где мощность соли и перекрывающих пород относительно небольшая и разность их плотности в связи с примесью к соли терригенного материала невелика, наблюдаются пологие соляные антиклинали (типа соляных «подушек» Трусхейма). К ним можно отнести соляные антиклинали, например Тускум, Жанажол и др. Эти соляные антиклинали разделены пологими синклинальными понижениями, глубина прогиба которых равна высоте соляной антиклинали. С приближением к центральной части впадины, где мощность соли и перекрывающих пород и разность их плотности увеличиваются, образуются соляные диапиры скрытопрорванного типа с четко выраженными ядрами нагнетания, но еще не выходящими на поверхность. Эти соляные купола разделены здесь плоскими впадинами с поперечником большим, чем поперечник купола. В центральной части Прикаспийской впадины, где мощность соли и перекрывающих пород максимальна, ядра соляных диапиров прорывают толщу лежащих выше пород и выходят на доверхнеплиоценовую поверхность среза или реже на современную поверхность, образуя прорванные диапиры. Наряду с крупными прорванными диапирами (главными) здесь наблюдаются скрытопрорванные диапиры (сопутствующие), которые вместе с первыми, соединяясь соляными перемычками, образуют кольцевые массивы. Главные и сопутствующие купола кольцевых массивов являются куполами первой генерации. В межкупольных пространствах (внутри кольцевых массивов), по сейсмическим данным, во внутренних зонах впадины отмечаются скрытопрорванные глубокопогруженные купола второй генерации. Таким образом, в областях развития соляных диапиров в Прикаспийской впадине можно наблюдать первую, вторую и начало третьей стадии перемещения пород, аналогичных стадиям перемещения двух вязких жидкостей в экспериментах.

Центральная часть Прикаспийской впадины и примыкающие к ней участки представляют интерес с точки зрения поисков в межкупольных пространствах скрытопрорванных куполов второй генерации, к которым могут быть приурочены месторождения нефти и газа. Существенный интерес для поисков нефти и газа представляют сопутствующие (скрытопрорванные) купола и соляные перемычки кольцевых массивов.

Сопоставление опытных данных и наблюдений в районах развития диапиров дает возможность предполагать, что механизм движения астенолитов, поднимающихся с границы неустойчивости волновода, должен быть близким к рассмотренному выше. В связи с этим и формы движения астенолитов должны быть сходными. Астенолиты, поднимающиеся вверх и застревающие у подошвы земной коры, могут приводить к обра-

зованию в ее пределах (на платформах) структур 1-го порядка: выгибов (антеклиз) и прогибов (синеклиз). Расположение их имеет в плане мозаичный характер и, видимо, является непосредственным отражением на поверхности конвективных ячеек, возникающих при движении астенолитов. Стадии перемещения астенолитов, вероятно, должны соответствовать стадиям роста соляных диапиров, так как обстановка перемещения в том и другом случаях одинакова. Механизм формирования центрального поднятия на месте интрагеосинклинали или механизм частной инверсии, возможно, аналогичен образованию скрытопрорванных соляных диапиров второй генерации на месте первичных мульд.

По форме антеклизы более узкие, овального очертания. Так, например, Воронежская антеклиза по кристаллическому фундаменту имеет длину 700 км, поперечник 300 км. Площади антеклиз равны 50 тыс.—350 тыс. км<sup>2</sup>. Антеклизы расположены на периферии более широких изометрической формы синеклиз. Размер поперечника Прикаспийской синеклизы 650 км×1000 км. Площади синеклиз значительно большие — от 900 тыс. до 2 млн. км<sup>2</sup>. Такое сочетание структур наблюдалось в экспериментах либо при большей вязкости легкой жидкости (опыты с битумом), либо при меньшей мощности легкой жидкости по сравнению с тяжелой жидкостью. Аналогия структурных форм, наблюдаемых в экспериментах и в земной коре, позволяет предполагать сходные условия их образования. Возможно, что соотношения вязкости и мощности волновода и верхней мантии близки к тем, которые наблюдаются в опытах между битумом и патокой.

Узкие овальные выгибы (антеклизы) земной коры, расположенные по периферии более широких, неправильной формы прогибов (синеклиз) образуются, вероятно, при условии: 1) либо большей вязкости вещества волновода по сравнению с вязкостью верхней мантии, расположенной выше волновода, 2) либо меньшей его мощности по сравнению с последней. Второе условие указывает на то, что, видимо, не весь волновод принимает активное участие в образовании астенолитов, а только верхняя его часть.

#### Литература

- Артюшков Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах. Сб. «Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье», Изд-во МГУ, 1964.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1947.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. Сов. геология, № 54, 1956.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд-во «Недра», 1965.
- Паркер Т. Д. и Мак-Доуэлл А. Н. Экспериментальное изучение соляно-купольной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1957.
- Сб. Условия образования и особенности нефтегазоносности соляно-купольных структур. Материалы первого симпозиума в г. Львове, Изд-во «Наукова думка», 1966.
- Dobrin M. B. Some quantitative experiments on a fluid salt-dome model and their geological applications. American Geophysical Union, Trans., v. 22, No. 2. Section of tectonophysics. Reports and papers. 1941.
- Nettleton L. L. Fluid mechanics of salt-domes. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 18, No. 9, 1934.
- Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 27, No. 1, 1943.
- Lord Rayleigh. Investigation of the character of the equilibrium of an incompressible heavy fluid of variable density. Scientific papers, Cambridge at the University press, 1900.
- Taylor G. The instability of liquid surfaces when accelerated in a direction perpendicular to their planes. Proc. Roy. Soc., v. 201, A, 1950.

УДК 551.24(597.7)

НГУЕН ДИНЬ КАТ

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА**

Рассмотрены основные черты тектоники Северного Вьетнама на основании обобщения литературных данных и личных наблюдений автора. Приложена схема тектоники Северного Вьетнама и графики колебательных движений в Северном Вьетнаме.

**ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТониКЕ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА**

Первые попытки анализа тектоники Индокитая были сделаны французскими геологами: Лантенуа (Lantenois, 1907), Депра (Deprat, 1915). Они были сторонниками альпийской геологической школы и поэтому рассматривали территорию Северного Вьетнама как серию аллохтонных покровов, из-под которых лишь местами обнажаются автохтонные участки. Важные представления о тектонике Северного Вьетнама дал Ж. Фромаже, который изложил их на XVII сессии Международного геологического конгресса (1937) в докладе на тему: «Очерк структуры и тектоники Индокитая». Фромаже считал, что Юго-Восточная Азия представлена системами геосинклинальных дуг, которые образовались в результате неоднократных приливо- и отливоводобных перемещений Гондванского материка на материк Евразии.

Сорен (Saurin, 1953), первый из французских геологов, работавших в Индокитае, признал несостоятельными представления о широком развитии здесь шарьяжей. Он указывал, что основная роль в структуре этой страны принадлежит крупным складкам основания, осложненным многочисленными чешуями.

Китайский тектонист Хуан Цзи-цин (1952) выделил в Северном Вьетнаме две тектонические области: Южно-Китайскую платформу и Индосиниды, отделяющиеся друг от друга крупным шарьяжем Красной реки.

В Советском Союзе П. Н. Кропоткин (1953) впервые дал обзор геологического строения Индокитая. Е. С. Постельников (Постельников и др., 1964) на основе литературных данных дал обзор главнейших этапов геологической истории Индокитая и составил тектоническую схему этой территории, в которой был правильно подмечен ряд важных структурных особенностей.

Советский геолог А. Е. Довжиков (1965) разделил Северный Вьетнам на две части по разлому реки Тяй. Для юго-западной части он предложил термин «Западно-Вьетнамская складчатая область», для восточной части — «Восточно-Вьетнамская параскладчатая область». По А. Е. Довжикову, эти две области представляют самостоятельные системы структурно-фациальных зон, разделенных глубинными разломами. Важным достижением этих исследований было то, что большому коллективу геологов под руководством А. Е. Довжикова в течение трех лет (1960—1962) удалось составить геологическую карту Северного Вьетнама в масштабе 1 : 500 000, которая отвечает современному уровню



геологических знаний. Составленные французскими геологами листы полумиллионной карты Индокитая не были обеспечены достаточной фактической основой и, естественно, уже устарели.

Нго Тхыонг Шан и И. А. Резанов (1965) высказали мнение, что граница двух областей, выделенных А. Е. Довжиковым, проходит значительно юго-западнее по разлому Шонгма. По их мнению, Северо-Восточный Вьетнам от разлома Шонгма принадлежит к области мезозойской складчатости. Нужно отметить, что Нго Тхыонг Шан (1965) в дальнейшем изменил свою точку зрения и считал, что на севере Вьетнама существовали два авлакогена, заложенных на Южно-Китайской платформе: авлакоген Черной реки и авлакоген Северо-Восточного Вьетнама. И. А. Резанов (Резанов и Нгуен Ван Шан, 1968) еще сохраняет свою точку зрения и стремится развить ее, опираясь на данные аэромагнитных работ.

В ДРВ работали и другие советские геологи; в качестве педагога профессор Г. И. Немков (1958—1960 гг.), в качестве геолога-нефтяника Ш. К. Китовани (1959—1960 гг.), в качестве научных консультантов академик А. В. Пейве (1960 г.), член-корреспондент АН СССР А. С. Хоментовский (1962 г.) и др. Некоторые из них публиковали обзоры стратиграфии и тектоники этой территории (Немков, 1958; Китовани, 1964).

Ю. М. Пушаровский летом 1964 г. посетил Вьетнам и написал очень интересную статью: «Впечатления о тектонике Северного Вьетнама». К ней приложена и схема тектонического районирования, в дальнейшем использованная для составления тектонической карты Евразии. В этой статье, по нашему мнению, Ю. М. Пушаровским впервые высказаны правильные представления о тектоническом строении и истории структурного развития Северного Вьетнама, которые по ряду положений существенно отличаются от ранее изложенных точек зрения.

На основе анализа геологической карты масштаба 1 : 500 000, составленной под руководством А. Е. Довжикова, тектонической карты Евразии, статьи и схемы Ю. М. Пушаровского и других материалов, а также в соответствии с личными наблюдениями автора (Нгуен Динь Кат, 1962, 1963) нами предлагается новая тектоническая схема Северного Вьетнама. На этой схеме нами выделены антеклизы, синеклизы, антиклинории, синклинории, структурные этажи, оси главных складок и другие структурные элементы.

#### **ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА В СТРУКТУРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

По М. В. Муратову (Муратов, 1965, 1967), Северный Вьетнам принадлежит к Средиземноморскому поясу, а по Ю. И. Пушаровскому, Северный Вьетнам находится в Тихоокеанском поясе (Пушаровский, 1965, 1967). Опираясь на анализ тектонического режима и истории тектонических движений, мы предполагаем, что Северный Вьетнам в тектоническом отношении находится на стыке Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Это предположение автора подтверждается тем, что система глубинных разломов Северного Вьетнама похожа на систему глубинных разломов, находящихся в Средиземноморском поясе, а история тектонического развития Северного Вьетнама сходна с историей Сихотэ-Алиньской области, которая расположена в Тихоокеанском поясе. Здесь имеет место сочетание двух взаимоперпендикулярных направлений структур северо-восточного, тихоокеанского и северо-западного, средиземноморского. Это подтверждается также и аэромагнитными работами, проведенными в ДРВ под руководством И. Д. Иванюкова и в дальнейшем обработанными И. А. Резановым и Нгуен Ван Шан (1968). По данным последних, на аэромагнитной карте Северного Вьет-

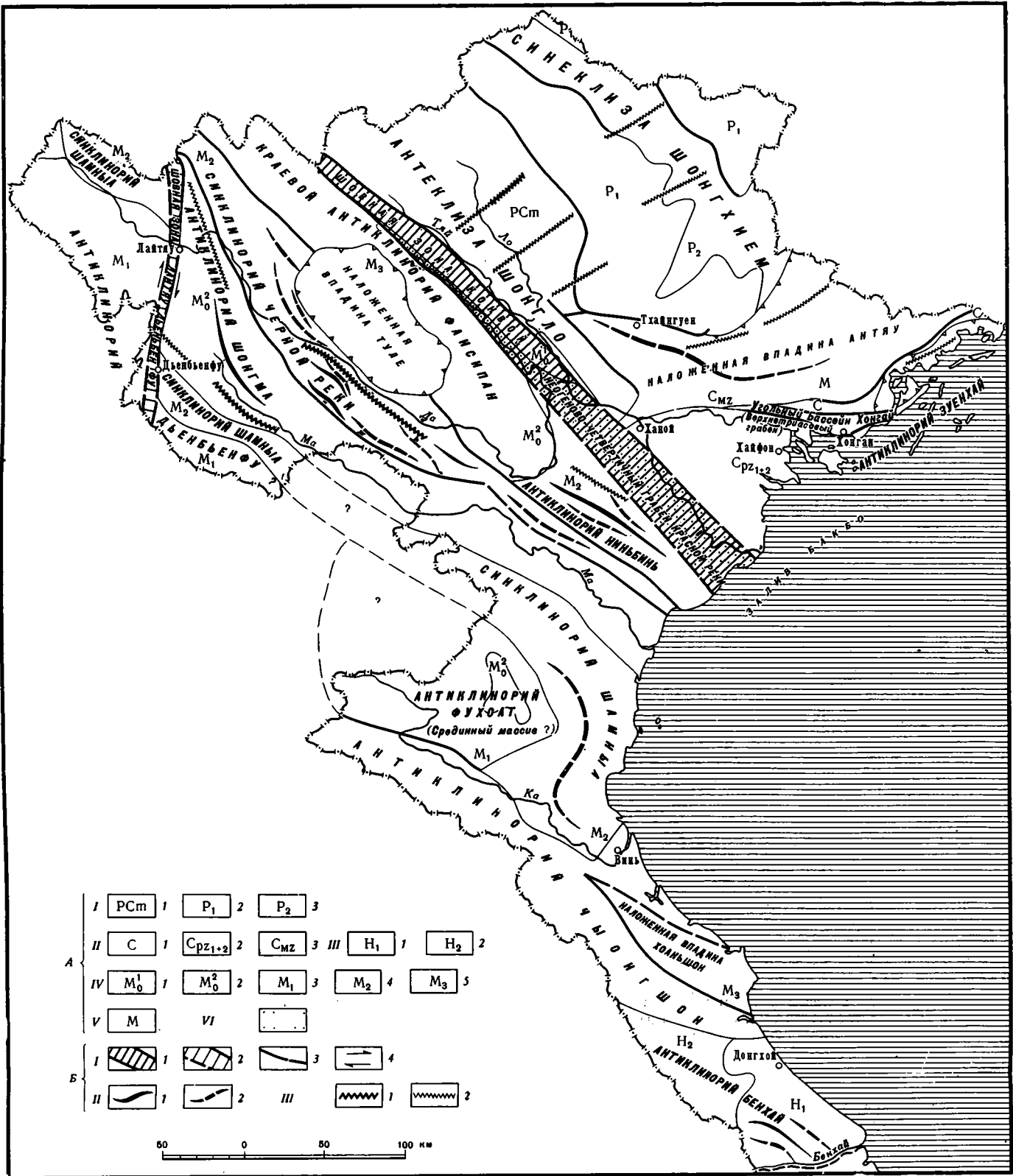


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Вьетнама. Составил Нгуен Динь Кат (1968)

А. Основные тектонические зоны Северного Вьетнама

- I. Южно-Китайская платформа: 1—области докембрийской складчатости, нерасчлененные; 2 и 3—структурные комплексы платформенного чехла: 2—палеозойский, 3—мезозойский.
- II. Зона продолжения катазатских каледонид: 1—складчатый комплекс (Сп—О); 2—комплекс чехла (D—C—P); 3—каледониды, переработанные мезозойскими движениями.
- III. Зона верхнепалеозойской складчатости (герциниды): 1—нижний структурный этаж (O—D); 2—верхний структурный этаж (C<sub>2</sub>—P).
- IV. Зона мезозойской складчатости (мезозонды). Выступы основания мезозонд: 1—сложенные дорифейскими (?) породами, 2—сложенные породами рифея (местами включая Pz<sub>1-2</sub>).
- Складчатый комплекс: 3—нижний структурный этаж (C<sub>3</sub>—P), 4—верхний структурный этаж (T), 5—орогенный (позднегеосинклинальный) структурный этаж (T<sub>3</sub><sup>n</sup>—I—C<sub>1</sub>).
- V. Наложенная мезозойская впадина (T<sub>3</sub>—I—C<sub>1</sub>).
- VI. Структурные элементы неотектонического этапа развития: впадины (грабены), выполненные неогеновыми и четвертичными отложениями.

- Б. Прочие структурные элементы
- I. Разломы: 1—зоны глубинных разломов, разделяющие крупные геотектонические области; 2—глубинные разломы в пределах крупных геотектонических областей; 3—региональные разломы, разделяющие крупные тектонические элементы; 4—сдвиговые перемещения.
  - II. Склады: 1—оси антиклиналей; 2—оси синклиналей.
  - III. Простираения структур в фундаменте по геофизическим данным: 1—с интенсивностью магнитного поля более 100 гамм; 2—менее 100 гамм

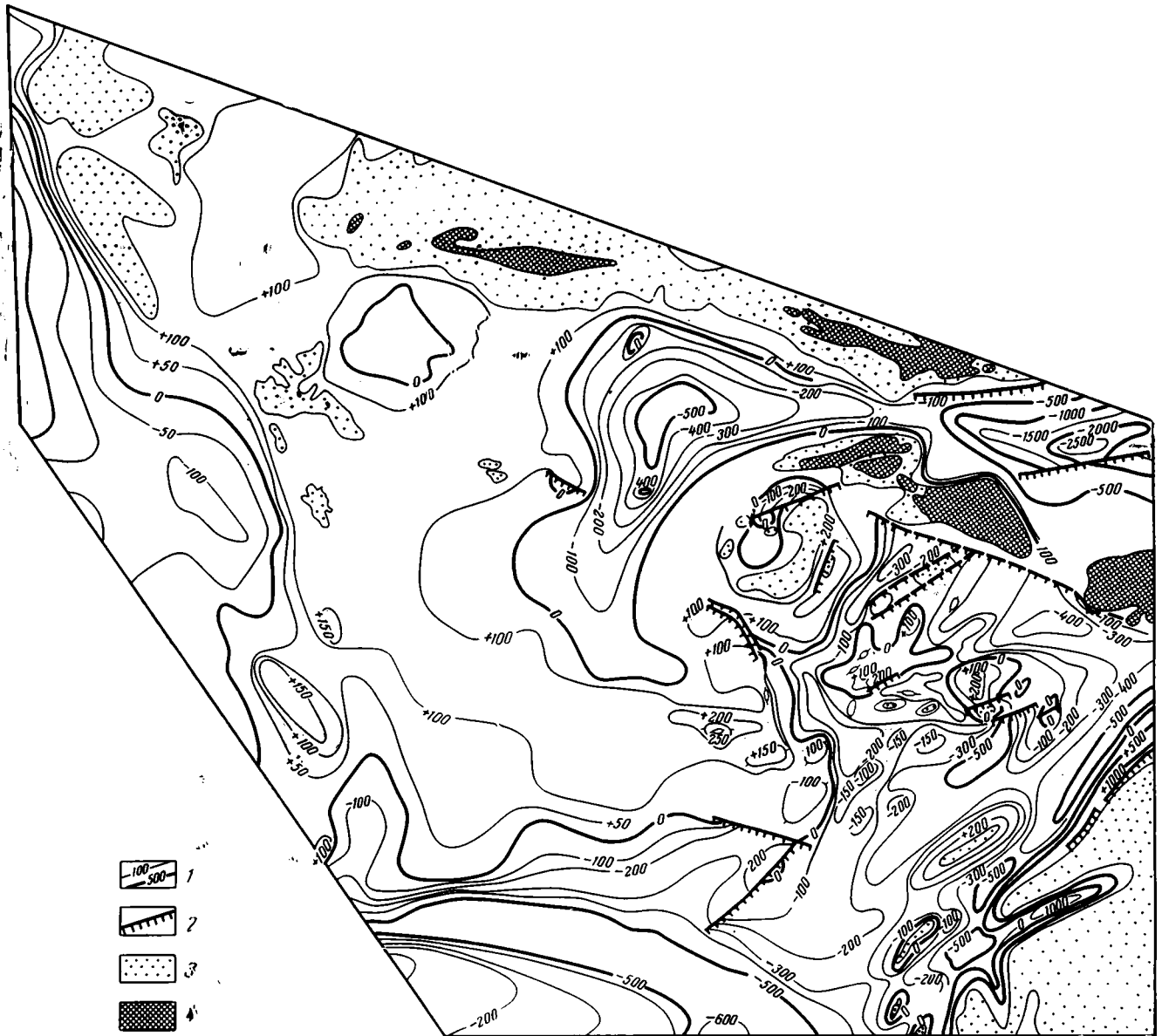


Рис. 3. Структурная карта Бухаро-Хивинской области по подошве неоген-четвертичного комплекса

1 — изогипсы подошвы неоген-четвертичного комплекса; 2 — разломы, сформированные в неоген-четвертичный этап; 3 — выходы на дневную поверхность мезозойских и палеогеновых пород; 4 — выходы на дневную поверхность палеозойского основания

нама четко выделяются две части, разделенные долиной р. Красной: северо-восточная и северо-западная. Первая характеризуется спокойным магнитным полем и северо-восточными простираниями аномальных осей. Северо-западная часть характеризуется интенсивно дифференцированным магнитным полем.

Итак, не только геологические и тектонические особенности, но и геофизические данные подтверждают то, что Северный Вьетнам в тектоническом отношении находится на стыке двух гигантских складчатых поясов — Тихоокеанского и Средиземноморского.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

На территории Северного Вьетнама можно выделить 6 основных тектонических областей (юго-западная часть Северного Вьетнама, которая представляет собой четко зональную мезозойскую складчатую систему с линейными, вытянутыми в северо-западном направлении структурами — Северо-Вьетнамская мезозойская складчатая система) (рис. 1).

На крайнем юге Северного Вьетнама простирается зона верхнепалеозойской складчатости, которая нами, вслед за другими авторами, отнесена к герцинидам Центрального Вьетнама. Она, по-видимому, обрамляет Индосинийский срединный массив, имеющий байкальский складчатый фундамент.

Северо-восточная и юго-западная части Северного Вьетнама разделены крупнейшей шовной зоной. Она называется глубинным разломом или шовной зоной Красной реки. Но это название следует изменить и именовать ее шовной зоной Конвой. Конвой — это название горной цепи, к которой она приурочена.

На берегу залива Бакбо находится окончание зоны катазиатских каледонид. Между этой зоной и Южно-Китайской платформой расположена наложенная на них мезозойская впадина Антяу.

Последней структурной зоной, образованной в неотектоническом этапе развития территории, является Ханойский грабен, выполненный неоген-четвертичными отложениями.

Перед описанием тектонических элементов необходимо кратко изложить историю развития магматизма Северного Вьетнама.

По данным Э. П. Изоха (Довжиков и др., 1965), в Северном Вьетнаме намечается 4 наиболее крупных этапа или периода интенсивной магматической деятельности:

1. Поздний докембрий: интрузии комплекса Шонгтяй, по времени внедрения относящиеся к заключительным стадиям формирования докембрийских складчатых структур.

2. Пермь — триас (до карниа): эффузивы перми, интрузивная серия Дьенбьенфу. По Э. П. Изоху, весь этот этап весьма разнородного магматизма относится к последним геосинклинальным стадиям развития. По нашему мнению, этот этап магматизма принадлежит к главному этапу развития мезозойской геосинклинальной области.

3. Юра — начало мела: кислые эффузивы юры, имеющие широкое распространение. Этот этап, по Э. П. Изоху, в котором наибольшая роль принадлежит вулканическим процессам, целиком относится к послегеосинклинальному периоду геологической истории региона. Исходя из анализа тектонической истории Северо-Вьетнамской складчатой системы, мы относим этот этап магматизма к орогенному этапу мезозоид. По данным В. Н. Павлинова (1958), образования этого возраста распространены по всей юго-восточной Азии.

4. Верхний мел — палеоген: эффузивные и интрузивные породы серии Фансипан. Для этого этапа, по Э. П. Изоху, характерны как излияния эффузивов, так и внедрение весьма крупных массивов гранитоидов и интрузий разнообразных щелочных пород в условиях тектонической активации консолидированной складчатой области.

На основе анализа геологической карты Евразии мы можем сказать, что этот этап магматизма широко проявился по окраине Азиатского материка.

Следует отметить, что магматизм мезозой в Северном Вьетнаме имеет некоторые общие черты с магматизмом мезозой Сихотэ-Алиньской области и Северо-Востока СССР (Пушаровский, 1965).

Переходим к описаниям тектонических элементов Северного Вьетнама.

### ЮЖНАЯ ОКРАИНА ЮЖНО-КИТАЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Для нее характерны достаточно крутые складки, многочисленные разломы, довольно большие мощности отложений, а также состав пород, напоминающий разрезы миогеосинклиналей. Каковы же основные критерии, которые позволяют рассматривать ее в составе платформы? Чем она отличается от юго-западной части страны, которую до сих пор все исследователи, за исключением В. Б. Белоусова (1962), относят к мезозойской складчатости.

Во-первых, из анализа геологических карт видно, что там отсутствует общая линейная складчатость. Следовательно, ее тектонический план принципиально отличен от структурного плана складчатой системы юго-западной части страны, характеризующейся линейной складчатостью. Во-вторых, мощность отложений здесь гораздо меньше, чем в западной части страны. Для доказательства этого вывода мы составляли графики тектонических движений в Северном Вьетнаме по методике В. В. Белоусова (рис. 2). Из этих графиков видно, что обе зоны отличаются не только мощностями, но и направленностью тектонических движений. В-третьих, из имеющихся данных видно, что зоны отличаются также характером формаций и магматизмом. На платформе в девонских отложениях развивается оолитово-известняковая формация, а на юго-западе страны девонские отложения слагают глинисто-сланцевую формацию. Обращает на себя внимание практическое отсутствие в разрезах палеозоя платформы вулканических и интрузивных пород, в то время как в складчатой системе они широко распространены.

Поскольку эти две части отличаются друг от друга характером складчатости, мощностями пород, формациями, магматизмом и структурами фундамента, как можно судить по анализу магнитных данных, то они и должны принадлежать к разным тектоническим областям.

Данные о геологии Южного Китая позволяют уверенно сказать, что северо-восточная часть Вьетнама образует единую структуру с Южно-Китайской платформой.

В этой области нами выделено два тектонических элемента: антеклиза Шонгло и синеклиза Шонгхием.

Антеклиза Шонгло на юго-западе примыкает к шовной зоне Конвой, а на востоке она ограничивается дугообразным разломом. Антеклиза почти изометрична и сложена протерозойскими метаморфическими породами, которые частично перекрыты спокойно залегающим покровом известняков нижнего кембрия.

Изучая геологию Китая, мы наблюдаем много общих черт в строении антеклизы Шонгло и Юньнань-Гуйчжоуской антеклизы. В обеих антеклизях широко наблюдаются брахискладки и почти повсеместно господствует спокойная тектоника.

К антеклизе Шонгло с востока примыкает синеклиза Шонгхием. Разрез синеклизы Шонгхием характеризуется тем, что здесь развиты преимущественно морские терригенные и карбонатные фации карбона, верхнего палеозоя и терригенные отложения триаса. Распространены

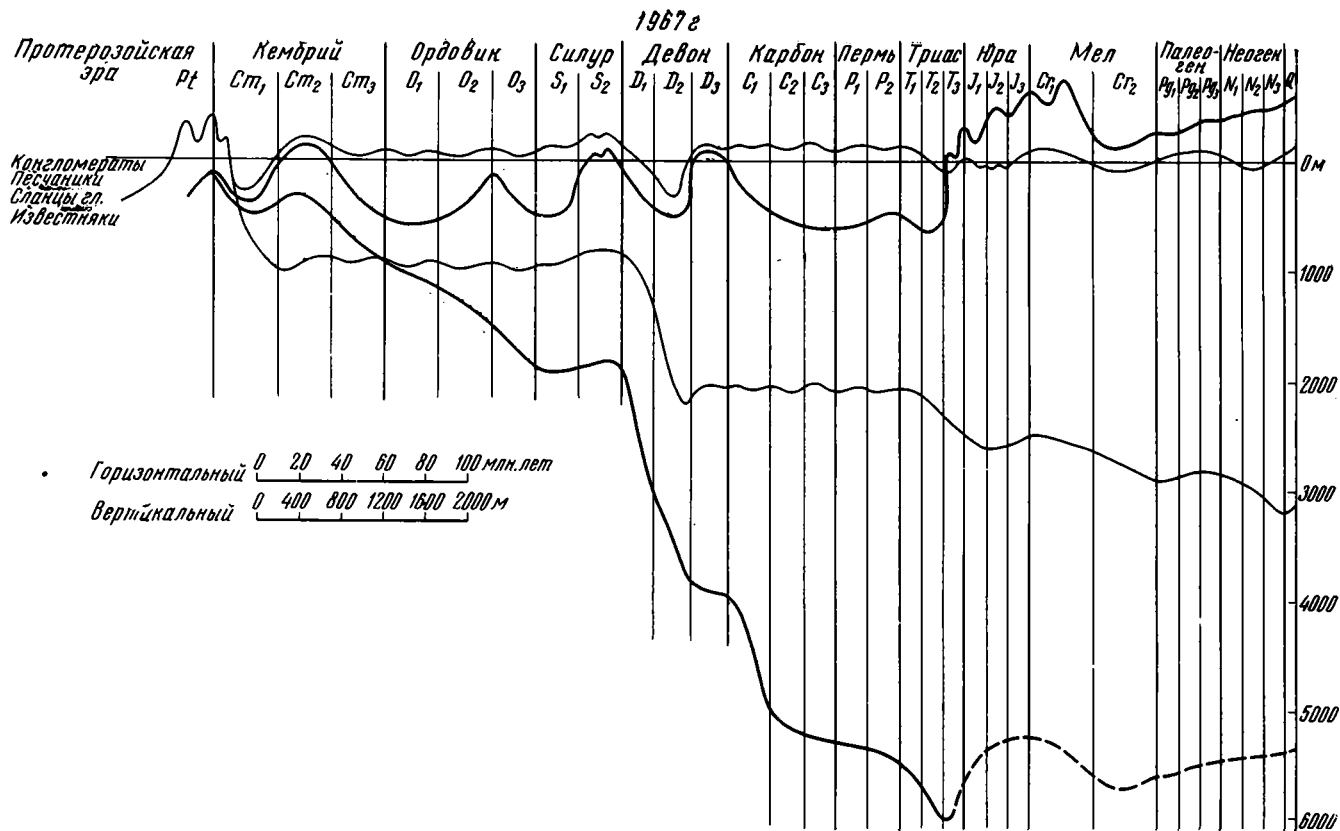


Рис. 2. Графики колебательных движений в Северном Вьетнаме. Составил Нгуен Динь Кат

Тонкие линии — в районе Шонгло (платформа). Жирные линии — в районе Чыонгшон (мезозойды). На графиках: верхняя кривая — палеографическая (колебания поверхности), нижняя кривая — эпейрогеническая (тектонические движения)

оолитово-известняковая и глинисто-известняковая формации. Некоторыми особенностями своего строения и формациями синеклиза Шонгхиём напоминает Сычуанскую синеклизу в Китае. Она отличается от нее меньшим размером и формой.

Мезозойская наложенная впадина Тихоокеанского типа Антяу. Эта впадина впервые была выделена А. С. Хоментовским в 1962 г. (Нгуен Динь Кат, 1963). В дальнейшем она описывалась Ю. М. Пущаровским (1965). Впадина расположена к югу от синеклизы Шонгхиём. С обеих сторон ее на значительном протяжении ограничивают разломы. Структурные соотношения впадины с сопредельными тектоническими районами показывают, что она имеет наложенный характер и по новым данным, сообщенным нам Ю. Г. Моргуновым, недавно вернувшимся из ДРВ, где он работал в течение двух лет, в значительной мере ее отложения перекрывают структуры катазиатских каледонид. В нижней части разреза обнажены терригенные толщи триаса, смятые в довольно крутые складки. Мощность триасовых отложений около 3000 м. В южной части впадины Антяу широко развита нижнелейасовая толща Хакой, представленная в основном терригенными, местами угленосными отложениями.

Из этого следует, что эта впадина отражает влияние тектонических преобразований в мезозоидах, расположенных к западу от нее.

Зона продолжения катазиатских каледонид выделена Ю. М. Пущаровским (1965) и охватывает побережье Северо-Вьетнамского залива и соседние острова. В ее пределах мы выделяем три структурных комплекса:

1. Каледонский комплекс (Ст—О), представленный слюдястыми сланцами, филлитами, рассланцованными песчаниками.

2. Комплекс чехла эпикаледонской платформы (Д—С—Р), представленный терригенными и карбонатными отложениями, которые образуют дугообразную систему очень простых и пологих складок.

3. Континентальные угленосные норийские толщи, которые образуют угольный бассейн Хонгай, представляющий собой грабен, образовавшийся в результате переработки мезозойскими движениями чехла эпикаледонской платформы.

Нужно отметить, что в конце палеогенового — начале неогенового периодов под влиянием кайнозойских тектонических движений произошло локальное погружение отдельных участков в районе залива Бакбо с образованием мульд на стыках и пересечениях разломов различного направления. Эти мулды были выполнены миоценовыми озерными осадками, содержащими бурые угли. По всей вероятности, зона Кото А. Е. Довжикова, где видны только неогеновые отложения, принадлежит каледонской Катазии, к которой, по-видимому, относится также и о. Хайнань (КНР).

Зона верхнепалеозойской складчатости (герциниды Центрального Вьетнама). Она состоит из антиклинорий Бьенхай. В нем четко выражены линейные антиклинали и синклинали, сложенные ордовикскими и силурийскими отложениями. На них залегают известняки среднекаменноугольного и пермского возраста. Поскольку эти известняки образуют пологие складки, то мы пришли к выводу, что возраст складчатости этого антиклинория является верхнепалеозойским, т. е. герцинским.

Зона мезозойской складчатости Северного Вьетнама. Она расположена между Южно-Китайской платформой и Индо-синийским массивом. Последний представляет собой крупный блок, походный по своему строению на срединный массив. Он полностью подходит под определение, данное А. Л. Яншиным (1965), который считает, что срединные массивы представляют собой участки основания геосинклинальных систем, не вовлеченные в геосинклинальное развитие.

В. Е. Хаин (1964) считал, что Индосинийский массив принадлежит к типу срединных массивов, близкому по тектоническому режиму и строению коры к материковым платформам. По Ю. М. Пушаровскому (1965, 1967), он принадлежит к платформенной области с докембрийским основанием. По М. В. Муратову (1967), срединные массивы представляют собой обломки байкалид, но для этих массивов характерно то, что они часто бывают проплавлены молодыми интрузиями и охвачены местами наложенным метаморфизмом. Вслед за М. В. Муратовым, а также, учитывая почти горизонтальное залегание ниже- и среднепалеозойских пород чехла Индосинийского массива, мы принимаем гипотезу о байкальском возрасте его фундамента.

От Южно-Китайской платформы зона мезозойской складчатости Северного Вьетнама отделена, как указывалось, шовной зоной Конвой, которая ограничена двумя очень крупными разломами Красной реки и р. Тяй. Она имеет ширину 12—17 км. В ней развиты докембрийские породы, образованные сложно дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами, условно относимыми к архею. Покров более молодых отложений здесь практически отсутствует. По этому шву, по-видимому, происходили преимущественно вертикальные движения. По геофизическим данным, шов прослеживается под молодыми отложениями Ханойской впадины и далее на юго-восток под водами залива Бакбо. Вдоль шва происходит резкий стык пяти структурных областей: Южно-Китайской платформы, складчатой системы мезозойского Северного Вьетнама, окончания Китайских катазиатских каледонид, крупной и глубокой мезозойской впадины Антяу и Ханойского неогеново-четвертичного грабена.

К зоне шва приурочен неогеново-четвертичный грабен Красной реки. В этом грабене выделены системы очень узких впадин, выполненных угленосными континентальными молассами, углы наклона слоев которых могут достигать 30—40°. В дельте Красной реки мощность четвертичного аллювия достигает 500 м.

Простирая мезозойского Северного Вьетнама и каледонид Катазины образуют между собой прямой угол. Это явление, по нашему мнению, как уже говорилось выше, объясняется тем, что здесь находится стык двух поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского.

Зона мезозойской складчатости Северного Вьетнама обладает очень четко выраженной линейностью тектонического плана. Для нее характерно чередование чрезвычайно протяженных антиклинорий и синклинорий, продолжение которых выходит за пределы Северного Вьетнама и которые частично простираются на территории КНР и Лаоса. В этой зоне выделены следующие основные структурные элементы: краевой антиклинорий Фанспан, синклинорий Черной реки, наложенная на обе из названных структур мезозойская впадина Туле, антиклинорий Ниньбинь, антиклинорий Шонгма, синклинорий Шамныа, антиклинорий Дьенбьенфу, антиклинорий или, может быть, срединный массив Фухоат, антиклинорий Чьонгшон, наложенный мезозойский грабен Хоаньшон.

Эти структурные элементы в основном ограничены глубинными и региснальными разломами. В большинстве случаев разломы имеют северо-западное простираение, только шовная зона Лайтяу-Дьенбьенфу<sup>1</sup> протягивается почти в меридиональном направлении. Раньше этот глубинный разлом характеризовался Ж. Фромаже как шарьяж, Е. С. Постельниковым как шаррунг, а Ю. М. Пушаровским как большой сдвиг со смещением в 60 км. Мы принимаем точку зрения последнего. По нашему

---

<sup>1</sup> До сих пор все исследователи называли ее шовной зоной Тханьхоа.



подсчету (путем составления разрезов), величина перемещения этого сдвига не менее 85—110 км. Однако, возможно, что это крупная горизонтальная флексура. Окончательно этот вопрос может быть решен лишь при дальнейшем геологическом картировании.

Формации, образованные в одно и то же время в области антиклинориев и синклинориев, не похожи друг на друга. Это говорит о том, что формирование этих структур происходило на протяжении всего времени накопления пород геосинклинального комплекса.

В строении синклинориев принимают участие следующие формации: глинисто-кремнистая формация темных плитчатых и массивных известняков ( $C_3 - P$ ) и глинисто-сланцевая ( $T_{1-2}$ ). Анализируя перерывы и угловые несогласия между комплексами горных пород, мы разделили геосинклинальные образования собственно мезозойд на три структурных этажа: нижний структурный этаж ( $C_3 - P$ ), верхний структурный этаж ( $T_{1-2}$ ) и орогенный структурный этаж ( $T_3^o - I - C_1$ ). Последний представлен молассоподобными угленосными отложениями и распространен в отдельных грабенах<sup>1</sup>.

Ю. М. Пущаровский отметил 4 крупных тектонических этапа в истории развития Северо-Вьетнамской складчатой системы: байкальский (?), каледонской, герцинский и мезозойский. В то же время, только после мезозойского этапа здесь впервые появились структурные формы и отложения, свойственные орогенной (позднегеосинклинальной) стадии развития. Следовательно, соответствующие периоды тектонического развития оказались по-существу незаконченными.

Остановимся на кратком описании основных структурных элементов мезозойд Северного Вьетнама. Стратиграфические данные, приведенные ниже, взяты из работы А. Е. Довжикова и др. (1965).

Антиклинорий Фансипан отделен от шовной зоны Конвой глубинным разломом Красной реки. В его пределах широко развиты протерозойские образования. На северо-востоке антиклинория обнажены породы нижнего кембрия, по восточной окраине протягиваются терригенные толщи нижнего и среднего девона, а на юго-восточном погружении наблюдается почти полный разрез палеозойских отложений. Находящийся на его юго-восточном простирании антиклинорий Ниньбинь, по-видимому, отделен от него системой поперечных дугообразных разломов мелкого масштаба.

Антиклинорий Ниньбинь примыкает на северо-востоке к Ханойскому грабену. Он сложен преимущественно известняками и сланцами всех отделов триаса относительно небольшой мощности, под которым следует ожидать довольно полный разрез палеозойских отложений. Триасовые отложения образуют здесь систему линейных складок юго-восточного простирания. Норийские угленосные отложения угольного бассейна Дамдун и юрские вулканогенно-осадочные образования залегают несогласно на других отложениях и отвечают орогенному этапу развития геосинклинали.

Юго-западнее антиклинория Фансипан расположен синклинорий Черной реки, выполненной мощными (до 4000 м), сложно дислоцированными вулканогенно-осадочными отложениями триаса, включая норийские. Последние залегают резко несогласно на подстилающих породах. Впадина Туле, наложенная на синклинорий Черной реки и антиклинорий Фансипан, заполнена вулканогенно-осадочными континентальными образованиями.

Антиклинорий Шонгма сложен протерозойскими кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами, образующими систему линейных,

---

<sup>1</sup> Термин структурный этаж мы понимаем в том определении, которое ему было дано А. А. Богдановым (1963).

но простых и широких складок. Нижнепалеозойские, довольно интенсивно дислоцированные отложения, распространены главным образом на северном крыле антиклинория; они встречаются также на отдельных участках в его центральной и особенно в южной частях. Сланцы и известняки среднего девона, частично сохранившиеся в его северной части, залегают резко несогласно на нижнепалеозойских отложениях.

Синклиорий Шамныа выполнен в основном триасовыми отложениями. Как уже упоминалось раньше, он разделен на две части шовной зоной Лайтяу-Дьенбьенфу.

Антиклинорий Дьенбьенфу протягивается на северо-западе страны, вдоль границы с Лаосом. В пределах Вьетнама находится только его восточное крыло. Вдоль разлома, отделяющего его от синклиория Шамныа, развиты массивы гранитоидных интрузий различного возраста, главным образом раннетриасового. В его пределах широко распространены мощные, интенсивно дислоцированные вулканогенно-осадочные и флишеидные толщи верхов палеозоя и низов триаса.

Антиклинорий Фухоат по форме и структуре очень похож на срединный массив. Может быть, при дальнейшем изучении это и подтвердится. В его ядре обнажены метаморфические протерозойские породы. Кристаллическое ядро погружается в юго-восточном направлении и периклинально облекается более молодыми отложениями.

К юго-западу от антиклинория Фухоат расположен антиклинорий Чьонгшон, отделенный от него разломом р. Шонгма. Он сложен мощными, преимущественно терригенными сложно дислоцированными толщами палеозоя, разрез которого здесь наиболее полный. Некоторые из этих толщ весьма сходны с толщами антиклинория Дьенбьенфу.

В южной части антиклинория Чьонгшон расположен мезозойский грабен Хоаньшон, выполненный вулканогенно-осадочными, преимущественно юрскими толщами.

Антиклинории Дьенбьенфу, Фухоат и Чьонгшон А. Е. Довжиков рассматривал как зоны позднегерцинской складчатости. Изучая геологию Лаоса и Камбоджи, мы пришли к выводу, что эти структуры принадлежат обширной области ранних мезозоид или индосинид (Фромаже, 1937).

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Северный Вьетнам в тектоническом отношении находится на стыке Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

2. В Северном Вьетнаме имеется два типа глубинных разломов<sup>1</sup>: по разломам первого типа (шовная зона Конвой) происходили преимущественно вертикальные движения; по глубинным разломам второго типа (шовная зона Лайтяу—Дьенбьенфу) происходили значительные горизонтальные смещения (85—110 км) сдвигового типа.

3. Шовная зона Конвой со стыком пяти структурных областей (Южно-Китайская платформа, складчатая система мезозоид Северного Вьетнама, окончание китайских катазиатских каледонид, крупная и глубокая впадина Антяу и Ханойский неогеново-четвертичный грабен) является одной из редких шовных зон на земном шаре.

4. Отмечены четыре основных этапа магматизма: первый относится к этапу формирования докембрийских складчатых структур; второй — к главному этапу развития мезозойской геосинклинальной области; третий — к орогенному этапу развития последней; четвертый — к этапу развития внегеосинклинального магматизма по краю Азиатского материка.

5. Отмечено 6 крупных тектонических этапов в истории развития Северного Вьетнама: докембрийский, результатом которого является обра-

<sup>1</sup> Глубинный разлом автор понимает в том определении, которое было дано ему А. В. Пейве (1945, 1956, 1967).

зование Южно-Китайской платформы; байкальский, после которого возник Индосинийский срединный массив; каледонский, в результате чего образованы китайские катазиатские каледониды; герцинский, в течение которого возникли герциниды Центрального Вьетнама; мезозойский — мезозойский Северного Вьетнама и последний — неотектонический этап — неогеново-четвертичный Ханойский грабен.

6. Выделены 4 тектонических этапа в истории развития мезозойского Северного Вьетнама: байкальский (?), каледонский, герцинский и мезозойский. Между отложениями этих этапов наблюдаются угловые несогласия. Но только мезозойский этап сопровождается орогенной стадией развития геосинклинали. Значит, три первых этапа оказались по существу не законченными.

7. Графики колебательных движений для Северного Вьетнама показывают, что его северо-восточная часть характеризуется платформенным режимом развития, а юго-западная — геосинклиналим.

Пользуюсь случаем принести сердечную благодарность Ю. М. Пущаровскому, М. В. Муратову, В. Н. Павлинову, А. С. Хоментовскому, а также Г. И. Немкову, которые в качестве научных консультантов взяли на себя просмотр и редактирование текста статьи. Автор глубоко признателен акад. А. В. Пейве и акад. А. Л. Яншину за их поддержку в работе.

#### Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Богданов А. А. О термине «структурный этаж», Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 28, № 1, 1963.
- Довжиков А. Е. и др. Геология Северного Вьетнама. Объяснительная записка к геологической карте Северного Вьетнама масштаба 1 : 500 000. Ханой, 1965.
- Китовани Ш. К. Перспективы нефтегазоносности Демократической Республики Вьетнам. Тр. Всес. научн.-иссл. геол. нефт. ин-та, вып. 42, 1964.
- Кропоткин П. Н. Индокитай. Геологическое строение. БСЭ, т. 18, 1953.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклиналильные пояса Евразии. Геотектоника, № 6, 1965.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклиналильные пояса и системы, их этапы развития и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1967.
- Нгуен Динь Кат. К методике картирования угленосных толщ. Ж. «Геология», ГГУ ДРВ, № 12, 1962 (на вьетнамском языке).
- Нгуен Динь Кат. Основные представления члена-корреспондента АН СССР А. С. Хоментовского о тектонике Северо-Восточного угольного бассейна. Ж. «Геология» ГГУ ДРВ, № 5, 1963 (на вьетнамском языке).
- Нго Тхыонг Шан. Некоторые вопросы тектоники Северного Вьетнама. Ж. «Геология» ГГУ ДРВ, № 11, 1965 (на вьетнамском языке).
- Нго Тхыонг Шан и Резанов И. А. Основные черты тектонического развития Северного Вьетнама. Геология и разведка, № 3, 6, 8, 1965.
- Немков Г. И. Историческая геология. Изд-во Ханойского политехнического института. Ханой, 1958 (на вьетнамском языке).
- Павлинов В. Н. Современная форма четвертичных вулканов района Датун и острова Хайнань (КНР) и их лавы. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 33, вып. 4, 1958.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклиналильных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Ст. 1 и 2. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1 и 3, 1956.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структуры Индокитая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 108, Изд-во «Наука», 1964.
- Пущаровский Ю. М. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама. Геотектоника, № 5, 1965.
- Пущаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Пущаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. Геотектоника, № 5, 1967.
- Резанов И. А., Нгуен Ван Шан. О простирациях структур Северного Вьетнама по геологическим и аэромагнитным данным. Геология и разведка, № 2, 1968.

- Тектоника Евразии (главный редактор — А. Л. Яншин). Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000, Изд-во «Наука», 1966.
- Фромаше Ж. Структура и тектоника Индокитая. Тр. XVIII Междунар. геол. конгр., 1937.
- Хан В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хуан Бо-цин (Хоан Цзи-цин). Основные черты тектонического строения Китая. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Яншин А. П. Проблемы срединных массивов. Булл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 5, 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии, Геотектоника, № 5, 1965.
- Derprat J. Etudes géologiques sur la région Septentrionale du Haut-Tonkin. Mem. Serv. Géol. Indochine, v. IV. fasc. 4, Hanoi, 1915.
- Fromaget J., Saurin E. Carte géologique, de l'Indochine a l'échelle du 1 : 200 000. Inst. géographique National. Paris, 1952.
- Lantenois H. Notes sur la géologie de l'Indochine. Mem. Soc. Géol. France, v. 1, fasc. 4, 1907.
- Saurin E. Les recherches géologiques récentes en Indochine. Proc. VII Pacific Science Congress, 1949. Wellington, 1953.

Московский  
геолого-разведочный институт

Статья поступила  
13 мая 1968 г.

---

УДК 551.24(479.22)

И. П. ГАМКРЕЛИДЗЕ

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ**

Современная граница между складчатой системой Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы в западной части совпадает с границей, сформировавшейся в нижней юре и не испытавшей смещения в батскую фазу складчатости. Зона Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы в Западной Грузии представляет собой выражение в поверхностной структуре длительно развивающегося тектонического шва — Абхазско-Осетинского глубинного разлома. Зарождение и развитие этого разлома связано с зарождением и развитием Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Эта зона до лейаса представляла собой северный край Закавказской глыбы, а с началом альпийского цикла вошла в состав геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

В продолжении ряда лет автор проводил геологические исследования сопредельных областей складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы в пределах Рачи, Лечхуми, Мегрелии и Абхазии. Анализ накопленного фактического материала позволяет по-новому осветить некоторые вопросы строения и развития западной части указанных структурных единиц.

**О ГРАНИЦЕ И ХАРАКТЕРЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ**

Вопрос о границе и характере сочленения складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы до настоящего времени остается спорным.

А. И. Джанелидзе (1942) в свое время показал, что степень подвижности того или иного участка земной коры определяется его тектоническим развитием и находит свое выражение в основном в различной степени нарушенности осадочного чехла. В этом и проявляются качественные отличия между более подвижными и относительно более устойчивыми зонами Кавказской геосинклинальной области, в частности между складчатой системой Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой.

Принимая во внимание сказанное выше, современную границу между указанными геотектоническими единицами в пределах Западной Грузии можно представить в виде промежуточной зоны, которая, в свою очередь, обладает сложным строением. Существование этой своеобразной зоны (Кахетинско-Лечхумская шовная зона, по Е. Е. Милановскому (1962); Амзаро-Мухурская подзона краевых дислокаций, по П. Д. Гамкредидзе (1964<sub>1,2</sub>, 1966)) обуславливается спецификой тектонического развития смежных структурных единиц. Поэтому мы в первую очередь рассмотрим вопрос об эволюции Грузинской глыбы, в частности господствующее мнение об ее разрастании в конце средней юры вокруг

более древнего Дзирульского ядра, предполагающее, следовательно, существование добатской и послебатской ее границ<sup>1</sup>.

Эта концепция предполагает наличие следующих фактов:

1. В приключенной части глыбы должно существовать два ярко выраженных структурных яруса: нижний — созданный батской складчатостью, представляющий собой в дальнейшем фундамент, и верхний, сложенный слабодислоцированными отложениями, перекрывающимися с большим несогласием лежащие ниже породы.

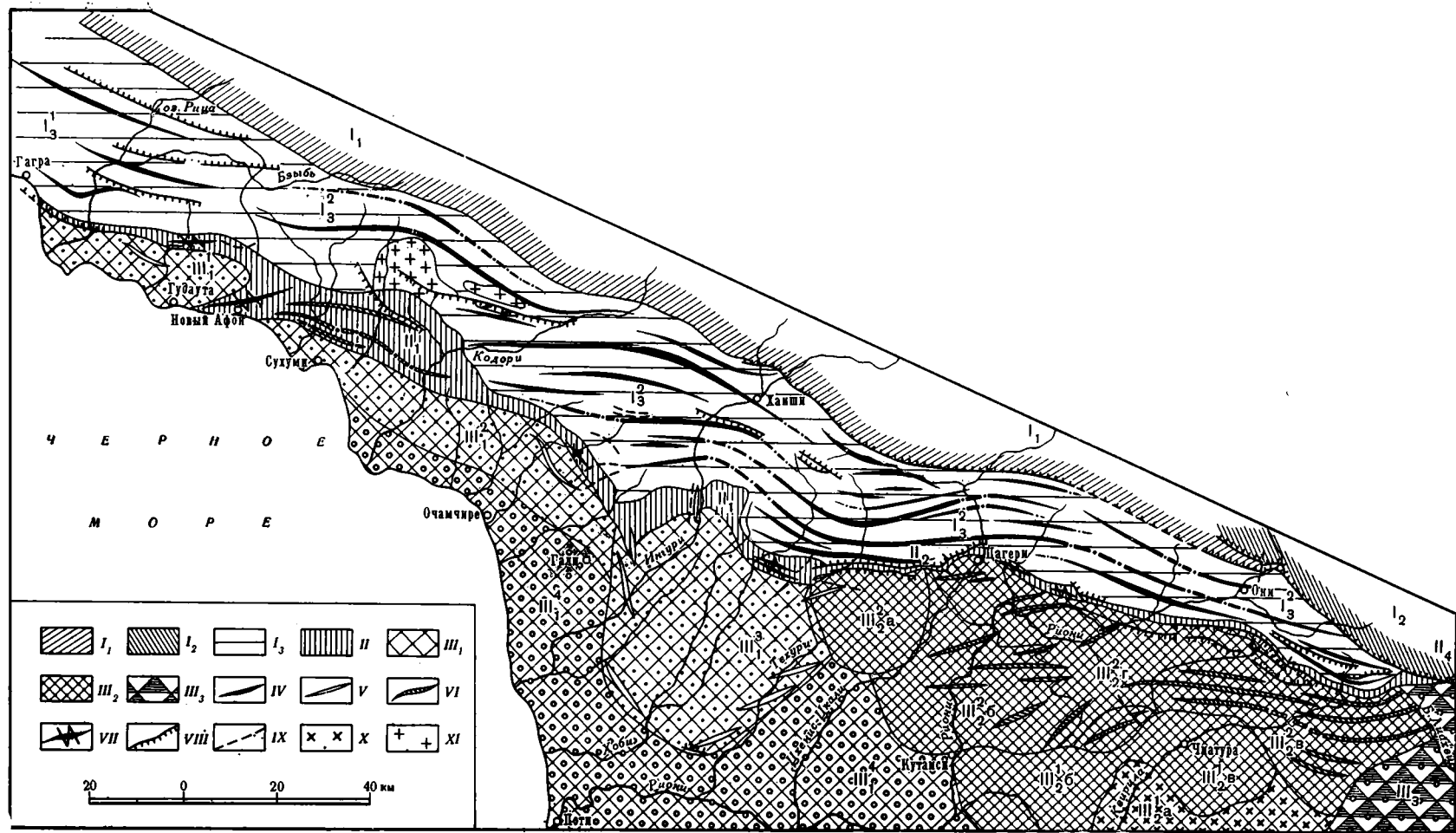
2. В этой части Грузинской глыбы отложения добатского времени должны быть более дислоцированными, чем соответствующие отложения древней части Грузинской глыбы, и складки, выраженные в этих отложениях, в общем должны следовать контурам более древнего ядра.

Однако это не подтверждается исследованиями, проведенными за последнее время в Западной Грузии.

Гагрско-Джавская зона (П. Гамкрелидзе, 1966), сложенная песчанисто-сланцевой серией лейаса, мощной вулканогенной свитой байоса и карбонатными отложениями верхней юры и мела, по степени интенсивности складчатости отличается от более северных (Чхалтинско-Лайлинской и Местиа-Тианетской) зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Линейные складки Гагрско-Джавской зоны с округлыми сводами и с хорошо выраженной южной вергентностью сжаты в меньшей степени, чем складки указанных зон. Степень сжатия и опрокидывания складок убывает к югу и в пределах самой зоны. Кроме того, меловые отложения, судя по их останцам, дислоцированы здесь не менее интенсивно, чем юрские, т. е. батская складчатость выразилась в этой зоне, видимо, довольно слабо. Примечательно, что большинство из развитых здесь разрывных нарушений имеет значительную амплитуду. Причем наблюдаются нарушения с приподнятыми южными крыльями (Западная и Восточная Абхазия, р. Ингури, Рача и Южная Осетия). В западной части зоны складки, выраженные в юрских отложениях, косо перекрываются выходами меловых и третичных пород Грузинской глыбы, т. е. их простираение не согласуется с простираением Гагрско-Джавской зоны в целом (рис. 1). Вместе с тем там, где эти складки примыкают к выходам меловых отложений, хорошо видно их полное затухание. Сказанное выше не позволяет рассматривать Гагрско-Джавскую зону как припаянную часть Грузинской глыбы в результате батской складчатости.

Линия, ограничивающая распространение юрских складок Гагрско-Джавской зоны на запад, совпадает с хорошо известной Абхазско-Мегрельской региональной флексурой, выраженной не только в меловых и третичных, но и в юрских отложениях. К югу от этой линии мы имеем область развития покровной складчатости Грузинской глыбы. В западной части глыбы наблюдаются в основном брахиформные прерывистые складки, а в центральной зоне поднятия (в Окрибско-Хреитской подзоне) развиты складки промежуточного типа (см. рис. 1). Наиболее сильные складчатые дислокации известны в Хреитском поднятии, где наблюдаются симметричные, сильно сжатые складки, уходящие к востоку под молассовые отложения восточной части Грузинской глыбы. Однако весьма примечательно, что степень дислокации в области Грузинской глыбы и во флексурной полосе является примерно одинаковой как в третичных и меловых, так и среднеюрских отложениях. Полное совмещение осей байосских и более молодых складок, а также незначительные угловые несогласия под верхнеюрскими и местами нижнемело-

<sup>1</sup> По ранним представлениям некоторых исследователей (Кахадзе, 1947; П. Гамкрелидзе, 1951), припаянной в результате батской складчатости является не только область распространения меловых и третичных отложений современной Грузинской глыбы, но и полоса порфириновой юры современной Гагрско-Джавской зоны, что и в настоящее время находит своих последователей.



выми отложениями отмечаются в складках, развитых в северной части Асхского комплекса (антиклиналь Шакви), в Восточной и Центральной Абхазии. То же самое отмечает П. Д. Гамкрелидзе (1964) для южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали и Окрибы. В ущельях же рек Магана, Гализга и в Южной Окрибе наблюдается непрерывный разрез, включающий батские отложения. Соответствие осей юрских и послелюрских складок, по данным бурения, установлено также в Ткибули-Шаорском районе. Таким образом, всюду хорошо наблюдается полная преемственность в развитии складок во времени.

Приведенные факты бесспорно свидетельствуют о том, что в северной части современной Грузинской глыбы, в пределах Западной Грузии, субстратом служит не юрский, а более древний складчатый комплекс. Следовательно, современная граница между Грузинской глыбой, представляющей собой область более ранней консолидации, и Гагрско-Джавской зоной складчатой системы Южного склона Большого Кавказа совпадает, по-видимому, с более древней границей между этими разными по характеру структурными единицами.

Указанная граница, как отмечалось, представляет собой сложную зону, и в ней выделяются более или менее отличные по характеру сегменты, особенности развития которых обуславливаются особенностями строения смежных структурных единиц. К западу от Рачинско-Лечхумского сегмента, соответствующего северному крылу одноименной синклинали, выделяется Лашикельский сегмент, представляющий собой сильно сжатую грабен-синклиналь, выполненную маломощными карбонатными отложениями мела и палеогена, которая отчетливо отделяет Асхское поднятие Грузинской глыбы от Гагрско-Джавской зоны. К западу следует своеобразно построенный Центрально-Мегрельский сегмент, в структурном отношении представляющий собою тектоническую ступень, имеющую в плане характер ломаной линии и по углам осложненную складками поперечного (меридионального) направления. Примечательно, что эти складки расположены на непосредственном продолжении разломов субстрата Грузинской глыбы, намечаемых по линиям, проходящим через кулисообразно расположенные брахискладки юго-восточной и западной периферии Мегрельской синклинали мульты.

Довольно крупные разломы в субстрате Грузинской глыбы намечаются также по восточному и южному краю высоко приподнятого глыбового комплекса Асхи и, как отмечает А. Л. Цагарели (1966), по северному и восточному краю Дзирульской подзоны.

Рис. 1. Схема тектонического строения сопредельных областей западной части складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы

**Складчатая система Южного склона Большого Кавказа:** I<sub>1</sub> — Чхалтинско-Лайлинская зона; I<sub>2</sub> — Местиа-Тианетская флишевая зона; I<sub>3</sub> — Гагрско-Джавская зона (и ее подзоны); I<sub>3</sub><sup>1</sup> — Абхазская подзона; I<sub>3</sub><sup>2</sup> — подзона порфириновой юры; Абхазско-Осетинская шовная зона: II<sub>1</sub> — Абхазско-Мегрельская флексура; II<sub>2</sub> — Лашикельская грабен-синклиналь; II<sub>3</sub> — Рачинско-Лечхумская флексура; II<sub>4</sub> — Осетинская грабен-синклиналь;

**Грузинская глыба:** III<sub>1</sub> — Западная зона погружения (и ее подзоны); III<sub>1</sub><sup>1</sup> — Гудаутская подзона; III<sub>1</sub><sup>2</sup> — Самурзаканская подзона; III<sub>1</sub><sup>3</sup> — Мегрельская подзона; III<sub>1</sub><sup>4</sup> — Колхидская подзона; III<sub>2</sub> —

**Центральная зона поднятия (и ее подзоны):** III<sub>2</sub><sup>1</sup> — Дзирульская подзона; III<sub>2</sub><sup>1a</sup> — Дзирульский выступ кристаллического фундамента; III<sub>2</sub><sup>1b</sup> — Западная периферия относительного погружения;

III<sub>2</sub><sup>1в</sup> — Северная периферия относительного погружения; III<sub>2</sub><sup>2</sup> — Окрибско-Хреитская подзона;

III<sub>2</sub><sup>2a</sup> — Асхское поднятие; III<sub>2</sub><sup>2b</sup> — Окрибское поднятие; III<sub>2</sub><sup>2в</sup> — Хреитское поднятие; III<sub>2</sub><sup>2г</sup> — Рачинско-Лечхумско-Шаорская депрессия; III<sub>3</sub> — Восточная зона погружения; IV — линейные антиклинали с округлым сводом; V — брахиформные антиклинали; VI — симметричные антиклинали промежуточного типа; VII — надразломные (рубцовые) антиклинали; VIII — взбросы и надвиги; IX — сбросы и сдвиги; X — гранитоиды и кристаллические сланцы Дзирульского выступа; XI — гранитоиды среднеюрские



Сказанное выше позволяет заключить, что в основу расшифровки поверхностных структур Грузинской глыбы должна быть положена концепция мозаично-блокового строения западной части ее субстрата. Относительное перемещение блоков субстрата Грузинской глыбы, находящее иногда прямое морфологическое выражение в верхних структурных этажах, вызывает местами образование в осадочном чехле своеобразных зон смятия и складчатости. Вместе с тем наличие кулисообразного расположения некоторых складок относительно «материнских» разломов может указывать также на существование сдвиговых перемещений по этим разломам.

Таким образом, поперечные складки, развитые во флексурной полосе, так же как и складки Мегрельской синклинали, являются, по видимому, поверхностным отражением перемещений по разломам в субстрате Грузинской глыбы. Такого же происхождения, вероятно, являются складки и довольно крупный разрыв меридионального направления, хорошо выраженные в ущелье р. Ингури.

Итак, Центрально-Мегрельский сегмент Абхазско-Мегрельской флексуры на глубине с обеих сторон ограничен меридиональными разломами и соответствует северному борту Центрально-Мегрельского блока Грузинской глыбы.

К западу от этого отрезка выделяется Восточно-Абхазский сегмент Абхазско-Мегрельской региональной флексуры. На этом участке большинство исследователей отмечает наличие краевых (постэрозионных) надвигов регионального распространения. Как показали исследования последних лет, здесь нет условий для развития краевых надвигов меловых известняков по эрозионной поверхности байосской свиты (И. Гамкрелидзе, 1966<sub>1</sub>). Существование же местами мелкой складчатости и межслоевых перемещений, наблюдаемых во флексурной полосе Абхазии и Мегрелии, должно быть связано с процессом дисгармоничной складчатости, протекавшей, по-видимому, в условиях общего сжатия, но не без участия дифференциальных перемещений вдоль намечаемого здесь разлома глубинного заложения.

Своеобразно построен участок Абхазско-Мегрельской флексурной полосы, расположенный к югу от Келасурского гранитоидного массива. Особенности строения этого участка, по нашему мнению, обусловлены существованием на глубине южного продолжения этого массива, который затушевывает различие в характере нарушенности осадочного чехла Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоны (рис. 2). Здесь развиты складки промежуточного типа, наклоненные в северной части в сторону Келасурского массива. К западу, приближаясь к Аж-Амгвинской антиклинали, представляющей собой, по-видимому, более древнее, чем эти складки, унаследованное поднятие, они скучиваются, а к востоку образуют виргацию. Таким образом, к югу от Келасурского массива очень трудно проследить Абхазско-Мегрельскую региональную флексуру, хорошо фиксируемую как на востоке, так и на западе, по северному борту Гудаутской депрессии. Поэтому всю широкую полосу, расположенную к югу от Келасурского массива, следует рассматривать как промежуточную между Гагрско-Джавской зоной и Грузинской глыбой.

Описанная нами полоса сочленения Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы некоторыми исследователями рассматривается как линия, соответствующая длительно развивающемуся глубинному разлому (Милановский, 1962; П. Гамкрелидзе, 1964<sub>2</sub>, 1966).

В исследуемой полосе, действительно, наблюдается:

1. Сгущение на поверхности региональных разрывов и наличие ярко выраженной тектонической ступени со скачкообразным изменением гипсометрического положения зеркала складчатости.

2. Полная независимость указанной линии от форм складчатых деформаций.

3. Приуроченность к этой области интенсивной вулканической деятельности, свидетельствующей о существовании глубоких подводящих каналов.

Заслуживают внимания еще некоторые факты.

В западной части указанной полосы, близ курорта Гагра, буровой скважиной установлено наличие крупного разлома. Пройдя разрез нижнемеловых и верхнеюрских известняков, падающих на юг ( $45^\circ$ ), на глубине 2300 м скважина вскрыла известковистые пелиты, граувакковые песчаники, и глины, с характерной фауной нижнемиоценовых фораминифер, общей мощностью около 500 м. Затем, вниз по разрезу, следуют олигоценые глины и песчаники мощностью 250 м и фораминиферовые мергели верхнего эоцена. Таким образом, вертикальная амплитуда разрыва превышает 3500 м. Естественно, что разрыв такого масштаба не может иметь ограниченное распространение. Некоторыми исследователями этот разрыв предположительно проводится к юго-востоку, в сторону Черного моря, а затем в Колхидскую депрессию. Однако нашими наблюдениями установлено непосредственное продолжение этого нарушения на поверхности. Следуя по простиранию пород, восточнее от Гагринской скважины, в ущелье р. Бзыби, между опрокинутыми на юг сильно перемятыми альбскими мергелями и сложенными в многочисленные мелкие складки глинами олигоцена, обнажаются падающие под крутым углом сильно раздробленные известняки палеоцен — эоцена. Литотамниевые и дискоциклиновые известняки палеоцена на левом и правом берегах р. Бзыби имеют меридиональное простирание. Вместе с тем здесь, в одном и том же обнажении, удается различить отдельные глыбы верхнеэоценовых мергелей, палеоценовых известняков и даже отсутствующих на этом участке в коренных обнажениях сенонских известняков. Таким образом, на протяжении примерно 2,5 км эти породы представляют собой громадную тектоническую брекчию. Следовательно, существование крупного тектонического нарушения и его естественная связь с нарушением, установленным в Гагринской скважине, не подлежит сомнению. К востоку это нарушение на поверхности постепенно затухает. Особого внимания заслуживает также приуроченность к описанному участку весьма своеобразных фаций третичных отложений. По данным Н. Ш. Салуквадзе (1967), к западу от р. Мюссера палеогеновые отложения, в отличие от более восточных частей, представлены в прибрежных фациях. Кроме того, на описанном участке (к западу от р. Мугудзырхва), среди лиролеписовых мергелей верхнего эоцена им отмечены прослон и линзы карбонатных песчаников и брекчий, содержащих отдельные обломки палеоценовых и среднеэоценовых известняков, с характерной фауной. Эти «горизонты со включениями» представляют собой, по-видимому, продукты прибрежных подводных обвалов и указывают на близость довольно высокого берега. Такая же картина наблюдается и в период накопления миоценовых отложений, представленных в нижней части исключительно грубообломочными осадками — конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, тогда как восточнее, а также южнее (по данным Пицундской буровой скважины) они сменяются песчано-глинистыми образованиями.

Таким образом, существование суши и постоянство в положении береговой линии в течение всего палеогена и неогена указывает на длительное, конседиментационное развитие отмеченного разлома. Итак, предполагаемый на глубине разлом, в районе Гагра оказывается доступным непосредственному наблюдению. Весьма примечательно, что подобного рода фациальные соотношения хорошо наблюдаются и по южному крылу упомянутого выше Аж-Амгвинского поднятия, также находящегося на продолжении Абхазско-Мегрельской региональной флексуры. Следовательно, не исключена возможность, что глубинный разлом к югу от Келасурского массива раздваивается и проходит по южной и северной

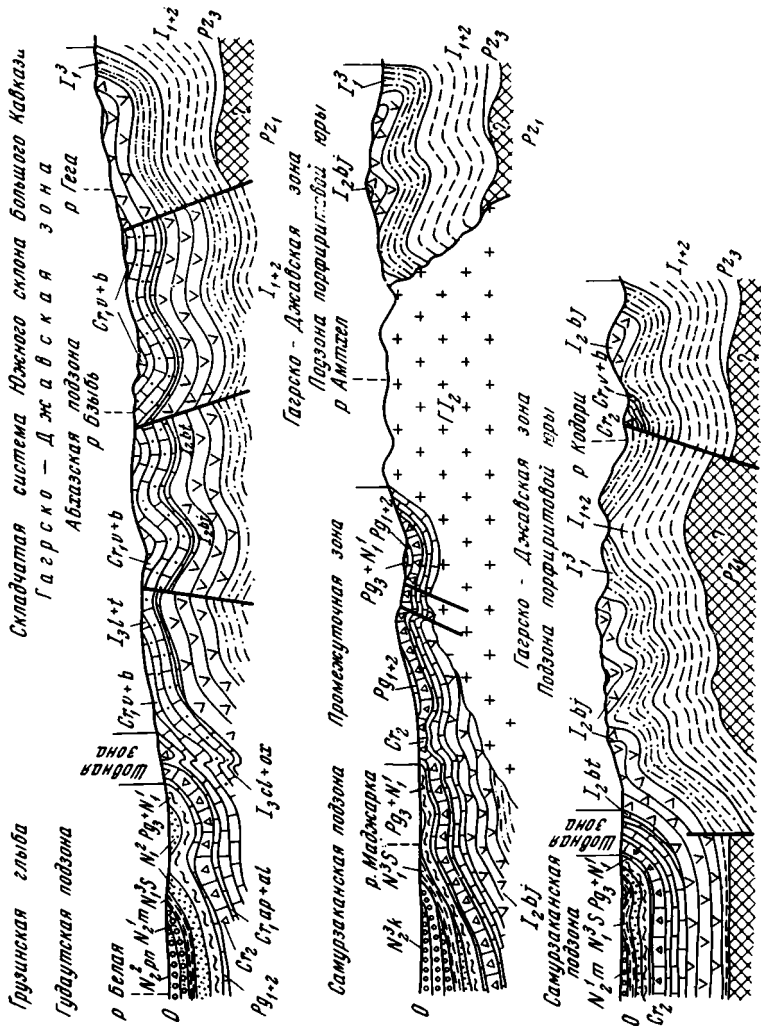


Рис. 2 (начало).

границам Гудаутской депрессии, обособляя ее как самостоятельную погруженную зону Грузинской глыбы, с характерными фациями мощных мио-плиоценовых отложений молассового типа.

Интересен вопрос восточного продолжения этого разлома. Большинство исследователей (Милановский, 1962; П. Гамкредидзе, 1964<sub>2</sub>, 1966 и др.) предположительно проводит его под Рачинско-Лечхумской синклиналию, а далее по миоценовой грабен-синклинали Южной Осетии. Как отмечалось (И. Гамкредидзе, 1966<sub>2</sub>), южное пологопадающее крыло Рачинско-Лечхумской синклинали осложнено рядом брахискладок северо-восточного простирания, которые параллельны развитым южнее складкам Грузинской глыбы. Иная картина наблюдается в северном крыле синклинали, где отчетливо намечается тектоническая ступень, выраженная в юрских и более молодых отложениях, а вторичные складки общекавказского направления по характеру соответствуют таковым Абхазско-Мегрельской флексуры. Кроме того, переход из области южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали к северному крылу является довольно резким — складки южного крыла в северо-восточном направлении как бы срезаются северным крылом синклинали. Сказанное приводит к допущению возможности наличия здесь восточного продолжения

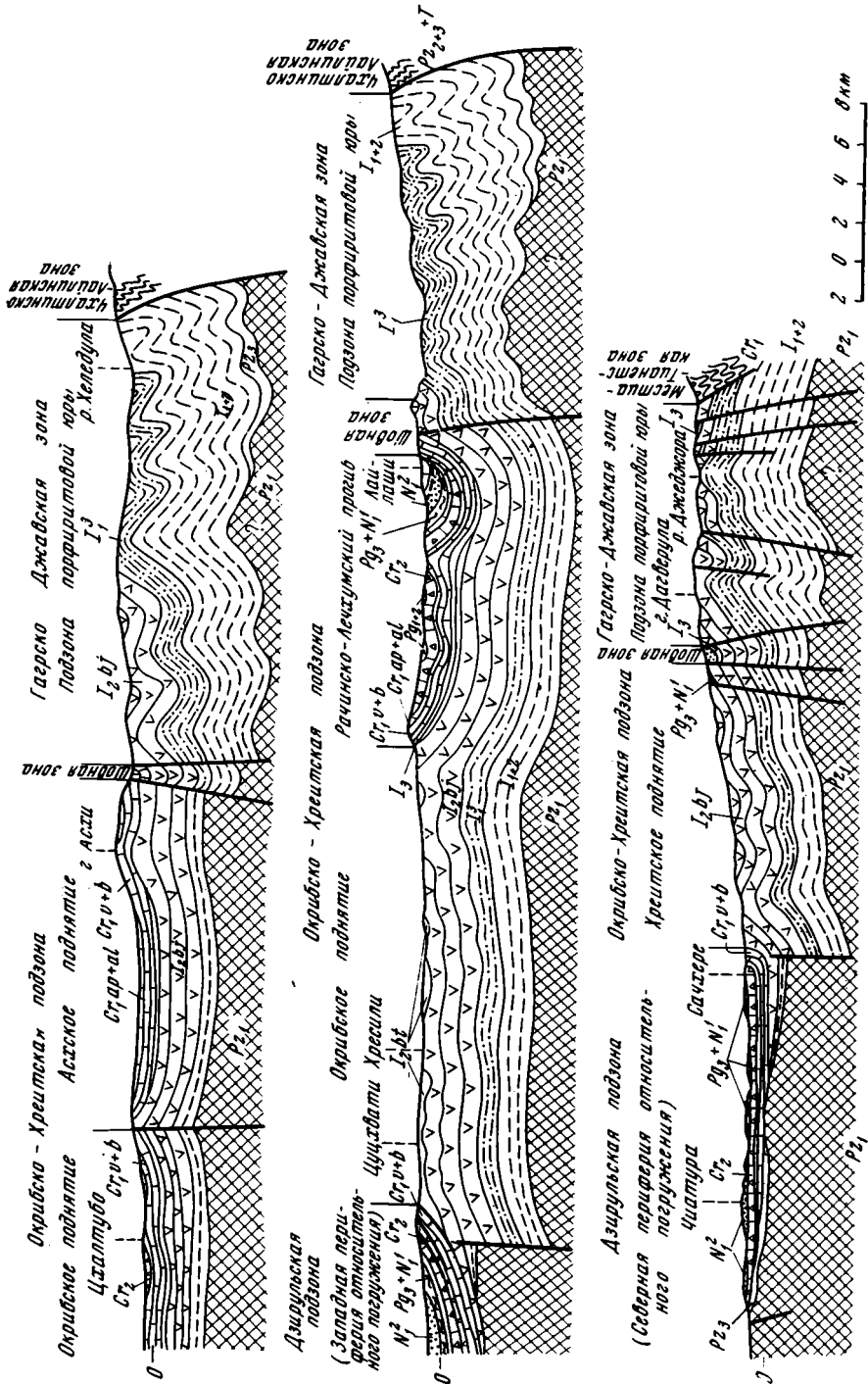


Рис. 2. Геологические разрезы сопредельных областей складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.

упомянутого выше глубинного разлома. Поверхностным отражением этого разлома является флексурная полоса северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали, а южное крыло синклинали представляет собой северный край молодого Окрибского сводового поднятия Грузинской глыбы. Следовательно, эту складку нельзя рассматривать как грабен-синклинали на границе глыбы и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

К востоку от Рачинско-Лечхумского сегмента поверхностным отражением глубинного разлома следует считать миоценовую грабен-синклиналь Южной Осетии, а еще восточнее этот разлом примыкает к надвигу Местиа-Тианетской флишевой зоны (П. Гамкрелидзе, 1966).

Вопрос о зарождении и развитии единого Абхазско-Осетинского глубинного разлома тесно связан с рассмотрением вопроса о тектоническом развитии сопредельных областей Грузинской глыбы и складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

#### **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ**

История тектонического развития сопредельных областей складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы рассматривается нами на фоне развития всей западной части указанных структурных единиц.

В результате доальпийских движений полностью оформилась единая Закавказская глыба и геантиклиналь Главного хребта, разделенные геосинклиналью Южного склона Большого Кавказа. Северный контур западной части Закавказской глыбы, как нам представляется, в это время совпадал с южной границей современной Чхалтинско-Лайлинской зоны (Сванетского антиклинория) складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, где палеозойское (герцинское) развитие непрерывно сменяется альпийским. Следовательно, современная Гагрско-Джавская зона в это время представляла собой северный край Закавказской глыбы, ограничиваясь с севера Сванетским глубинным разломом и, вероятно, лишь в верхнепалеозойское время покрылась эпиконтинентальными отложениями малой мощности, типа квишской свиты, расположенной на кристаллических породах в Главном Кавказском хребте. К югу, в сторону современной Грузинской глыбы эти отложения сменялись континентальными образованиями типа кварцевых порфиров Чиатурского района.

В нижнем лейасе вдоль продольных разломов в опускание втягивается как область геантиклинали Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа, так и северная часть Закавказской глыбы — современная Гагрско-Джавская зона. С юга она ограничивается, по-видимому, Абхазско-Осетинским глубинным разломом, к югу от которого, в области современной Грузинской глыбы, лейасовые отложения сокращаются в мощности и, судя по разрезу Дзирульского массива, сменяются фацией зоогенных известняков небольшой мощности.

Сванетский разлом из краевого глубинного разлома, превращается во внутригеосинклинальный.

Таким образом, в начале альпийского цикла вследствие раздробления геантиклинали Главного Кавказского хребта и Закавказской глыбы происходит расширение геосинклинали Южного склона Большого Кавказа.

Это явление в Гагрско-Джавской зоне сопровождается соответствующим вулканизмом. На Южном склоне Большого Кавказа вулканический цикл начинается в лейасе излияниями кварцевых порфиров и кератофиров, представляющих собой продукты контаминированной магмы (Дзодцендзе, 1966). В средней юре происходит интенсивное погружение геосинклинали Южного склона, последовавшее за сравнительно незначительной регрессией позднего лейаса. Наибольшее погружение испытывает область современной Гагрско-Джавской зоны, где образуется мощная вулканогенная фация, сменяющаяся к северу глинисто-песчанистой. В опускание вовлекается и значительная часть Грузинской глыбы. Особенно глубоко погружается, по-видимому, Окрибско-Хреитская подзона, приобретающая с этого времени некоторую лабильность, что впоследствии находит непосредственное выражение и в степени нарушенности осадочного чехла этой области.

Основным подводящим каналом для байосских лав служит, видимо, Абхазско-Осегинский, а также другие разломы, проходящие в субстрате Гагрско-Джавской зоны, достигающие к этому времени глубоких вулканических очагов. В сложении вулканической толщи байоса принимают участие спилиты и нормальные порфириды, образуя спилито-порфиритовую формацию, являющуюся дериватом базальтовой магмы (Дзоцендзе, 1966).

Таким образом, характер, время и место проявления юрского вулканизма на Южном склоне Большого Кавказа, а также отмеченные структурные и фациальные особенности Гагрско-Джавской зоны делают естественным вывод о том что эта зона представляет собой краевую часть Закавказской глыбы, подвергшуюся раздроблению и вошедшую в начале альпийского цикла в состав геосинклинали Южного склона.

Процесс общего погружения и накопление подводных вулканических продуктов к концу байосского века во всей рассматриваемой области сменяется регрессией. Батские движения, приведшие к крупным переменам палеогеографического характера, в Гагрско-Джавской зоне вызывают образование сравнительно пологих складок. Крупные перемены в это время происходят в осевой части геосинклинали Южного склона (в современной Сванетской зоне), которая окончательно превращается в срединное поднятие — геоантиклиналь. Общее поднятие испытывает также центральная часть Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы. Лишь местами сохраняются замкнутые и полузамкнутые бассейны, где в продолжении батского века накапливается угленосная свита. Таким образом, батские движения проявились в основном в частной инверсии геотектонического режима и в общем поднятии всей Центральной части геосинклинали Южного склона и Грузинской глыбы, отражая при этом тенденцию поперечного поднятия всего Кавказа. Общее поднятие сопровождается внедрением гранитоидных интрузий Кирарской, Эцерской и других — в Сванетии, Келасурской, Горабской — в Гагрско-Джавской зоне, Хевской, Чалованской — в пределах Грузинской глыбы (Заридзе, 1961).

Батские движения завершают начальную стадию альпийского развигия рассматриваемой области.

Погружение, начавшееся в поздней юре, полностью захватывает лишь краевые части батского поднятия. Здесь к югу от западного и восточного флишевого бассейна, где шло накопление терригенно-карбонатного флиша, продолжавшее в большей части без перерыва среднеюрскую седиментацию (Кахадзе, 1947), образовались заливы моря: на западе Абхазский и на востоке Рачинский. Большая часть Сванетской и Гагрско-Джавской зон оставалась сушей. Однако местами в батских депрессиях на Грузинской глыбе и в Гагрско-Джавской зоне в продолжении всей поздней юры отлагается лагунная пестроцветная свита (Бакрадзе, Леквинадзе, Эдилашвили, 1957; Химиашвили, 1957).

Восходящие движения конца поздней юры вызывают образование барьерных, главным образом коралловых рифов (Бендукидзе, 1964). Рифы образуются на восточной (Верхняя Рача) и западной (Западная Абхазия) перифериях Гагрско-Джавской зоны и, по-видимому, с обеих сторон (с севера и юга) ограничиваются уступами глубинных разломов. На востоке они располагаются между Мestia-Тианетским флишевым прогибом и Грузинской глыбой, а на западе — глыбой и флишевым прогибом Северо-Западного Кавказа.

В титоне воздымание вновь сменяется погружением, что местами вызывает расширение верхнеюрских лагун (И. Гамкрелидзе, 1966<sub>2</sub>). Усиление этих движений наблюдается в валанжине, когда море наступает из Западно-Абхазского и Мestia-Тианетского флишевых бассейнов и покрывает Гагрско-Джавскую зону и всю северную и северо-западную часть Грузинской глыбы. В меловое время Грузинская

глыба и Гагрско-Джавская зона испытывают сравнительно равномерные погружения и здесь образуются субплатформенные карбонатные фации. В барреме трансгрессия достигает и Дзирульского массива. В некоторых районах Гагрско-Джавской зоны (Западная Абхазия, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали), в это время замечается углубление моря, выразившееся в появлении пелагической фации пелитоморфных известняков с головоногими. В конце альба и сеномане в центральной части Грузинской глыбы и Гагрско-Джавской зоне вновь проявляется тенденция к воздыманию, вызвавшая перерыв между верхним альбом и сеноманом на северной и западной перифериях Дзирульского массива, а затем появление регрессивных глауконитовых песчаников сеномана в Лечхуми и Центральной Абхазии.

Вулканические явления в мелу были как в Гагрско-Джавской зоне, так и на Грузинской глыбе. В Гагрско-Джавской зоне продукты вулканизма встречаются в альбе и сеномане в виде туфобрекчий авгит-роговообманковых порфиритов и туфогенных песчаников. Свита щелочных оливиновых базальтов (свита Мтавари), развитая на западной и южной перифериях Окрибского поднятия Грузинской глыбы, «стоит особняком и поднимается прямо из базальтового слоя земли» (Дзоценидзе, 1966). Поэтому связь этих образований с разломами субстрата Грузинской глыбы, ограничивающими Окрибу с запада и юга, является вполне вероятной (Цагарели, 1966).

В палеогене погружается главным образом северная часть Грузинской глыбы и лишь южная периферия Гагрско-Джавской зоны, где образуется единый тыловой прогиб (Абхазская парагеосинклиналь, по Белоусову, 1962), так как, по-видимому, уже с конца позднего мела начинает проявляться относительное поднятие Гагрско-Джавской зоны. По Абхазско-Осетинскому глубинному разлому возобновляются движения, но уже противоположного знака. Это явление фиксируется широким развитием по южному краю Гагрско-Джавской зоны палеогеновых трансгрессий и появлением ярко выраженных прибрежных фаций в Западной Абхазии. В пограничной полосе зарождаются надразломные (рубцовые) складки второго порядка. Особенно ярко восходящие движения выразились с конца верхнего олигоцена, когда начинается общая инверсия геосинклинали Южного склона — раннеорогенная стадия альпийского развития рассматриваемой области. Воздымание и складчатость начинают проявляться и в центральной части Грузинской глыбы, особенно отчетливо в Хреитском поднятии, по восточному и южному краю которого миоценовые отложения с большим угловым несогласием перекрывают байосскую порфиритовую свиту. Однако эти соотношения суммируют, по-видимому, эффект всех предыдущих складчатостей и поднятий этого своеобразного участка.

Миоценовое время характеризуется миграцией седиментационных депрессий в сторону Грузинской глыбы, превращением этой зоны в межгорный прогиб и накоплением здесь нижней молассовой формации.

Особенно велика роль в развитии всех основных структурных форм рассматриваемой области новейших (начиная с позднего сармата) движений заключительной — собственно орогенной стадии альпийского развития, когда геосинклиналь Южного склона превращается в горное сооружение и вместе с Грузинской глыбой вновь испытывает как общее, так и поперечное поднятие, более слабо выразившееся в Гагрско-Джавской зоне, где на большой площади из-под байосской порфиритовой свиты выступают терригенные отложения лейаса. В центральной части Грузинской глыбы Асхское, Окрибское, Дзирульское и Хреитское блоковые поднятия вызывают ее структурное расчленение и обособляют Мегрельскую депрессию на западе и Рачинско-Лечхумско-Шаорскую на севере. Между приподнятыми блоками Грузинской глыбы (Асхским и Хре-

итским) и Гагрско-Джавской зоной вдоль Абхазско-Осетинского разлома образуются узкие межразломные Лашискельская и Осетинская грабен-синклинали. Подвижки по этому разлому имеют место и на Абхазско-Мегрельском и Рачинско-Лечхумском участках, что наиболее ярко выразилось в Западной Абхазии (в районе Гагра), где разлом имеет, вероятно, наибольшую амплитуду.

В то же время западная часть Грузинской глыбы испытывает значительное погружение, и здесь накапливается мощная верхняя молассовая формация.

Движения по разломам с унаследованным знаком продолжались в течение всего четвертичного периода (Цагарели, 1964).

Позднеорогенные вулканические явления были в этих областях довольно слабыми. Они приурочены главным образом к краевым частям молодых поднятий Грузинской глыбы и связаны с разломами, ограничивающими эти поднятия. Таковы андезито-базальты южной Осетии, базальты Сачхерского, Амбролаурского районов и Южной Окрибы (Схиртладзе, 1958). Таким образом, Грузинская глыба определяет характер новейшего эффузивного вулканизма.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Современная граница между складчатой системой Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой совпадает с границей, сформировавшейся в нижней юре и не испытавшей, вопреки господствующему мнению, смещения в батскую фазу складчатости за счет разрастания Грузинской глыбы вокруг более древнего ядра. Граница представляет собой сложную зону, и в ней выделяются различные по характеру сегменты, особенности строения которых обуславливаются развитием смежных структурных единиц. Особую роль в этом отношении играет Грузинская глыба. Мозаичное строение последней придает указанной зоне характер ломаной линии в плане, а перемещения по разломам в фундаменте глыбы вызывают образование в этой зоне поперечных складок и разрывов второго порядка.

2. Полоса сочленения складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы, в пределах Западной Грузии, представляет собой выражение в поверхностной структуре длительно развивающегося тектонического шва — Абхазско-Осетинского глубинного разлома.

3. Зарождение и развитие этого разлома тесно связано с зарождением и развитием Гагрско-Джавской зоны. Эта зона возникла в начале лейаса на северном крае Закавказской глыбы, который, таким образом, в начале альпийского цикла вошел в состав геосинклинали Южного склона. В период погружения (растяжения) Абхазско-Осетинский разлом, ограничивая Гагрско-Джавскую зону с юга, представлял собой нормальный сброс, с опущенным северным крылом и вместе с другими разломами субстрата Гагрско-Джавской зоны служил основным подводным каналом продуктов байосского вулканизма, а с началом инверсии в геосинклинали (в период сжатия) превратился во взброс, лишь частично компенсировавший раннее погружение.

4. В альпийском цикле тектонического развития рассматриваемой области отчетливо выделяются два главным этапа и четыре основные стадии: а) лейас—доггер; б) мальм—эоцен (собственно геосинклинальный этап), характеризующийся в начале цикла расширением геосинклинали Южного склона Большого Кавказа, общим погружением и образованием мощной спилито-порфировой формации; в) олигоцен — средний сармат; г) поздний сармат — антропоген (орогенный этап), характеризующийся усилением общих поднятий в геосинклинали Южного склона, образованием в западной части Грузинской глыбы межгорного



прогиба, заполняемого отложениями нижних и верхних моласс и локальным проявлением субаэрального вулканизма, приуроченного главным образом к краевым разломам молодых блоковых поднятий центральной части Грузинской глыбы.

#### Литература

- Бакрадзе И. В., Леквинадзе Р. Д., Эдилашвили В. Я. О геологии района Ткибульского каменноугольного месторождения. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, вып. VII. Изд-во АН СССР, 1957.
- Белоусов В. А. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Бендукидзе Н. С. Верхняя юра Грузии. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1, Геологическое описание, Госгеолтехиздат, 1964.
- Гамкрелидзе И. П. К тектонике полосы соприкосновения складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Сообщ. АН ГрузССР, Изд-во «Мецниереба», № 3, 1966.
- Гамкрелидзе И. П. Строение северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. Геол. ин-т АН ГрузССР, Труды. Новая серия, вып. 7, Изд-во «Мецниереба», 1966.
- Гамкрелидзе П. Д. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. Сб. трудов Ин-та геол. и минералог. АН ГрузССР, Изд-во АН ГрузССР, 1951.
- Гамкрелидзе П. Д. Тектоника Грузии. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1, Геологическое описание, Госгеолтехиздат, 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. Докл. сов. геол. на XXII сес. Междунар. геол. конгр., Гималайский и альпийский орогенез, Изд-во «Наука», 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы. На груз. яз. Сообщ. АН ГрузССР, т. III, № 1—2, Изд-во АН ГрузССР, 1942.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, № 3, 1966.
- Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та ГрузССР. Сер. геол., т. III (VIII). Изд-во АН ГрузССР, 1947.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон. Сов. геология, № 6, 1962.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Монография, № 8, Геол. ин-т АН ГрузССР, Изд-во АН ГрузССР, 1958.
- Хани В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Химшиашвили П. Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Докл. сов. геол. на XXII сес. междунардн. геол. конгр. Гималайский и альпийский орогенез. Изд-во «Наука», 1964.
- Цагарели А. Л. О связи мезозойско-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами. Глубинное строение Кавказа. Изд-во «Наука», 1966.

Геологический институт  
АН ГрузССР  
Тбилиси

Статья поступила  
1 марта 1967 г.

УДК 551.24(571.53)

И. В. ДАНКЕВИЧ, Ю. А. ПАВЛОВ, Л. М. ПАРФЕНОВ

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО ОГРАНИЧЕНИЯ  
АЛДАНСКОГО ЩИТА В РАЙОНЕ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ**

Совместный анализ геологических, гравиметрических материалов, данных по плотностям пород и результатов ВЭЗ в районе сочленения Алданского щита со Становой складчатой областью позволил установить существование зоны с дефицитом плотности не менее чем в  $0,1 \text{ г/см}^3$ . Зона, приуроченная к южной, наиболее нарушенной части Алданского щита, вытягивается вдоль ограничивающего его краевого шва и распространяется на глубину до 10 км при ширине от 25 до 80 км. Она может быть обусловлена местным разуплотнением архейского комплекса щита за счет гранитизированных пород, гранитов, диафторитов и других пород пониженной плотности либо представлять собой утолщение верхнего слоя земной коры.

Результаты исследования позволяют считать, что Южно-Чульманский разлом, проходящий примерно по осевой части этой зоны, представляет собой надвиг с вертикальной амплитудой до 5 км, по которому архейские образования южного края Алданского щита надвинуты на мезозойские отложения Чульманской впадины на расстояние от нескольких сотен метров до 10—15 км, а мощность мезозойской толщи под археем достигает 4 км.

В связи с изучением глубинного строения зоны сочленения Сибирской платформы с докембрийскими складчатыми сооружениями юга Сибири авторами проведена интерпретация гравиметрических материалов совместно с данными ВЭЗ по южному ограничению Алданского щита в районе Чульманской впадины. Гравиметрическую съемку и вертикальные электрические зондирования выполнили геофизики Южно-Якутской комплексной экспедиции Якутского геологического управления В. Л. Гольдман, И. В. Данкевич, В. М. Корчагин, В. А. Рогалев, К. Н. Ушаков и др.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА**

Рассматриваемый район охватывает смежные части Алданского щита, в южной части которого располагается мезозойская Чульманская впадина, и Становой позднеархейской складчатой области (рис. 1).

Алданский щит здесь сложен двумя разновозрастными кристаллическими комплексами: алданским и олёкминским, которые обычно датируются как нижний и верхний архей. В составе алданского комплекса различаются: верхнеалданская свита, характеризующаяся преобладанием в своем составе кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев с силлиманитом, кордиеритом и гранатом, и согласно перекрывающая ее федоровская свита, сложенная преимущественно амфиболовыми, гиперстеновыми, амфибол-пироксеновыми гнейсами и сланцами.

Комплекс образует сравнительно простые широкие линейные и реже изометричные складки, которые к северу и востоку от Чульманской впадины характеризуются общим северо-северо-западным и меридиональным простиранием, а к югу от впадины принимают субширотное направление.

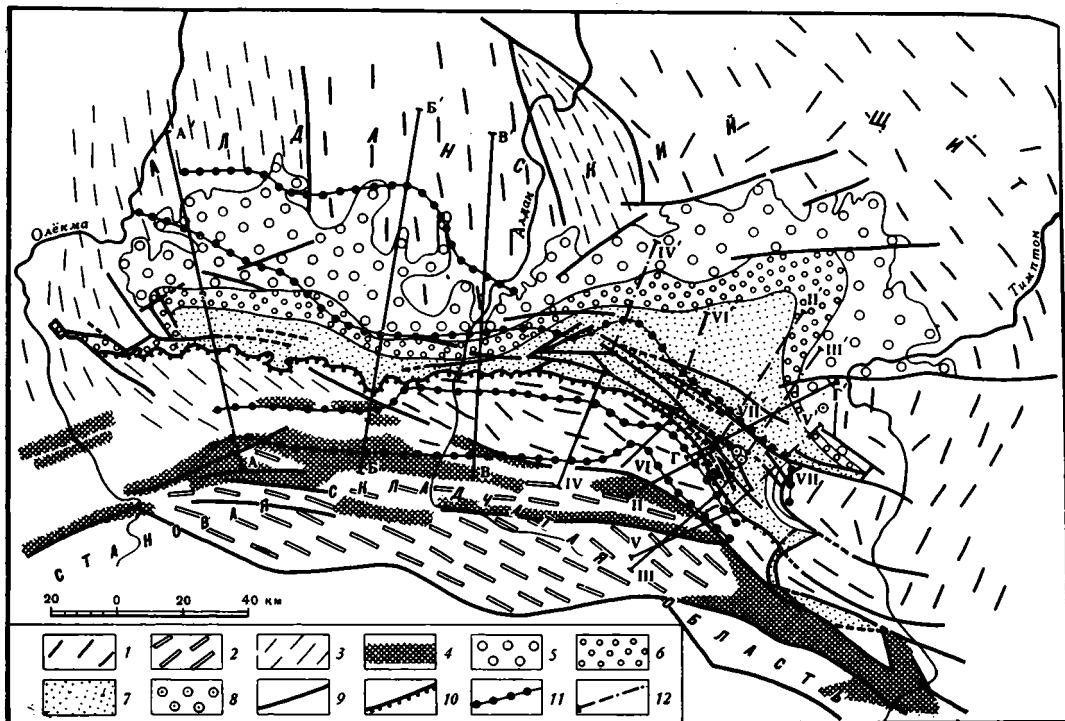


Рис. 1. Схема тектоники района Чульманской впадины (составлена с использованием геологических карт и схем Ю. К. Дзевановского, В. Ф. Микунова и геологов Южно-Якутской комплексной экспедиции)

1 — нижний архей Алданского щита (алданский комплекс); 2 — нижний архей Иенгрской глыбы; 3 — верхний архей Алданского щита (олëкминский комплекс); 4 — диафториты Южно-Алданского краевого шва; 5-8 — мезозойские отложения Чульманской впадины: 5 — ютинская свита, 6 — дурайская свита, 7 — горнитская свита, 8 — холодняканская свита; 9 — разломы; 10 — Южно-Чульманский надвиг; 11 — зоны повышенных градиентов силы тяжести (гравитационные ступени); 12 — расчетные профили (пунктиром показаны участки профилей, на которых выполнены вертикальные электрические зондирования)

Олëкминский комплекс, представленный мигматизированными биотитами, биотит-амфиболовыми гнейсами, мраморами, тремолитовыми сланцами, слагает крупный синклиний, протягивающийся в меридиональном направлении в бассейне р. Олëкмы, а также меньших размеров блок в бассейне р. Унгры.

Южным ограничением щита является Южно-Алданский краевой шов, отделяющий щит от Иенгрской глыбы, входящей в состав Становой верхнеархейской складчатой области. Глыба сложена первоначально метаморфизованными в гранулитовой фации кристаллическими образованиями алданского комплекса, претерпевшими почти повсеместно высокотемпературный диафторез амфиболитовой фации под влиянием процессов, происходивших при замыкании позднеархейской геосинклинали Становой области (Судовиков и др., 1965).

Краевой шов выражен зоной диафторитов, представляющих собой зеленые хлоритовые сланцы, возникшие за счет высокотемпературных кристаллических пород архея. Диафториты прослеживаются в виде прерывистых цепочек при максимальной ширине их выхода на поверхность 10—15 км. Плоскости сланцеватости диафторитов всюду наклонены к югу, что, видимо, свидетельствует о наклоне в этом направлении зоны краевого шва. Однако углы наклона плоскостей сланцеватости в разных участках шва существенно различны. Так, в бассейне р. Иенгры, левого притока р. Тимптона, плоскости сланцеватости ориентиро-

ваны очень полого, под углом 25—30°, а в верховьях р. Алдан — под углом 60—70°.

Краевой шов является длительно живущим разрывным нарушением. Он возник еще в позднем архее в связи с заложением Становой геосинклинальной области и сохранил свою активность в последующее время. К зоне разлома приурочены позднеархейские — раннепротерозойские анортозиты, слагающие крупный вытянутый вдоль шва pluton в бассейне р. Олёкмы, мелкие линзовидные тела гипербазитов, протерозойские небольшие массивы габброидов и гранитов, мезозойские дайки основного и кислого состава, а к западу от р. Олёкмы — неоген-четвертичные базальты. Движения по шву продолжаются в настоящее время, о чем свидетельствует установленная местами приуроченность к нему очагов землетрясений (Живая тектоника, вулканы ....., 1966).

Чульманская впадина (259×110—15 км), вытянутая вдоль края Алданского щита, выполнена континентальными угленосными толщами юры и нижнего мела суммарной мощностью свыше 4000 м. Эти отложения расчленяются на ютинскую свиту (I<sub>1</sub>) — песчаники с линзами гравелитов и конгломератов в основании (350—500 м), дурайскую свиту (I<sub>2</sub>) — песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы и угли (350—500 м), горкитскую свиту (I<sub>3</sub>) — песчаники с линзами гравелитов и конгломератов (2700—2800 м), холодниканскую свиту (Сг<sub>1</sub>) — песчаники с прослоями алевролитов и линзами гравелитов и конгломератов (300 м).

Впадина в плане состоит из двух широких овалов, которые описываются, как Усмунская (на западе) и Алдано-Чульманская (на востоке) синклинали, разделенные Алданским пережимом.

В разрезе Чульманская впадина является резко асимметричной. Фундамент впадины наиболее глубоко опущен (свыше 4000 м) в южной ее части, вблизи ограничивающего впадину Южно-Чульманского разлома. Юрские отложения наиболее прогнутой части впадины, примерно совпадающей с полем распространения горкитской свиты, интенсивно дислоцированы. Для этой зоны характерны антиклинальные и синклинальные складки шириной до нескольких километров с углами наклона слоев на крыльях 40—70°, которые осложнены многочисленными субпараллельными разрывными нарушениями. В пределах большей северной части впадины юрские отложения залегают очень спокойно (от 0 до 2°), полого погружаясь к югу.

По северному и северо-восточному обрамлениям впадины из-под юрских отложений выступает не показанная на схеме карбонатная толща (юдомская и пестроцветная свиты) кембрия мощностью 100—150 м, отсутствующая, судя по данным бурения, в южной части впадины.

Южно-Чульманский разлом, являющийся южным ограничением Чульманской впадины, сопровождается зоной раздробленных и рассланцованных пород шириной до нескольких десятков метров, пронизанных кварцевыми жилами (Микунов, 1965; Нагибина, Микунов, 1964). Этот разлом многими геологами в настоящее время рассматривается как пологий надвиг, по которому архейские образования надвинуты на юру на расстояние 4—10 км. В пользу этой точки зрения, высказанной В. И. Серпуховым (1930), свидетельствуют извилистая рисовка разлома на геологических картах, что особенно заметно в западной его части, срезание им складок юры и т. д. Однако высказывается и существенно иное представление, согласно которому этот разлом представляет собой крутой взброс, наклоненный к югу под углом 60—70° (Микунов, 1965).

## ПЛОТНОСТИ ПОРОД

Существующие сведения о плотностях пород рассматриваемого района приведены в таблице, которая составлена по данным Южно-Якутской и Тимпотоно-Учурской комплексных экспедиций, Московского государственного университета и Всесоюзного института разведочной геофизики.

Порода	Пределы изменения плотности, $г/см^3$	Средние значения плотности, $г/см^3$	Количество определений
Юрские отложения			
Горкитская и дурайская свиты	2,50—2,69	2,62	1022
Юхтинская свита	2,48—2,66	2,56	30
Кембрийские отложения			
Петроцветная свита	2,50—2,78	2,65	17
Юдомская свита	2,63—2,80	2,74	30
Верхнеархейские образования Становой области	2,60—2,87	2,76	150
Диафориты, связанные с краевым швом	2,63—2,81	2,72	43
Нижнеархейские образования алданского комплекса			
Федоровская свита	2,69—3,14	2,81	1363
Верхне-алданская свита	2,66—2,91	2,75	755
Интрузивные образования			
Граниты различные	2,48—2,70	2,65	319
Диориты, монцититы	2,74—2,85	2,78	7
Габбро, габбро-нориты	2,85—3,06	2,97	41
Диабазы	2,77—3,10	2,90	71
Ультраосновные породы	2,98—3,26	3,15	11

Как следует из таблицы, наиболее резкое различие в плотностях, которое необходимо учитывать при интерпретации гравиметрических данных, устанавливается между юрскими отложениями Чульманской впадины и архейскими образованиями Алданского щита и Становой области. Кембрийские отложения ввиду их малой мощности (150—200 м) и незначительных отличий по плотностям от архейских образований ( $\Delta\sigma = 0,03—0,06 г/см^3$ ) не отделяются от архейского фундамента впадины. Средняя плотность мезозойских отложений Чульманской впадины с учетом распространения и мощностей отдельных свит принимается равной  $2,61 г/см^3$ . Непосредственное определение средней плотности фундамента впадины вызывает затруднение в связи с недостаточностью данных о соотношениях слагающих его свит, невозможностью учета в его составе количества гранитов, гранитизированных и диафоритованных пород. Расчеты по гравиметрическим данным позволяют определить разницу в плотностях между мезозойскими отложениями впадины и архейским фундаментом в  $0,15 г/см^3$ . Средняя плотность архейского фундамента впадины принимается соответственно равной  $2,76 г/см^3$ .

### ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И ЕГО СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ

Аномалии силы тяжести в редукции Буге на всей рассматриваемой территории отрицательные и преимущественно ориентированы в субширотном направлении согласно с простираем Чульманской впадины (рис. 2). Наиболее интенсивные гравитационные минимумы приурочены к южной, наиболее прогнутой части Чульманской впадины. К северу и югу от этой широты ориентированной полосы минимумов значения силы тяжести возрастают.

На фоне относительно плавных изменений гравитационного поля выделяются четыре субширотные гравитационные ступени (зоны повышенных градиентов) (см. рис. 1 и 2). В южной части района располагается Южно-Алданская гравитационная ступень с градиентом 3—5 мгл/км, которая на всем протяжении совпадает с Южно-Алданским краевым швом. К югу от Чульманской впадины, примерно параллельно Южно-

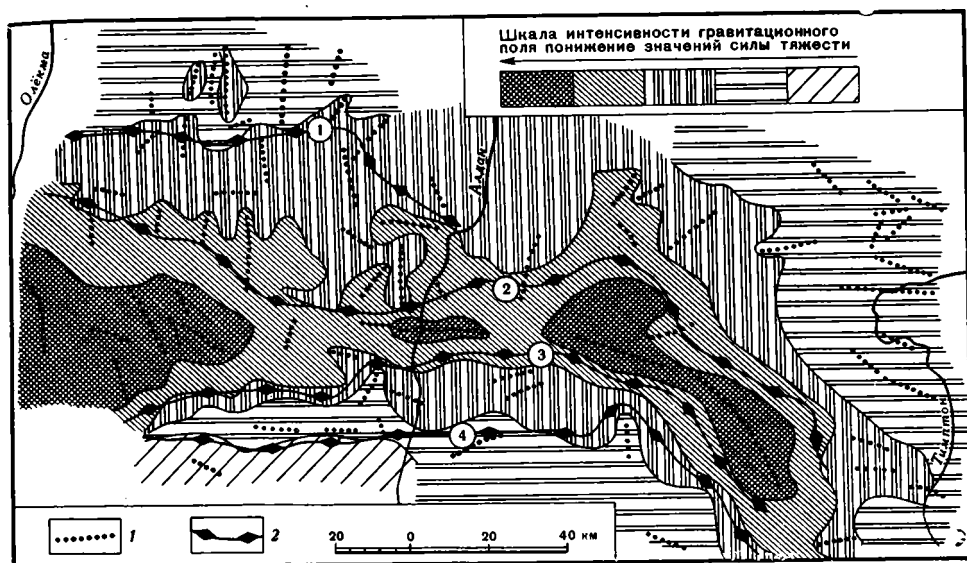


Рис. 2. Некоторые элементы гравитационного поля в районе Чульманской впадины  
1 — оси локальных аномалий; 2 — гравитационные ступени. Цифрами в кружках обозначены гравитационные ступени: 1 — Ченченская, 2 — Верхне-Якутская, 3 — Верхне-Тунгурчинская, 4 — Южно-Алданская

Чульманскому разлому, проходит Верхне-Тунгурчинская ступень (4 мгл/км). Это гравитационная ступень почти совпадает с Южно-Чульманским разломом в районе Алданского пережима впадины; к востоку от него она проходит южнее разлома на расстоянии до 5 км, вновь приближаясь к разлому в своей крайней восточной части, а к западу от пережима она удаляется от разлома на 10—15 км. Севернее выделяется Верхне-Якутская ступень (2—3 мгл/км), которая, как это устанавливается в пределах Алдано-Чульманской синклинали, ограничивает с севера южную наиболее опущенную и нарушенную разломами часть впадины. По северному ограничению Усмунской синклинали проходит Ченченская гравитационная ступень (2 мгл/км).

Простираения локальных гравитационных аномалий на разных участках рассматриваемой территории существенно различны. К северу от Чульманской впадины оси локальных аномалий ориентированы в субмеридиональном направлении и простираются их хорошо согласуются с простираениями складчатых форм нижнего и верхнего архея. Локальные аномалии такого же простираения отчетливо прослеживаются в пределах Усмунской синклинали и в северной части Алдано-Чульманской синклинали, что, видимо, свидетельствует о том, что складчатые формы архея здесь имеют субмеридиональное простираение, как и к северу от впадины.

К югу от Чульманской впадины, в пределах южного края Алданского щита и Иенгрской глыбы, оси локальных аномалий ориентированы в субширотном направлении согласно с простираением архейских складок. Субширотные локальные аномалии устанавливаются также в южной части Алдано-Чульманской синклинали и в районе Алданского пе-

режима. К востоку от Чульманской впадины, в бассейне р. Тимптон, оси локальных аномалий ориентированы также в субширотном направлении и являются резко несогласными по отношению к субмеридиональным структурным формам нижнего архея.

Сопоставление характера гравитационного поля с геологическим строением района и данными о плотностях пород показывает, что значительная часть гравитационного минимума, ориентированного в субширотном направлении, обусловлена легкими мезозойскими толщами Чульманской впадины. Это подтверждается и данными ВЭЗ о глубинах залегания фундамента в пределах Алдано-Чульманской синклинали. ВЭЗ'ы выполнены в настоящее время по пяти профилям вкрест простирания впадины (профили II—II', III—III', IV—IV', V—V' и VI—VI', рис. 1) и по одному профилю, ориентированному по простиранию впадины (профиль VII—VII'). К установленным по ВЭЗ'ам наибольшим глубинам залегания фундамента (до 4—5 км) приурочены наиболее низкие значения силы тяжести (рис. 3).

Данные ВЭЗ были использованы для количественного учета гравитационного влияния мезозойских отложений Чульманской впадины. Расчеты при решении прямой задачи показывают, что в пределах Алдано-Чульманской синклинали Верхне-Тунгурчинская гравитационная ступень обусловлена влиянием мезозойских отложений, поскольку за счет их влияния исключается часть гравитационного минимума до верхнего асимптотического уровня этой ступени. Для полного исключения ступени и совпадения расчетной кривой с верхней асимптотой необходимо допустить продолжение мезозойских отложений впадины под архейские образования в лежащем крыле Южно-Чульманского разлома в районе профилей ВЭЗ от нескольких сотен метров до 2—5 км. Надвиговый характер этого разлома предполагается рядом исследователей на

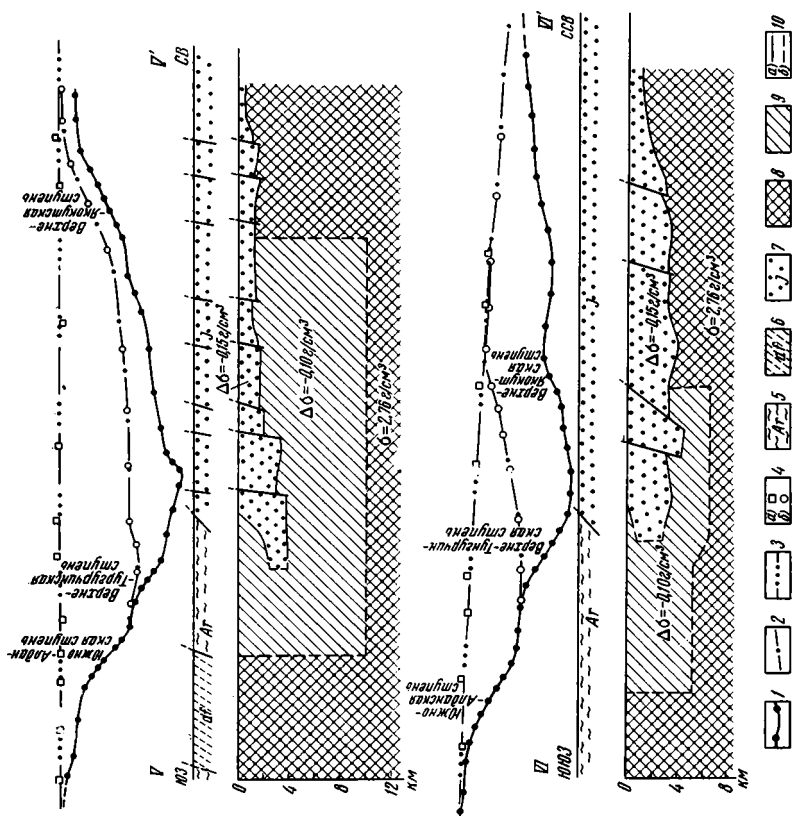


Рис. 3 (начало).

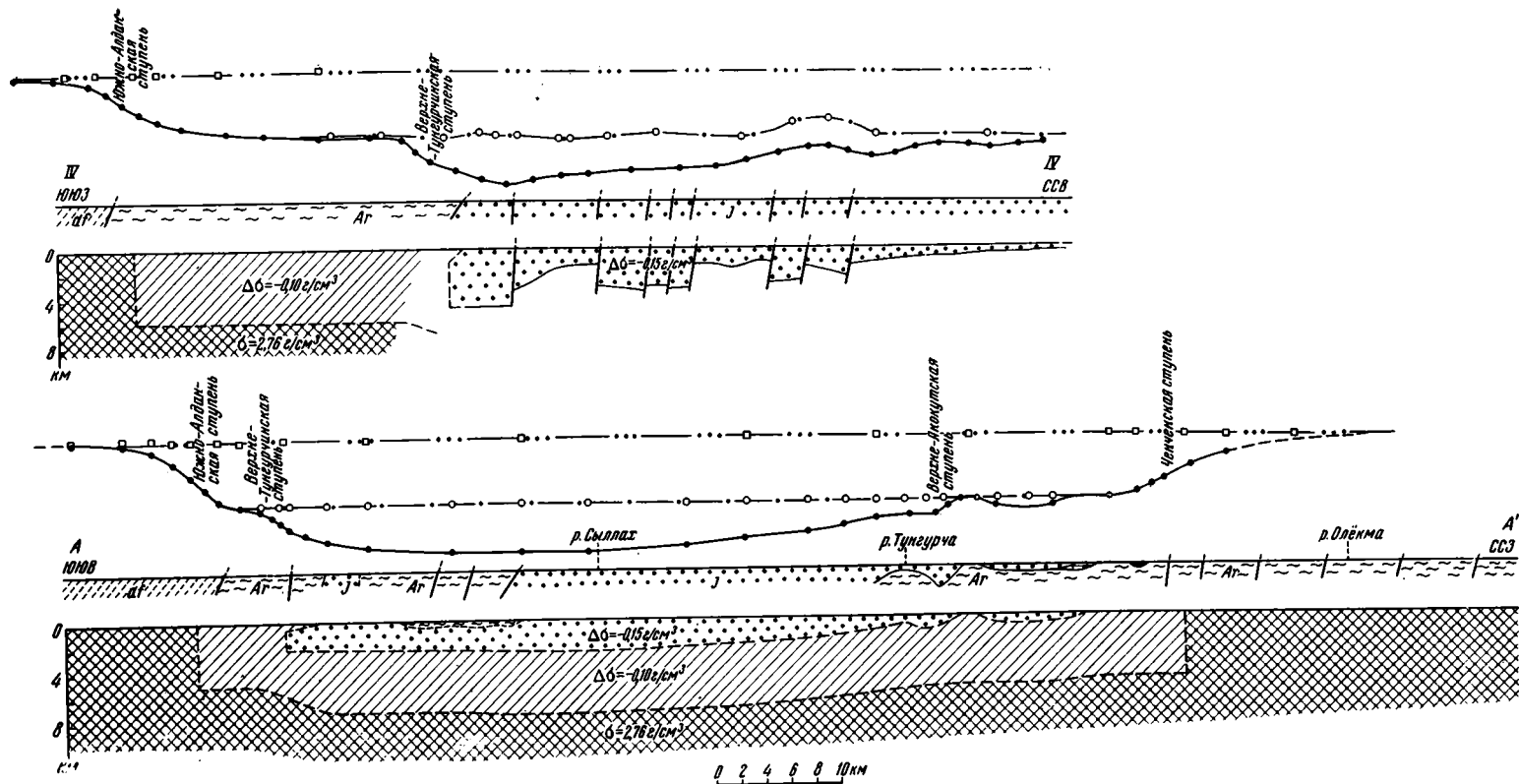


Рис. 3. Геолого-геофизические разрезы верхней части земной коры в районе Чульманской впадины

1 — наблюдаемая кривая  $\Delta g$ ; 2 — кривая значений силы тяжести после исключения влияния мезозойских отложений впадины; 3 — региональный гравитационный фон; 4 — расчетные значения силы тяжести: а) влияние плотностей неоднородности фундамента, б) влияние мезозойских отложений впадины; 5 — архейские кристаллические образования; 6 — диафориты; 7 — юрские отложения; 8 — неразуплотненные архейские породы; 9 — разуплотненные архейские породы; 10 — плотности границ раздела в земной коре: а) установленные по данным ВЭЗ, б) установленные по гравиметрическим данным



основании геологических наблюдений и достоверно подтверждается по трем профилям ВЭЗ. По профилям V—V', VI—VI' и III—III', на которых точки ВЭЗ располагались на расстоянии до 3,7 км к югу от Южно-Чульманского разлома, устанавливается, что под залегающими на поверхности архейскими образованиями с высокими электрическими сопротивлениями (свыше 2000 см) располагаются породы с низкими электрическими сопротивлениями (200—700 ом), которые характерны

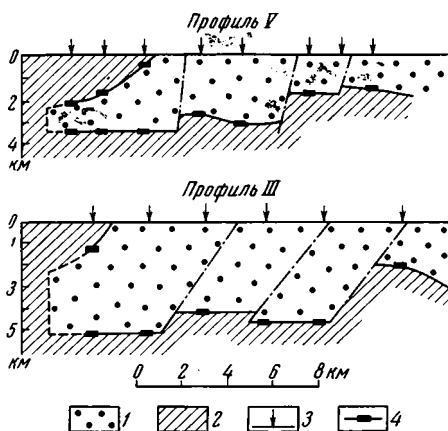


Рис. 4. Характер надвига в районе Южно-Чульманского разлома по данным ВЭЗ

1 — мезозойские отложения Чульманской впадины; 2 — архейские образования; 3 — точки ВЭЗ; 4 — глубины залегания опорного горизонта, определенные по данным ВЭЗ

для мезозойских угленосных отложений (рис. 4). Плоскость надвига по этим профилям наклонена к югу под углом 30—40°. Мощность мезозойской толщи под археем достигает 4 км, а максимальные глубины до кровли этой толщи достигают 1,0—1,5 км. При более мощных перекрытиях юрские отложения обнаружить не удается из-за недостаточной разрешающей способности метода. Однако южную границу распространения погребенной под археем мезозойской толщи можно проследить по гравиметрическим данным. При этом устанавливается, что Верхне-Тунгурчинская ступень в пределах Алдано-Чульманской синклинали четко контролирует южную границу погребенного продолжения мезозойских отложений

в лежачем крыле Южно-Чульманского разлома. Естественно считать, что соответствие гравитационной ступени южной границе погребенного продолжения мезозойских отложений сохраняется и в пределах всей впадины. К западу от Чульманской впадины на смежной территории между речья Олёкмы и Витима эта гравитационная ступень отсутствует (Мастюлин, 1967). Следовательно, на основании гравиметрических данных можно судить об амплитуде горизонтальных перекрытий по Южно-Чульманскому разлому на всем его протяжении. Устанавливаемая таким путем амплитуда горизонтальных перекрытий по разлому существенно различна в разных его частях. Она минимальная в районе Алданского пережима и в крайней восточной части разлома, где не превышает нескольких сотен метров, в южной части Алдано-Чульманской синклинали достигает 5 км, а на юге Усмунской синклинали увеличивается до 15 км. При этом, согласно проведенным расчетам, выходы юрских пород среди архейских гнейсов к югу от Усмунской синклинали представляют собой эрозионные «окна», а гнейсы архея слагают горизонтально лежащий покров незначительной мощности (рис. 3, разрез А—А').

Кроме того, путем совместного анализа гравиметрических данных и материалов ВЭЗ устанавливается, что наклон плоскости надвига с глубиной резко возрастает. На глубинах до 1,5—2,5 км угол наклона плоскости надвига не превышает 30—40°, за исключением профиля IV—IV' в районе Алданского пережима, где он увеличивается до 60°, а далее с глубиной плоскость надвига становится почти вертикальной.

На рис. 5 представлена схема регионального гравитационного фона, полученного путем исключения из наблюдаемых значений силы тяжести влияния мезозойских отложений Чульманской впадины. Этот фон отражает, таким образом, структуру фундамента впадины и более глубоких

горизонтов земной коры. На схеме выделяется крупная отрицательная аномалия, ориентированная в субширотном направлении, которая на юге ограничена Южно-Алданской гравитационной ступенью, совпадающей с Южно-Алданским краевым швом, а к северу в пределах Алдано-Чульманской синклинали плавно уменьшается, затухая примерно в районе Верхне-Якутской ступени, и ограничивается Ченченской ступенью в пределах Усмунской синклинали. Ширина аномалии постепенно увели-

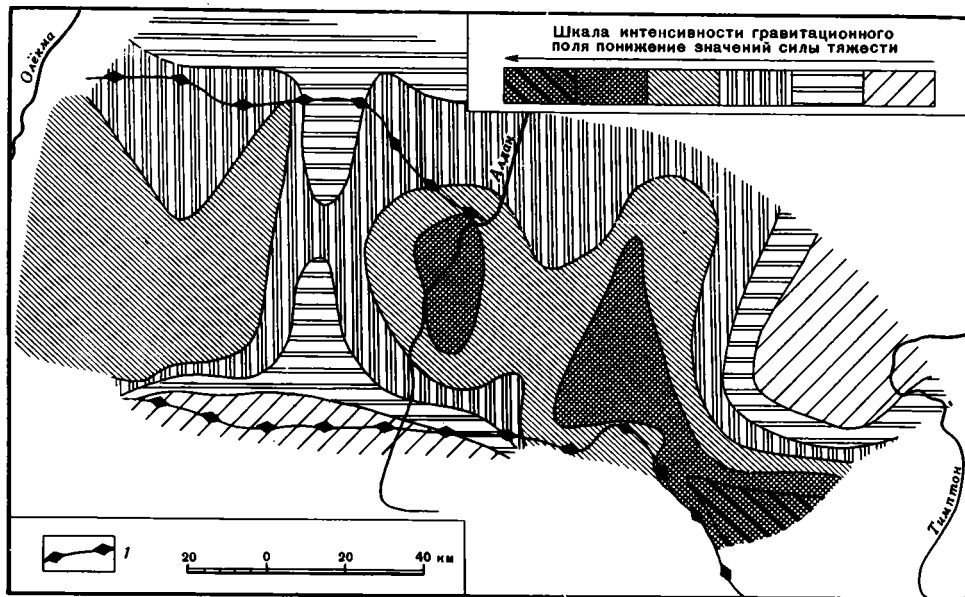


Рис. 5. Схема регионального гравитационного фона в районе Чульманской впадины  
1 — гравитационные ступени

чивается до 30 км в восточной части рассматриваемого района до 80 км в западной, уходя к западу и востоку за пределы района. Насколько можно судить по схеме региональной зональности гравитационного поля западной части Становой зоны (Мастюлин, 1967), эта аномалия при сохранении своей ширины прослеживается в том же направлении западнее нашего района.

На фоне этой региональной отрицательной аномалии выделяется ряд более мелких относительных максимумов и минимумов, ориентированных согласно с простираем складчатых форм архея.

Устанавливается, что западная часть района, примерно совпадающая с областью распространения верхнеархейских образований олёкминской серии, характеризуется более высокими значениями силы тяжести, чем восточная часть, сложенная преимущественно нижнеархейским комплексом.

Представляет интерес выяснение геологической природы региональной отрицательной аномалии, располагающейся вдоль края Алданского щита.

Расчеты по Южно-Алданской гравитационной ступени указывают, что нижняя граница тела, вызывающего эту аномалию, расположена на глубинах не более 10 км, т. е. соответствующая плотностная неоднородность располагается в верхних горизонтах земной коры. Могут быть намечены по крайней мере два варианта ее геологического истолкования. В качестве первого варианта можно предположить, что аномалия вызвана телом пониженной плотности, расположенным под мезозойскими отложениями в пределах Чульманской впадины и выступающим на

поверхность или залегающим непосредственно вблизи поверхности (не глубже 1,0—1,5 км) южнее Южно-Чульманского разлома. Согласно проведенным расчетам с помощью палетки Гамбурцева, оно хорошо аппроксимируется телом, имеющим в поперечном разрезе вид прямоугольника. Ширина его минимальна в восточной части района, где она составляет 25—27 км, увеличиваясь к западу до 40—50 км в районе Алданского пережима и достигая 75—80 км в пределах Усмунской синклинали, а мощность изменяется от 6 до 10 км (см. рис. 3). Это тело, обладающее недостатком плотности по отношению к окружающим его архейским породам в 0,09—0,1 г/см<sup>3</sup>, протягивается вдоль зоны сочленения Алданского щита со Становой областью, непосредственно примыкая к Южно-Алданскому краевому шву. На поверхности ему соответствует южная часть Алданского щита к северу от шва, сложенная ниже- и верхнеархейскими образованиями, и южная, наиболее опущенная и раздробленная часть фундамента Чульманской впадины в районе Алдано-Чульманской синклинали. В пределах Усмунской синклинали северная граница аномального тела совпадает с северной границей впадины и проходит по Ченченской гравитационной ступени. При таком варианте истолкования гравитационной аномалии, эта зона должна быть заметно разуплотнена по сравнению с окружающими архейскими породами.

Разуплотнение может быть обусловлено широким распространением здесь гранитизированных пород, гранитов, диафторированных и раздробленных пород, связанных с неоднократными перемещениями по краевому шву, захватившими примыкающую к нему с севера полосу шириной до 80 км. Однако непосредственными геологическими наблюдениями, проведенными к настоящему времени в этой зоне, каких-либо существенных признаков разуплотнения здесь не устанавливается. Напротив, легкие диафторированные и раздробленные породы концентрируются лишь в сравнительно узкой зоне краевого шва, а также тяготеют к расположенной южнее шва Иенгрской глыбе. Границы и гранитизированные породы нижнеархейского возраста широко распространены севернее Чульманской впадины; граниты верхнеархейского и более молодого возраста многочисленны в пределах Становой области. Анализ существующих данных о распределении плотностей архейских образований района также не свидетельствует о существовании здесь значительно более легких пород.

Внешнее несоответствие между устанавливаемой отрицательной гравитационной аномалией и характером распределения плотностей наблюдаемых на поверхности горных пород можно попытаться истолковать с помощью другого варианта. Можно предположить, что к узкой полосе, примыкающей к краевому шву с севера, приурочено утолщение некоторого верхнего слоя с плотностью 2,76 г/см<sup>3</sup>. Это утолщение постепенно выполаживается к северу от него, может быть связано с впаиванием и прогибанием земной коры под влиянием надвигания Становой области на Алданский щит, или подвигания Алданского щита под Становую область. В пользу этого варианта свидетельствует также то, что в примыкающей к шву части Алданского щита и в пределах Иенгрской глыбы складки нижнего архея не имеют меридионального простирания, характерного для удаленных от шва частей щита, а ориентированы в субширотном направлении, в целом параллельно шву.

Однако при этом варианте интерпретации точные количественные оценки производить затруднительно, так как не известна мощность верхнего слоя за пределами аномальной зоны. Можно только определить, что максимальная мощность утолщенной части слоя не может быть более 10 км и что минимальная разность плотностей между этим слоем и подстилающими образованиями должна быть, как и в первом варианте, около 0,1 г/см<sup>3</sup>. При уменьшении мощности утолщенной зоны разность плотностей, естественно, увеличится. Кроме того, расчеты по Южно-Ал-

данской гравитационной ступени показывают, что центр возмущающей аномальной массы залегает на глубинах от 3 до 5 км. Отсюда следует, что максимально возможная мощность рассматриваемого слоя на участках, прилегающих к аномальной зоне, учитывая, что разность плотности его с подстилающими образованиями не может быть более 0,25—0,3 г/см<sup>3</sup>, составит лишь 1—2 км. Из этого следует, что предполагаемый слой к северу от зоны его утолщения не только значительно уменьшается по мощности, но местами и совершенно выклинивается под мезозойскими отложениями Чульманской впадины.

Как бы ни была истолкована природа рассматриваемой региональной гравитационной аномалии, несомненно существование значительной плотностной неоднородности на глубинах до 10 км в зоне сочленения Алданского щита со Становой складчатой областью.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На основании совместного анализа геологических, гравиметрических данных сведений о плотностях пород и результатов ВЭЗ в районе сочленения Алданского щита со Становой складчатой областью устанавливается существование зоны с дефицитом плотности не менее чем в 0,1 г/см<sup>3</sup>. Зона, приуроченная к южной наиболее нарушенной части Алданского щита, вытягивается вдоль ограничивающего его краевого шва и распространяется на глубину до 10 км при ширине от 25 до 80 км. Она может быть обусловлена местным разуплотнением архейского комплекса щита за счет гранитизированных пород, гранитов, диафоритов и других пород пониженной плотности либо представлять утолщение некоторого верхнего слоя коры.

Результаты исследования позволяют считать, что Южно-Чульманский разлом, проходящий примерно по осевой части этой зоны, представляет собой надвиг с вертикальной амплитудой до 5 км, по которому архейские образования южного края Алданского щита надвинуты на мезозойские отложения Чульманской впадины на расстояние от нескольких сотен метров до 10—15 км, а мощность мезозойской толщи под археем достигает 4 км.

Существование значительной плотностной неоднородности в верхней части земной коры и наличие крупного надвига в районе сочленения Алданского щита со Становой складчатой областью, несомненно, свидетельствует о том, что геологические процессы, проходящие вплоть до настоящего времени на границе этих двух различных по своему развитию блоков, вызывают весьма существенные изменения в строении, а возможно, и в составе верхних горизонтов земной коры.

### Литература

- Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. Изд-во «Наука», 1966.  
М а с т ю л и н Л. А. Геологическое строение западной части Становой зоны по геофизическим данным. В сб. Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. Изд-во «Наука», 1967.  
М и к у н о в В. Ф. Основные особенности тектоники и история развития Чульманского прогиба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1965.  
Н а г и б и н а М. С., М и к у н о в В. Ф. О морфологии мезозойских структур южной части Чульманского прогиба. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1964.  
С е р п у х о в В. И. Таежное золото в районе Яблонового и Станового хребтов. Госгеол-издат, 1930.  
С у д о в и к о в Н. Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.

Институт геологии и геофизики  
СО АН СССР  
Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский институт  
Южно-Якутская комплексная  
экспедиция

Статья поступила  
1 июня 1967 г.

УДК 551.24(47+57)

Н. А. КРЫЛОВ

**О ПЕРЕСТРОЙКАХ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ**

Рассматривается вопрос о наличии и характере изменений структурного плана молодых платформ в процессе их развития.

Описано несколько примеров возникновения поднятий на месте ранее развивавшихся равновеликих прогибов. Отмечается, что «инверсия» характерна только для развития структур среднего масштаба и не характерна для развития элементов первого порядка.

Рассмотрены примеры полной перестройки структурного плана вплоть до изменения простирания новообразованных форм.

Устанавливаются и различные частные перестройки. Описаны существенные изменения границ, смещение осей развивающихся структур, случаи временного прекращения развития отдельных элементов и изменения региональных наклонов без принципиально полной перестройки структурного плана.

Отмечается, что полные перестройки структурного плана обычно связаны во времени с крупными событиями в прилегающих подвижных поясах, а районы проявления полных перестроек территориально тяготеют к подвижным зонам.

Мысль о том, что структурный план платформенных областей не остается неизменным, а претерпевает существенные перестройки в процессе развития, впервые высказал А. П. Карпинский (1894). Позже работами по истории структурного развития платформ, особенно детальными работами по истории развития Восточно-Европейской и Северо-Американской древних платформ (Шатский, 1946; Мирчинк, Бакиров, 1958; Кэй, 1955 и др.), полностью была подтверждена правильность этого положения. При этом на примере Восточно-Европейской платформы было установлено, что наиболее значительные перестройки структурного плана относятся к границам крупных тектонических циклов: каледонского, герцинского и альпийского.

Историю тектонического развития молодых платформ стали изучать гораздо позже. Материалы глубокого бурения и региональных геофизических исследований по молодым платформам были получены за последние 10—15 лет в связи с поисками нефти и газа на территории плит молодых платформ.

Молодые или эпипалеозойские платформы образовались на месте различных палеозойских геосинклинальных складчатых областей. Начало формирования платформенного чехла в этих зонах обычно относится к юрскому периоду. Таким образом, все время существования молодых платформ соответствует только одному альпийскому тектоническому циклу. В полном соответствии с этим в пределах молодых платформ наблюдается единый макроритм колебательных движений, что особенно четко устанавливается для эпигерцинской платформы Предкавказья (Мирчинк и др., 1963) и Средней Азии (Крылов и др., 1966). Первая, большая половина платформенной стадии от начала формирования платформенного чехла до верхнего эоцена представляла собой эпоху последовательного расширения областей общих погружений и осадконакопления за счет областей поднятий. Вторая половина платформенной стадии, начавшаяся в олигоцене, характеризовалась преоблада-

нием регрессий и последовательным расширением зон поднятий. Правда, и последовательное расширение зон общих опусканий и обратный процесс во второй половине макроритма осложнялись более мелкими ритмами колебаний, которые появлялись несинхронно в пределах молодых платформ.

Другое отличие молодых платформ от древних заключается в характере структур чехла. На эпипалеозойских платформах, особенно в тех их частях, где фундамент образован верхнепалеозойскими складчатыми системами, структурные элементы чехла часто имеют линейный характер и в какой-то мере, несомненно, наследуют основные элементы доплатформенной структуры (Яншин, 1965 и др.). В связи с этим возникает вопрос: характерны ли для молодых платформ перестройки структурного плана? Имеются ли закономерности в приуроченности перестроек к каким-либо хронологическим рубежам? Каков характер и результат перестроек структурного плана в пределах молодых платформ?

## I

Одной из форм перестройки является инверсия, т. е. обращение положительной или отрицательной формы в равновеликую структуру противоположного знака. Возможность инверсии на платформе вообще не считается бесспорной. Впервые представление о возможности превращения платформенных прогибов в поднятия — валы высказал в отечественной литературе А. Д. Архангельский (1923). Эту мысль развивали позже В. В. Белоусов (1954), Л. Н. Розанов (1957) и некоторые другие исследователи Восточно-Европейской платформы. С критикой самого представления об инверсии платформенных структур в процессе их исторического развития выступали ряд исследователей. В связи с этим кратко рассмотрим два интересных случая в развитии структурных элементов эпигерцинской платформы юга СССР.

В пределах крупного линейного поднятия современного структурного плана — кряжа Карпинского в тоарское время началось формирование субширотного прогиба. Ось его проходила приблизительно по линии нефтегазовых месторождений Цубукское — Олейниковское — Промысловское (Мирчинк и др., 1959). Развитие этого прогиба продолжалось в среднеюрскую и раннемеловую эпохи (рис. 1). В поздне меловое время развитие прогиба почти не происходило. В распределении мощностей верхнемеловых отложений фиксируется только западная часть этого палеоструктурного элемента (район Цубукского и Олейниковского месторождений). В течение третичного времени на его месте сформировалось Промысловско-Цубукское поднятие, совпадающее по простиранию, положению оси и по размерам с палеопрогибом. Поскольку верхнемеловые отложения здесь непосредственно перекрыты породами ачкагыльского яруса, детально восстановить историю формирования Промысловско-Цубукского поднятия не представляется возможным. Промысловско-Цубукское поднятие в современном структурном плане фиксируется по всем горизонтам платформенного чехла вплоть до подошвы тоарских отложений, налегающих на размытую поверхность складчатого палеозоя или на дотоарские красноцветные породы, выполняющие отдельные грабены (т. е., до подошвы платформенного чехла). При этом по меловым горизонтам Промысловско-Цубукское поднятие гипсометрически приподнято относительно более северного Полдневско-Новогеоргиевского и относительно более южной зоны кряжа.

Таким образом, Промысловско-Цубукское поднятие, сформировавшееся в кайнозой на месте мезозойского прогиба, может с полным основанием рассматриваться в качестве примера инверсии в условиях молодой платформы. При этом в данном случае обращение знака движения

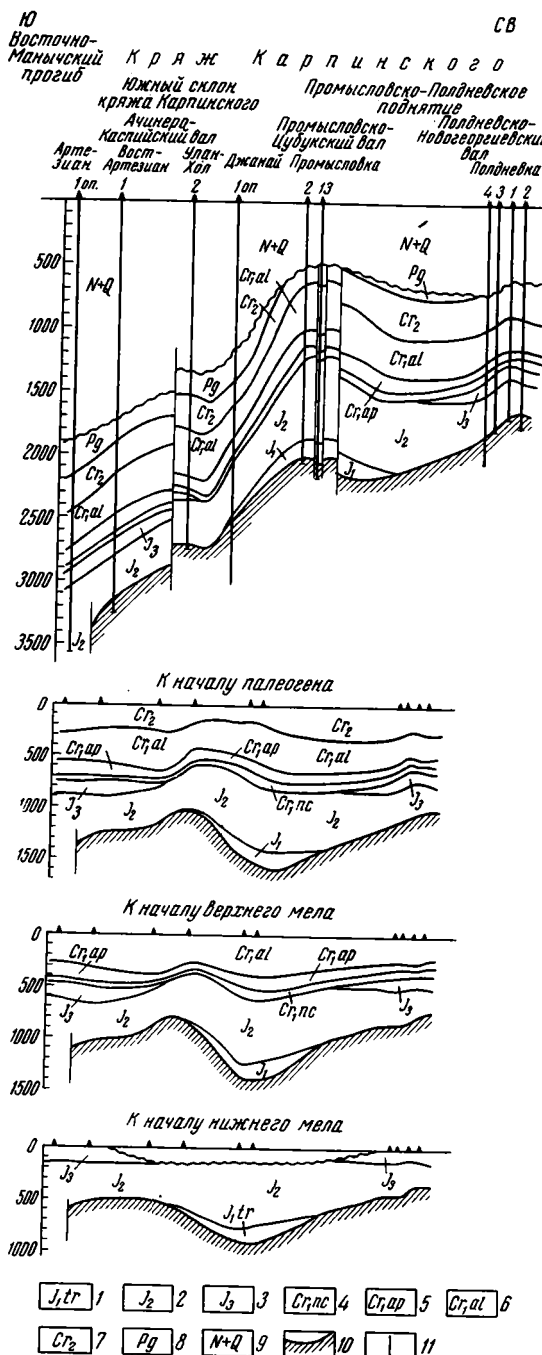


Рис. 1. Геологический и палеогеографические профили через восточную часть крыжа Карпинского. Соотношение масштабов 1 : 50. Отложения: 1 — тоарские; 2 — среднеюрские; 3 — верхнеюрские; 4 — неокомские; 5 — аптские; 6 — альбские; 7 — верхнемеловые; 8 — палеогеновые; 9 — неоген-четвертичные; 10 — подошва платформенного чехла, 11 — разрывные нарушения

полностью ликвидировало существовавший здесь морфологический прогиб, и единственным результатом его бывшего существования является некоторое выполаживание современного Промыслово-Цубукского поднятия с глубиной.

Второй пример формирования поднятия на месте прогиба представляет Кабаклинское поднятие на Чарджоуской ступени Бухаро-Хивинской области. В раннеюрское время в пределах Чарджоуской ступени заложился прогиб, который можно назвать Кимирекским. Он располагался между региональным Бухарским уступом (флексурно-разрывной зоной) на севере, Гугуртлинским поднятием на северо-западе и Чарджоуским поднятием на юго-востоке, открываясь, видимо, в юго-западном направлении в сторону более погруженной Багаджинской ступени. Формирование этого прогиба наиболее интенсивно происходило в ранне- и среднеюрское время. Начиная с мальма, амплитуда его прогибания по сравнению с сопряженными поднятиями существенно уменьшилась, однако до начала палеогена, прогиб продолжал формироваться, хотя и замедленными темпами. Есть основания предполагать, что и в палеогене еще происходило развитие этого прогиба. Резкое изменение в плане структурного развития произошло в неогене. В юго-западной, наиболее глубокой, части мезозойского (или мезозойско-палеогенового?) прогиба сформировалось крупное Кабаклинское поднятие. В современном структурном плане

не Кабаклинское поднятие по меловым горизонтам значительно поднято по отношению к Гугуртлинскому и Чарджоускому поднятиям, для которых было характерно унаследованное развитие в течение всего мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, Кабаклинское поднятие, как и Промысловско-Цубукское, сформировалось в кайнозой над мезозойским прогибом. Однако между этими двумя примерами имеются различия. Первое заключается в том, что при формировании Кабаклинского поднятия мезозойский прогиб не был полностью уничтожен морфологически: подошва платформенного чехла сохранила в целом синклиналиную структуру, тогда как в Промысловско-Цубукском районе синклиналиная структура была преобразована в антиклиналиную по всем горизонтам. Второе, более принципиальное отличие состоит в том, что Кабаклинское поднятие не заняло место всего Кимирекского мезозойского прогиба: оси палео-прогиба и современного поднятия пересекаются почти под прямым углом. В связи с этим говорить о «инверсии» в этом случае можно лишь условно.

Говоря о случаях обращения знака движений на молодых платформах, следует упомянуть известный пример вала Вельд (Lamplugn, 1919; Edmunds, 1948) в Англо-Парижском бассейне. Вал Вельд, простирающийся в запад-северо-западном направлении, прослеживается из района Булони через Па-де-Кале и юго-восточную Англию, где он разделяет Лондонский и Гэмпширский третичный бассейны. Вал фиксируется в строении третичных и меловых отложений, амплитуда его составляет не менее 700 м. Юрские и триасовые отложения и поверхность складчатого палеозоя образуют здесь синклиналиную структуру, ось которой по своему положению близка к оси вала. Такое несоответствие структурных планов объясняется значительным увеличением мощностей триасовых, юрских и неоком-аптских отложений от крыльев вала к его оси. При этом наиболее резкое увеличение мощности испытывают кимериджские и неоком-аптские отложения. Таким образом, вал Вельд сформировался в третичное время над мезозойским прогибом. Положение этих разновозрастных структур в плане приблизительно совпадает. Амплитуда палео-прогиба к началу альбского века составляла более 1500 м. Обращение знака движений в данном случае не ликвидировало полностью древней синклиналиной структуры, а только ослабило ее.

Приведенные примеры дают основание утверждать, что для платформенной стадии развития зон палеозойских складчатостей обращение знака движений (инверсия) имеет место. Однако это явление нельзя считать широко распространенным: приведенные примеры могут быть дополнены лишь единичными случаями.

Подводя итоги изложенному, необходимо отметить, что «инверсия» явление, связанное с развитием структур второго порядка, т. е. структур среднего масштаба. Для развития крупных тектонических элементов обращение знака движения при сохранении размеров и контуров структур нехарактерно.

Многие прогибы, сходные по своей морфологии с Промысловско-Олейниковским и Кимирекским и имевшие сходную с ними историю формирования в мезозой, не претерпели обращения. С другой стороны, поднятия второго порядка, имеющие значительное морфологическое сходство с Промысловско-Цубукским, Кабаклинским поднятиями и валом Вельд, распространенные весьма широко, в подавляющем большинстве случаев формировались без всякой связи с предшествующими им во времени прогибами. Это дает основание считать, что формирование платформенного прогиба не является причиной формирования на месте его в последующие этапы поднятия, т. е., что «инверсия» в условиях молодой платформы не имеет генетического значения, а является частным случаем проявления непостоянства плана структурного развития.

В рассмотренных примерах, взятых из совершенно различных районов молодых платформ, можно усмотреть известное сходство: вал формируется в третичное время на месте мезозойского прогиба. Однако более точной синхронности этого явления отметить не удастся.



Наряду с примерами действительного обращения знака движения в развитии структур молодых платформ имеются примеры «псевдоинверсии», связанные с формированием древнего эрозионного рельефа или некомпенсированными погружениями. В случае образования древнего эрозионного рельефа в пределах поднятия трансгрессивная серия отложений может резко увеличиваться в мощности в результате заполнения древней эрозионной ложбины. При формальном подходе такое явление может быть истолковано как формирование прогиба на месте поднятия. Примером такого явления может служить образование в предакчагыльское время глубоких эрозионных врезов вдоль осей Репетекско-Келифского и Байрам-Алийского валов и последующее заполнение их мощными толщами морских и континентальных отложений верхнего плицена. В случае некомпенсированного погружения мощности отложений убывают к оси прогиба. При анализе мощностей без учета фациальных изменений такие явления могут быть истолкованы как формирование поднятия на месте прогиба.

Примером такого явления может служить Жазгурлинский прогиб на Мангышлаке в олигоценовое время (Столяров, 1961). Близкий пример описал П. Боков (1966) для неокома северной Болгарии.

## II

Гораздо более эффектный пример перестройки структурного плана представил бы случай полного прекращения формирования наметившихся структур и возникновение новых структур, отличающихся от более древних не только знаком, но и своим положением и ориентировкой. Примеры такой полной перестройки структурного плана имеются. Мы рассмотрим более подробно один из них.

Бухаро-Хивинская область в современном структурном плане, как известно (Бабаев и др., 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963 и др.), представляет собой область ступенчатого погружения поверхности фундамента от крупного поднятия Центральных Кызылкумов на юго-запад в сторону глубокого Заунгузского прогиба. Здесь выделяются три ступени — Бухарская, Чарджууская и Багаджинская, разделенные флексурно-разрывными зонами. Каждая более южная ступень характеризуется существенно большими глубинами залегания фундамента, чем смежная северная. Ступени осложнены рядом более мелких структур: изометричными поднятиями, валами и различными прогибами.

В течение мезозоя, начиная с юрского периода, основой структурного развития Бухаро-Хивинской области было формирование моноклинально-ступенчатого погружения в сторону Заунгузского прогиба. Наиболее резкое обособление трех выделяемых в современном структурном плане ступеней относится к ниже- и среднеюрскому этапу развития (Бабаев и др., 1961; Крылов и др., 1966). В течение мелового периода происходило образование более плавного регионального наклона в том же направлении, но без столь резких скачков в изменении мощностей у параградных разломов. Палеоцен-эоценовый этап характеризовался слабой дифференциацией движений и небольшими амплитудами погружений в Бухаро-Хивинской области. Наметившаяся в мезозое северо-западная и запад-северо-западная структурная зональность в целом сохранялась и в плане палеоцен-эоценового этапа. Формирование элементов поперечного простирания к господствующему в течение мезозойско-палеогенового времени не имело существенного значения. Суммарный эффект тектонических движений за юрско-палеогеновое время отражает палеоструктурная карта поверхности фундамента к началу неогена (рис. 2).

Результат тектонического развития за неоген-четвертичный период наиболее полно отражает структурная карта по подошве неоген-четвер-

тичного комплекса (рис. 3, см. вклейку к стр. 63). Два разновозрастных структурных плана Бухаро-Хивинской области совершенно различны. Прежде всего следует отметить, что с конца олигоцена в пределах Бу-

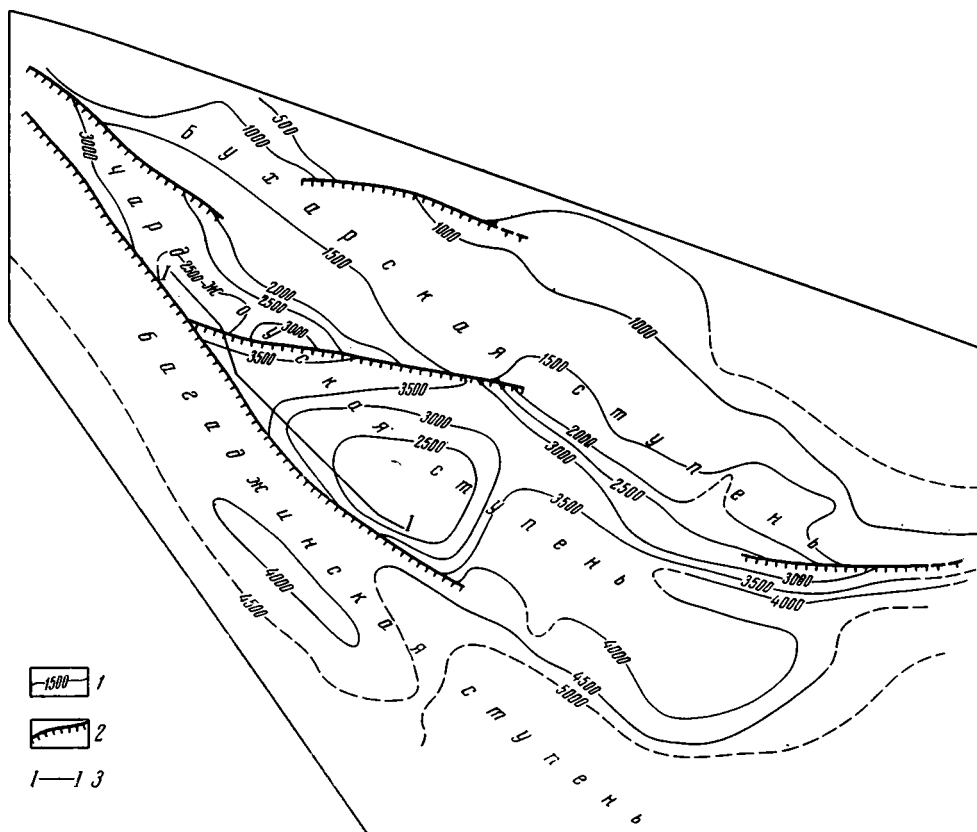


Рис. 2. Палеоструктурная карта Бухаро-Хивинской области к началу неогена по поверхности складчатого основания.

1 — изопахиты юрско-палеогенового комплекса; 2 — разломы донегенового основания

харской и Чарджоуской ступеней почти не отмечается запад-северо-западной структурной зональности. Только в пределах Багдажинской ступени погружение подошвы неогена от  $+100$ — $+150$  м до  $-50$ — $+50$  м у древнего Амударьинского разлома четко выявляет прежнюю зональность. Таким образом, в неоген-четвертичный этап практически не проявились главнейшие элементы предшествующего структурного плана. Вместе с тем ведущее значение в неоген-четвертичной тектонике Бухаро-Хивинской области играют северо-северо-восточные структурные простирания. Одним из основных элементов неогенового плана является Рометанский прогиб, разделяющий в современном структурном плане по подошве платформенного чехла Газлинский и Каганский выступы. Простирание Рометанского прогиба в большей части северо-северо-восточное. В юго-восточной части Бухаро-Хивинской области вплоть до юго-западных отрогов Гиссарского хребта по подошве неоген-четвертичного комплекса фиксируется целая серия прогибов и поднятий субмеридиональной северо-северо-восточной ориентировки; при этом некоторые поднятия и прогибы пересекают почти под прямым углом региональную Бухарскую флексурно-разрывную зону, разделяющую в мезозое Бухарскую и Чарджоускую ступени.

Приведенные материалы показывают, что в Бухаро-Хивинской области в олигоцене произошла кардинальная перестройка структурного плана. В результате этой перестройки сформированная в юрско-палеогеновое время структура не была ликвидирована более молодыми движениями, но была существенно усложнена. Значительная часть тектонических элементов, осложняющих структуры Бухаро-Хивинской области — ступени, сформировалась именно в неоген-четвертичный этап вследствие наложения на прежние структурные элементы новой системы прогиба и поднятий.

Перестройки, аналогичные описанной выше, встречаются довольно часто в истории тектонического развития молодых платформ. В дополнение к приведенному примеру можно указать и другие. Существенно изменились, например, в неогене планы тектонического развития в платформенных частях Западного и Восточного Предкавказья. В неогене здесь почти полностью прекратилось формирование платформенных поднятий и прогибов и ведущим элементом тектоники стали региональные моноклиналильные наклоны на юг, в сторону начавших формироваться передовых прогибов. Это изменение в плане структурного развития обычно датируют границей нижнего и среднего миоцена. Однако фактически к плану структурного развития, характерного для неогена, происходил постепенно в течение майкопского времени. В распределении мощностей нижних горизонтов майкопской свиты Западного и Восточного Предкавказья еще фиксируется формирование ряда ранее намечавшихся структур, но к концу майкопа их развитие затухает. В Восточном Предкавказье существенная перестройка структурного плана произошла также на границе среднего и верхнего плиоцена. Если мощности отложений чокракского, караганского и конкского горизонтов и сарматского яруса моноклиналильно увеличиваются в южном направлении, то мощности верхнеплиоценовых и четвертичных отложений растут в восточном направлении в сторону Каспийской впадины.

Новообразованный в миоценовое время региональный наклон слоев в южном направлении преобразил и структуру более древних толщ мезозоя, дислоцированных ранее по другому плану. Особенно существенно изменилась при этом структура мелового комплекса: Чернолесский прогиб, бывший до среднего миоцена замкнутой структурой, открывается на юг в сторону передового Терско-Каспийского прогиба; Восточно-Манычский прогиб исчезает и вся территория Восточного Предкавказья к югу от кряжа Карпинского характеризуется моноклиналильным падением меловых слоев на юг (Мирчинк и др., 1963).

### III

Еще более широко распространены и чрезвычайно разнообразны по своим масштабам и по характеру частные перестройки структурных планов. Среди них намечаются некоторые наиболее распространенные виды миграция осей или сводовых зон крупных поднятий или депрессий и значительные изменения в конфигурации структурных элементов; окончательное или временное прекращение развития того или иного структурного элемента без принципиальной перестройки плана развития крупной территории; возникновение новых структур, осложняющих развитие элементов более древнего заложения; изменения региональных наклонов.

Смещение зон максимального относительного воздымания сводов и смещение зон максимального прогибания впадин представляет собой чрезвычайно широко распространенное явление. В пределах почти каждого структурного элемента первого порядка происходят перемещения областей максимального поднятия или прогибания в процессе истории их формирования, однако масштабы и характер этих изменений бывают различными. Например, с юры до четвертичного времени происходило

постепенное смещение оси в Жазгурлинском прогибе (западная часть Северо-Туркменской системы прогибов) с севера на юг. Эта миграция оси прогиба проходила последовательно и в целом постепенно. За период с юры до антропогена смещение оси составило первые десятки километров при ширине прогиба около 100 км. Близкое по масштабу и характеру явление представляла собой миграция от лейаса до палеогена зоны максимального прогибания в Англо-Парижском бассейне.

Вместе с такими сугубо эволюционными и непринципиальными изменениями есть случаи быстрых и резких смещений осей структур. Такое явление, например, было на Мангышлаке. В оформлении современного структурного плана Мангышлака огромную роль сыграли движения, происходившие до среднего миоцена, когда в пределах Горного Мангышлака окончательно сформировались Каратауский и Беке-Башкудукский валы и разделяющий их Чакрыганский прогиб, а в пределах Степного Мангышлака четко обособилась Жетыбай-Узенская ступень и расположенные южнее Жазгурлинский и Сегендыкский прогибы. Однако задолго до олигоцена, в течение мезозоя, развитие структур происходило принципиально по такому же плану (Мирчинк, и др., 1966; Шлезингер, 1965 и др.). Только в течение поздне мелового этапа развития структурный план этого района был существенно иным. Господствующим структурным простиранием в течение поздне мелового этапа, как и в предыдущие и последующие этапы, было субширотное, но положение прогибов и поднятий было другим. Наиболее глубокий прогиб в поздне меловую эпоху формировался на месте современного Каратауского вала, а наиболее крупное поднятие располагалось на месте современной Жетыбай-Узенской ступени. Палеопрогиб на месте современного Каратауского вала активно формировался в первую половину поздне меловой эпохи, а затем редуцировался. Но он четко выражен в тенденции изменения суммарных мощностей верхнего мела. Эти новообразованные в поздне меловое время поднятия и прогибы можно представить себе как сильно смещенные на юг Южно-Бузачинский прогиб и Центрально-Мангышлакское поднятие. При этом масштаб смещения осей примерно равен ширине развитых здесь линейных структур.<sup>1</sup>

Весьма показательный пример изменения границ структурных элементов дает история формирования Ставропольского свода и сопряженного с ним с запада Восточно-Кубанского прогиба. Со среднеюрского времени и вплоть до конца мелового периода Ставропольский свод представлял собой крупную зону воздымания, а Восточно-Кубанский прогиб характеризовался накоплением относительно повышенных мощностей осадков всех стратиграфических подразделений мезозоя. Восточнее Ставропольского свода мощности всех свит мезозоя снова возрастали. Положение резко изменилось в палеоцене. На месте северной части Восточно-Кубанского прогиба в палеоцене-эоценовый этап формируется глубокая палеовпадина, Ставропольский свод (развивавшийся в виде крупной поднятой зоны в мезозое и после эоцена) оказывается на восточном борту этой депрессии, а еще восточнее располагается крупное палеоподняtie — область резко сокращенных мощностей палеоцена и эоцена (Мирчинк, и др., 1963; Бурштар и др., 1966). Сложные изменения очертаний притерпевал в процессе развития и Центрально-Каракумский свод.

<sup>1</sup> Не исключен и другой вариант интерпретации материалов. Приведенный вывод сделан на основании сравнения мощностей верхнего мела на крыльях и в сводовых частях различных мегантиклиналей Мангышлака при полном отсутствии данных об его мощности в промежуточных мегасинклиналях. Этот материал достаточен для вывода о неравномерности роста различных мегантиклиналей Мангышлака, но не для вывода о существовании эпох их инверсионного развития. Для верхнекампанского, маастрихтского и датского времени существование Каратауской мегантиклинали хорошо доказывается появлением с приближением к ней терригенного материала в карбонатных породах.

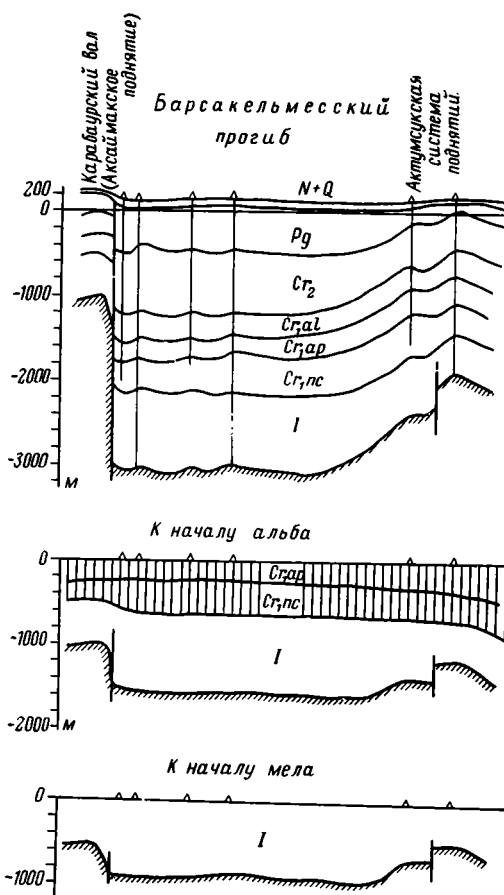


Рис. 4. Геологический и палеогеологические профили через юго-восточную часть Северо-Устьуртской впадины

Соотношение масштабов 1 : 50

фоне которого совершенно отсутствуют максимум на месте прогиба и минимум на месте Актумсукской системы поднятий. Таким образом, в неоком-аптское время Барса-Кельмесский прогиб и Теренг-Кудукский вал прекратили свое формирование и располагались на неосложненном южном борту Северо-Устьуртской неоком-аптской впадины. В альбский век, верхнемеловую эпоху и особенно в олигоцене развитие Барса-Кельмесского прогиба и Теренг-Кудукского вала возобновляется.

Существенное изменение границ формирующихся элементов и временное прекращение развития отдельных структур — явления близкие. Временное прекращение формирования того или иного структурного элемента часто бывает связано с изменением границ развивающихся структур, как например, прекращение формирования Центрально-Каракумского свода в качестве самостоятельного поднятия в альб-сенонское время (Крылов и др., 1966).

«Инверсия» платформенных прогибов, общая перестройка структурного плана, если она выражается в формировании наложенного регионального наклона, приводят к изменению гипсометрических соотношений структурных элементов. Но не только столь значительные события имеют своим следствием относительное перемещение сводов двух поднятий или изменение в гипсометрическом соотношении двух депрессий.

Мы указали выше ряд примеров прекращения развития структурных элементов в связи с общей перестройкой структурного плана. Известны случаи отмирания отдельных структурных элементов без общего изменения плана развития. В связи с этим целесообразно рассмотреть некоторые моменты истории развития Барса-Кельмесского прогиба в юго-восточной части крупной Северо-Устьуртской впадины (рис. 4). Барса-Кельмесский прогиб в современном плане на юге крупным разломом отделен от Центрально-Устьуртской системы поднятий, а на севере сопряжен с Актумсукским поднятием. В качестве депрессии платформенного характера Барса-Кельмесский прогиб развивался, начиная с юры. Мощности юрских отложений резко увеличиваются от Айбугирского поднятия (Центрально-Устьуртская зона) на север в сторону прогиба, а затем существенно сокращаются в пределах Теренькудукского вала (Актумсукская зона). Существенно иначе изменяются по этому профилю мощности неоком-аптского комплекса: здесь отмечается лишь монотонное увеличение мощностей в северном направлении, на

Довольно часто соотношения структурных элементов изменяются при сохранении всех основных элементов развивающегося структурного плана и связаны лишь с изменением региональных наклонов. Например, в пределах Западно-Сибирской плиты и ранне- и среднеюрское время более мощные прогибания происходили в восточной части, в позднеюрско-ваданжинское время, наоборот, западная часть плиты характеризовалась большими амплитудами прогибания, в барремский и аптский века (время накопления илекской свиты) региональный наклон в поперечном разрезе плиты вновь меняется и, наконец, в послетуронское время западные районы испытывают снова большие опускания, чем восточные (Маркевич, 1966). Аналогичные примеры «качания», особенно в течение мелового периода, можно видеть и по широтному разрезу через Туранскую или Предкавказскую плиту.

Относительное «качание» структурных элементов друг относительно друга с точки зрения «чистой» тектоники может показаться явлением, не заслуживающим серьезного внимания, однако при анализе истории формирования нефтяных и газовых месторождений или при палеогидрогеологическом анализе учет таких явлений совершенно необходим.

#### IV

Таким образом, перестройки структурного плана присущи развитию молодых платформ. Характер перестроек, их масштаб и их значение для образования несоответствия в современном структурном плане весьма разнообразны.

В заключение необходимо сделать еще несколько замечаний,

Во-первых, следует отметить, что перестройки в пределах молодых платформ происходят не синхронно, а приурочены к самым различным моментам геологической истории. Об этом могут свидетельствовать приведенные примеры. Однако наиболее значительные перестройки относятся к кайнозойской эре. Приуроченность наиболее существенных из выявленных перестроек к третичному периоду безусловно заслуживает внимания и специального дальнейшего рассмотрения. В связи с этим важно отметить, что полные перестройки структурного плана (миоценовая — в Западном и Восточном Предкавказье, верхнеплиоценовая — в Восточном Предкавказье, Олигоценовая — в пределах Бухаро-Хивинской области и прилегающей части Центральных Кызылкумов) во времени совпадают с крупными перестройками и общим изменением тектонического развития в прилегающих подвижных поясах, а районы проявления таких полных перестроек территориально приближены к областям активной тектоники (альпийской геосинклинальной и постплатформенной орогенической). Это дает основание считать, что полные перестройки плана связаны с влиянием внешних факторов на тектоническое развитие молодых платформ и что такие перестройки наиболее вероятны в пределах неогражденных (термин В. Н. Соболевской) плит.

Во-вторых, следует обратить внимание на то, что совсем не обязательно перестройки структурного плана совпадают с общими поднятиями крупных территорий и региональными перерывами. И наоборот, главные региональные перерывы, приводящие к обособлению в мезо-кайнозойском платформенном чехле структурных ярусов, далеко не всегда сопровождаются качественным изменением плана тектонического развития. В подтверждение можно привести пример досреднемиоценового регионального перерыва в западных районах Туранской плиты. В течение этого перерыва резко увеличились амплитуды наметившихся в мезозое и палеогене структур первого и второго порядка, а после перерыва, начиная со среднего миоцена, темп развития всех элементов существенно снизился, но тектонический план не претерпел значительных изменений. Поэтому средне- и верхнемиоценовых структурный ярус характеризуется

принципиальным плановым соответствием тектонике мел-палеогенового комплекса (Вольвовский и др., 1966).

Интересным свойством многих перестроек является постепенность зарождения новых элементов плана структурного развития.

В-третьих, важно отметить, что отдельные перестройки структурно-го плана часто имеют возвратность. Иначе говоря, изменения плана структурного развития могут быть временными, и новая перестройка ведет к возрождению элементов наиболее древнего тектонического плана. Такая возвратность является своеобразным проявлением унаследованности в структурном развитии молодых платформ.

#### Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. ч. 1, Госиздат, 1923.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н. Этапы развития основных структурных элементов Западного Узбекистана. В кн. «Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий». ГОСИНТИ, 1961.
- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М., Каеш Ю. В. и др. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана. Новости нефтяной и газовой техники. Геология, № 3, 1962.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Боков П. Един случай на некомпенсирано понижение в северна България и възможностите на палеотектонския анализ. Списание на Българското геологическо дружество, кн. 1, 1966.
- Бурштар М. С., Бизнигаев А. Д., Гасангусейнов Г. Г., Знаменский В. А. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. Изд-во «Недра», 1966.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Изд-во «Наука», 1966.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1, 1894.
- Крылов Н. А., Мячина М. Н., Тимохина И. И., Филина Н. Ф. История тектонического развития запада Средней Азии в мезо-кайнозой. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР». Изд-во «Наука», 1966.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Изд. иностр. лит., 1955.
- Маркевич В. П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. Изд-во «Наука», 1966.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы и основных закономерностях размещения зон нефтегазоаккумуляции на ее территории. XX сессия международного геологического конгресса. Т. 1, Гостоптехиздат, 1958.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Основные черты мезо-кайнозойского развития юга Европейской части СССР. Докл. АН СССР, т. 127, № 5, 1959.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчинк М. Ф., Бененсон В. А., Летавин А. И., Оруджева Д. С. Основные вопросы геологического строения Южного Мангышлака в связи с нефтегазоносностью. Изд-во ВНИИОЭНГ, 1966.
- Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957.
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. Гостоптехиздат, 1963.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 1, 1946.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. Изд-во «Наука», 1965.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». Изд-во «Наука», 1965.
- Edmunds F. H. The Wealden District. Brit. Regional Geol., 3rd ed. 1954.
- Lampugh G. W. The structure of Weald analogues tracts. Quart. J. Geol. Soc., v. 75. 1919.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243(470.21)

В. М. БУДЬКО, Б. И. КОШЕЧКИН

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ  
ЭЛЕМЕНТОВ ПРОТОТЕКТОНИКИ ПО АЭРОФОТОСНИМКАМ

Основным методом изучения структуры плутонов был и останется метод детальных наземных исследований с последующей камеральной обработкой полученных материалов. Однако, учитывая большую трудоемкость такого процесса, следует искать возможности его упрощения.

Исследования, проводившиеся нами в пределах некоторых интрузивных массивов Кольского полуострова, показали, что ряд сведений об их структуре может быть получен в результате анализа материалов аэрофотосъемки. В частности, на аэрофотоснимках почти повсеместно находят более или менее четкое отражение элементы первичной структуры — полосатые текстуры течения и первичные трещины.

На рис. 1 приведен пример, где ориентировка форм рельефа, развитых в пределах массива щелочных гранитов и подчеркнутых характером распределения водотоков и растительности, позволяет с большой точностью и детальностью выявить особенности плановой ориентировки первичных структур интрузии даже в условиях крайне плохой обнаженности. Для сравнения на рис. 2 приведена составленная Б. А. Юдиным геологическая карта массива, на которой квадратом показан участок, изображенный на аэроснимке.

Ниже мы рассмотрим пример, иллюстрирующий принципиальную возможность получения в результате дешифрирования аэроснимков количественных данных не только о плановой, но и о пространственной ориентировке элементов прототектоники.

По нашим наблюдениям, наиболее часто на аэрофотоснимках находят отражение первичные трещины отдельности. Для выяснения возможности определения элементов их залегания были проведены небольшие по объему опытные работы на одном из массивов щелочных гранитов.

Рассматриваемый массив представляет собой почти обособленный выступ апикальной части крупной интрузии, расположенной в верхнем течении р. Ельёк. Участки, на которых выполнялись полевые замеры элементов залегания первичных структур, расположены в пределах двух гряд гранитов, протягивающихся вдоль восточного и западного контактов массива (рис. 3). Массив сложен среднезернистыми арфедсонит-эгириновыми гранитами и окружен с трех сторон (на севере и на востоке — за пределами изображенного на рис. 3 участка) неширокой (150—300 м) полосой мелкозернистых аплитовидных гастингситовых, эгирин-авгитовых и ребижит-эгириновых гнейсо-гранитов. Происхождение последних не выяснено; возможно, они являются продуктом глубокого щелочного метасоматоза гнейсов. Далее следует такая же узкая полоса метасоматитов щелочных гранитов по гнейсам, постепенно сменяющихся по мере удаления от контакта с гранитами неизменными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. В среднезернистых щелочных гранитах массива, особенно вблизи контактов, хорошо выражены плоскопараллельные текстуры, обусловленные наличием шлировидных скоплений щелочных амфиболов и пироксенов и часто придающие породе довольно отчетливый гнейсовидный облик. Вследствие этого замеры элементов залегания слоев течения в гранитах выполнялись вполне уверенно.

В пределах всего исследованного массива широко представлены первичные трещины отдельности трех основных систем, получившие различное выражение в рельефе и на аэрофотоснимках.

Продольные трещины (S) образуют своими плоскостями ровные наклонные площадки на вершинах, а местами — ступени (в сочетании с пластовыми трещинами) на склонах гряд. Ширина поверхности ступеней — от 2—3 до 20 м. При значительной ширине они изображаются на аэроснимках в виде светлых полос. В верхних ча-



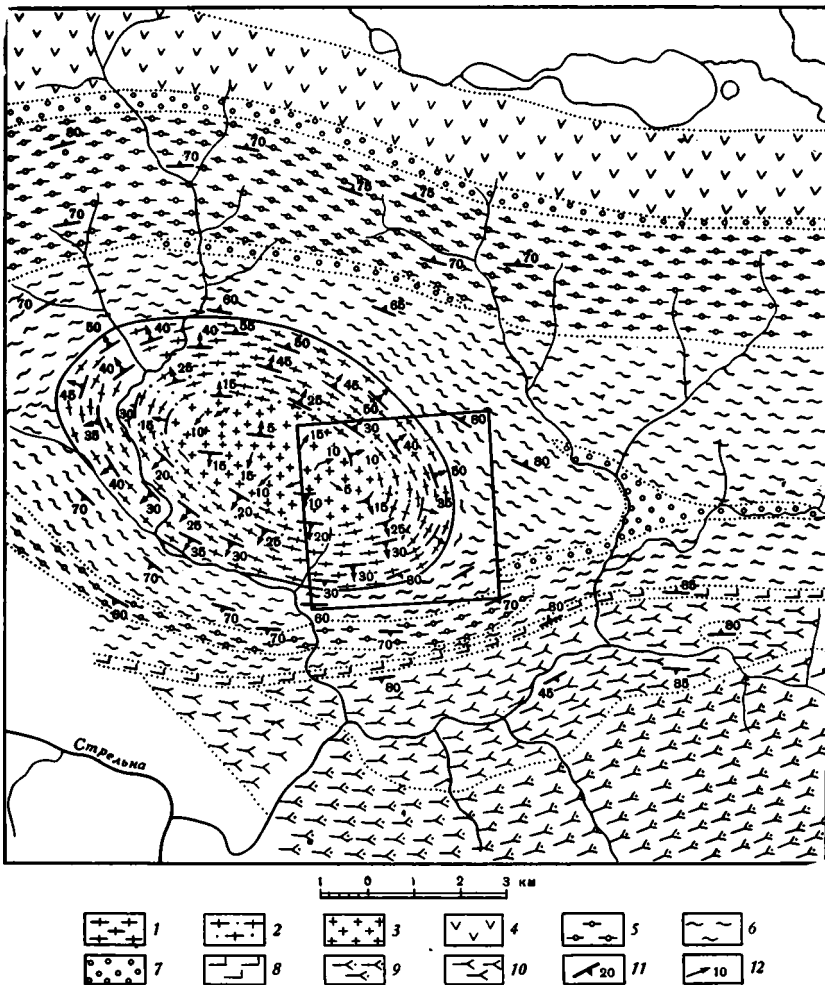


Рис. 2. Структурная карта массива, часть которого изображена на рис. 1

1 — арфведсонитовые граниты; 2 — арфведсонит-эгириновые граниты; 3 — эгириновые граниты; 4 — кварцевые габбро-амфиболиты; 5 — актинолитовые сланцы; 6 — полево шпатовые амфиболиты; 7 — мандельштейны; 8 — слюдяные сланцы; 9 — микроклиновые граниты; 10 — плагиоклазовые граниты; 11 — гнейсовидность и сланцеватость, угол падения; 12 — линейные тектуры, угол погружения

стях склонов, обращенных к центру массива, поверхности продольных трещин характеризуются слабым наклоном. В нижних частях таких склонов, в силу отседания и смещения блоков, ограниченных трещинами этой и других систем, наклон поверхностей рассматриваемых трещин более значителен. В противоположность этому в разных частях внешних по отношению к центру интрузии склонов поверхности продольных трещин характеризуются почти постоянным уклоном.

Пластовые трещины (*L*) имеют сравнительно ровную поверхность стенок, слабо измененную процессами выветривания. Длина трещин довольно значительная — до нескольких десятков, а иногда и сотен метров. Трещины этого типа находят непосредственное отражение на аэрофотоснимках (см. рис. 3), образуя в совокупности ясный тонко-штриховой рисунок. По плоскостям трещин этой системы на крутых склонах гряд происходит срыв и отседание блоков, сползающих к подножию, а в нижних частях склонов — и их запрокидывание в результате давления расположенных выше блоков на краевые части блоков, лежащих ниже по склону.

Поперечные трещины (*Q*) наиболее сильно разработаны эрозией, и стенки их местами имеют весьма неровную поверхность. Длина трещин этой системы не превышает 15—20 м, и они лишь в редких случаях заметны на аэрофотоснимках, где имеют вид темных штрихов, перпендикулярных направлению тонко-штрихового рисунка, образованного системой пластовых трещин.

В результате обследования массива были установлены следующие закономерности:

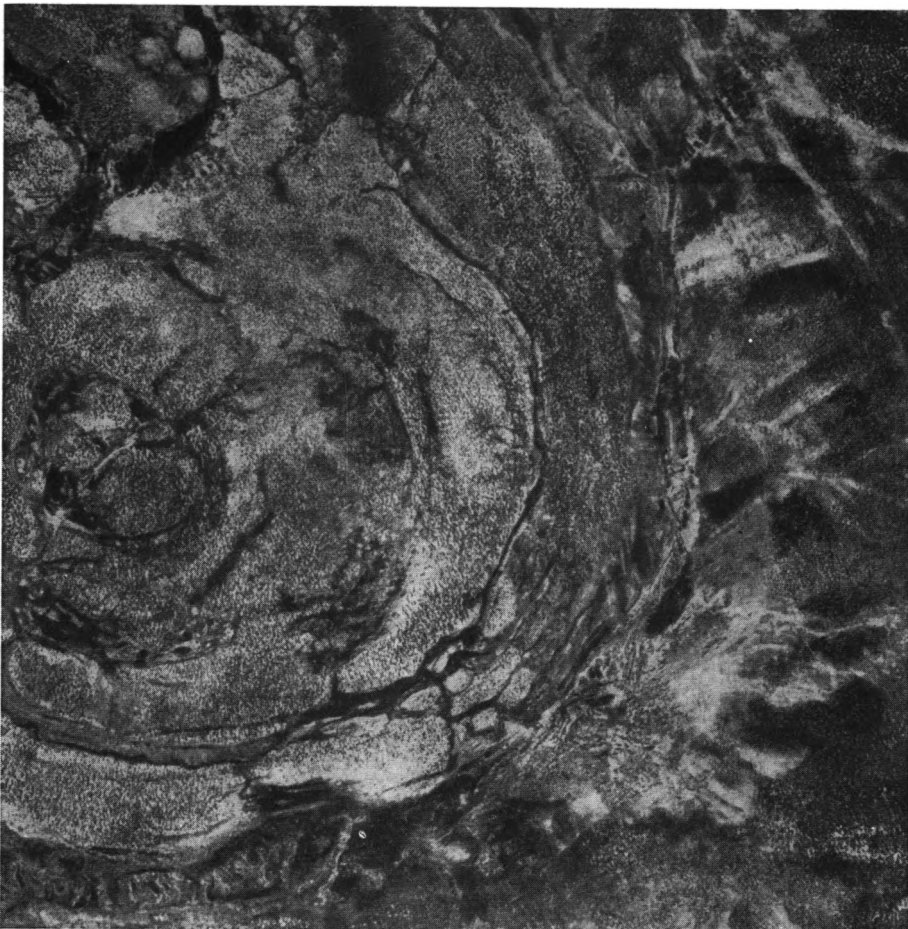


Рис. 1. Закономерная ориентировка форм микрорельефа, согласованная с внутренней структурой массива щелочных гранитов. Аэрофотоснимок. Масштаб 1:2400



Рис. 3. Аэрофотоснимок части массива щелочных гранитов. Масштаб 1 : 15 000

$\gamma_2$  — среднезернистые граниты;  $\gamma_3^1$  — мелкозернистые гнейсо-граниты (метасоматиты щелочных гранитов по гнейсам?);  $gn_2\gamma_3$  — метасоматиты щелочных гранитов по гнейсам;  $gn$  — биотитовые гнейсы кейвской серии. Прямоугольники с арабскими цифрами — участки выполнения наземных замеров элементов залегания первичных структур, прямые линии с римскими цифрами — линии фотограмметрических профилей рельефа

1. Массив гранитов во всех своих частях является конформным: плоскости слоев течения (и трещин L) параллельны поверхности контакта гранитов с вмещающими породами.

2. В случаях, когда поверхность контакта гранитов с вмещающими породами на уровне эрозионного среза имеет крутое падение (более 50°), наклон пологих склонов гряд, образуемых выходами гранитов и параллельных простиранию линии контакта интрузии, соответствует наклону плоскостей продольных трещин отдельности (S). Следует отметить, что во всех случаях (вблизи западного, северного и восточного контактов массива) нами наблюдались углы падения слоев течения от 50 до 90° в сторону

Таблица 1

Участок	Азимуты и углы падения (средние значения)			
	Первичные трещины			Слой течения
	S	Q	L	
1	СВ 36° ≤ 18°	ЮВ 129° ≤ 86°	СВ 38° ≤ 78°	СВ 38° ≤ 82°
2	СВ 40° ≤ 16°	ЮВ 116° ≤ 89°	СВ 30° ≤ 84°	СВ 32° ≤ 84°
3	З 270° ≤ 17°	СВ 37° ≤ 75°	СЗ 304° ≤ 80°	СЗ 310° ≤ 84°
4	СЗ 288° ≤ 7°	СВ 31° ≤ 82°	СЗ 303° ≤ 71°	СЗ 303° ≤ 71°
5	Не измер.	С 0° ≤ 86°	ЮЗ 268° ≤ 72°	ЮЗ 261° ≤ 67°
6	ЮЗ 257° ≤ 10°	Не измер.	ЮЗ 250° ≤ 80°	ЮЗ 250° ≤ 80°
7	Не измер.	» »	ЮЗ 246° ≤ 77°	Не измер.
8	ЮЗ 226° ≤ 12°	» »	ЮЗ 232° ≤ 76°	» »

контакта. Наличие пологопадающего контакта гранитов и, следовательно, в силу конформности массива — пологопадающих слоев течения, можно ожидать лишь в южной части интрузии, поскольку граниты оторочены здесь весьма широкой полосой метасоматически измененных вмещающих пород. Однако замеров элементов залегания первичных структур в этой части массива произвести не удалось из-за плохой обнаженности гранитов.

3. Азимут простирания трещин в подавляющем большинстве случаев может быть измерен непосредственно на аэроснимках.

Наличие указанных закономерностей позволяет, установив в результате небольших по объему полевых исследований угловые соотношения между элементами первичной структуры массива, производить последующее камеральное определение по аэроснимкам элементов залегания пластовых и продольных трещин и слоев течения. Обязательным условием при этом является сохранение формы структурного блока при изменении его пространственного положения в разных частях массива. Действительно, если угол между плоскостями трещин S и L является для данного массива или его части более или менее постоянным, зная его среднее значение и измерив на аэроснимке угол наклона склона, отвечающий, как отмечено выше, углу падения трещин S, можно получить для данного пункта значение угла падения трещин L и совпадающих с ними слоев течения.

Для количественной проверки отмеченных выше закономерностей и для подтверждения возможности изучения элементов первичной структуры массива по аэроснимкам, в процессе полевых работ были произведены массовые замеры элементов залегания поверхностей первичной полосатости и трех описанных выше систем первичных трещин. Всего в пределах восьми участков, имеющих размеры от 60×70 до 120×120 м (рис. 3), выполнено по 15—25 замеров каждого из четырех элементов первичной структуры. Результаты измерений были нанесены на сетку Каврайского (азимутальная экваториальная проекция), и для каждой группы замеров на сетке были получены средние значения азимутов и угол падения. Следует отметить, что дисперсия значений азимутов и углов падения элементов первичной структуры для всех

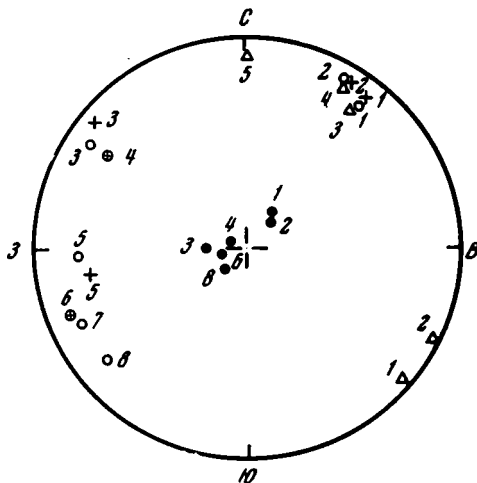


Рис. 4. Пространственное положение первичных трещин и слоев течения

Точками обозначены полюса продольных трещин (S), кружками — пластовых (L), треугольниками — поперечных (Q); крестиками — полюса слоев течения; арабские цифры — номера участков, в пределах которых производились замеры

участков невелика (в пределах  $5-10^\circ$ ); имеет место лишь значительный (до  $15-20^\circ$ ), разброс значений азимутов падения трещин S, что объясняется неточностью измерения частных значений этой величины для пологопадающих поверхностей с помощью горного компаса. В табл. 1 приведены средние значения элементов залегания первичных структур. Из таблицы видно, что отмеченное для массива в целом совпадение плоскостей трещин (L) с плоскостями слоев течения подтверждается на всех участках результатами полевых измерений. В ряде случаев средние значения элементов залегания двух рассматриваемых поверхностей полностью совпадают, максимальное же несовпадение полюсов этих поверхностей в пространстве составляет, как это видно на рис. 4, всего  $8^\circ$  (5-й участок).

После получения средних значений элементов залегания первичных структур, на сетке были измерены величины углов между плоскостями трещин S и L. Положение полюсов трещин показано на рис. 4, результаты измерений приведены в табл. 2. Из рассмотрения табл. 1 и рис. 4 следует, что структурный блок в пределах массива резко меняет свое положение в пространстве в зависимости от расположения участка: трещины L всегда падают в сторону контакта. Форму структурного блока, как показывают данные табл. 2, в первом приближении можно считать неизменной. Действительно, минимальное значение угла между плоскостями трещин S и L составляет  $60^\circ$  (первый участок), а максимальное —  $70^\circ$  (шестой участок). Таким образом, угол этот для рассматриваемого массива можно принять постоянным и имеющим среднее значение  $65^\circ$ .

Следующим этапом работы явилось построение по аэроснимку гипсометрических профилей массива<sup>1</sup>. За основу при измерениях были приняты высотные отметки трех тригопунктов, опознанных на аэрофотоснимках. Профили располагаются вкрест простирания гряд гранитов, т. е. перпендикулярно простиранию линии контакта массива. Положение профилей показано на рис. 3, а результаты измерений представлены на рис. 5. Сравнение измеренных на профилях усредненных углов наклона пологих склонов гряд с углами падения трещин S для соответствующих участков подтверждает отмеченное выше положение о приблизительно равном равенстве этих величин (расхождение не превышает  $3^\circ$ ).

Таким образом, из анализа приведенных данных следует, что величину углов падения трещин L, а тем самым и величину углов падения поверхностей первичной пологости, можно получить путем сложения углов наклона склонов, измеренных на фотограмметрических профилях, со средним для изучаемой части массива углом между плоскостями трещин S и L. Вычисленные таким образом углы приведены в табл. 3. В последней графе таблицы даны углы, полученные для тех же участков в результате полевых измерений. Сравнение вычисленных углов с измеренными в поле показывает, что несовпадение их величин находится в пределах ( $3-6^\circ$ ), вполне допустимых при составлении структурных карт интрузивных массивов.

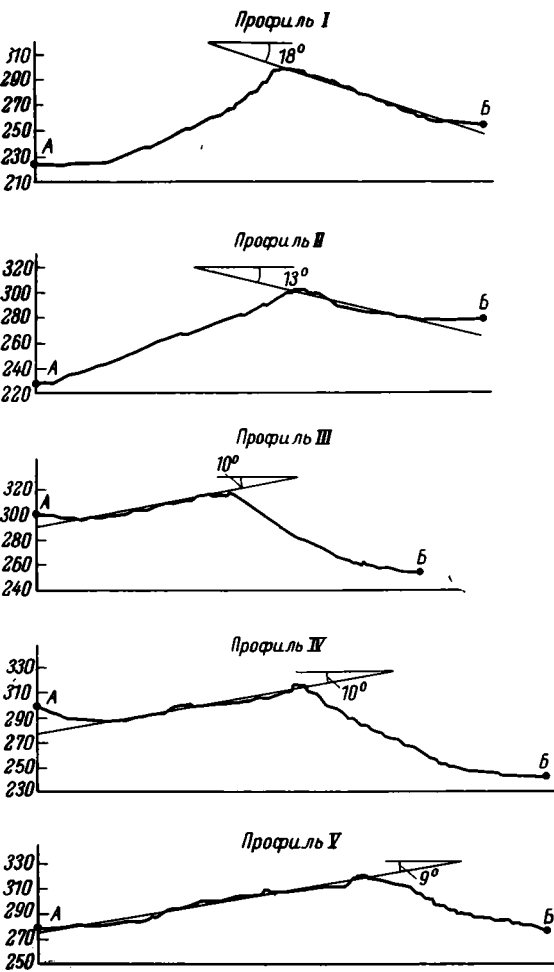


Рис. 5. Фотограмметрические профили рельефа  
Масштабы: горизонтальный—1:4000, вертикальный—1:4000. По оси ординат даны абсолютные высоты рельефа в м. На профилях указаны усредненные углы наклона склонов

Такой образом, из анализа приведенных данных следует, что величину углов падения трещин L, а тем самым и величину углов падения поверхностей первичной пологости, можно получить путем сложения углов наклона склонов, измеренных на фотограмметрических профилях, со средним для изучаемой части массива углом между плоскостями трещин S и L. Вычисленные таким образом углы приведены в табл. 3. В последней графе таблицы даны углы, полученные для тех же участков в результате полевых измерений. Сравнение вычисленных углов с измеренными в поле показывает, что несовпадение их величин находится в пределах ( $3-6^\circ$ ), вполне допустимых при составлении структурных карт интрузивных массивов.

Таблица 4 показывает, что азимуты простирания продольных трещин, совпадающие с азимутами простирания слоев течения, можно измерить непосредственно на

<sup>1</sup> Измерение абсолютных высот точек производилось на стереокартографе фирмы Galileo Santoni E. В. Касинским, а вычисление координат — Р. А. Финаевой.

ориентированном аэрофотоснимке, поскольку совпадение измеренных по снимкам азимутов с фактическими достаточно близкое.

Итак, при наличии указанной выше связи между ориентировкой элементов структуры массива и геометрией рельефа можно, определить в результате небольших по объему полевых исследований угловые соотношения между элементами первичной структуры, производить последующее камеральное определение по аэрофотоснимкам элементов залегания продольных и пластовых трещин и слоев течения. В камеральных

Таблица 2

Участок	Угол между плоскостями трещин S и L
1	60°
2	68°
3	66°
4	64°
5	—
6	70°
7	—
8	64°
Среднее значение	65°

Таблица 3

Участок	Профиль	Угол склона, измеренный на аэроснимке	Вычисленный угол падения трещин L	Угол падения трещин L, измеренный в поле (среднее значение)
1	I	18°	83°	78°
2	II	13°	78°	84°
3	—	—	—	80°
4	III	10°	75°	71°
5	IV	10°	75°	72°
6	—	—	—	80°
7	V	9°	74°	77°
8	—	—	—	76°

условиях для этого потребуется лишь определить на снимке в каждом интересующем нас пункте угол наклона склона и азимут простираения трещин. При проведении работы необходимо выполнить следующие операции.

1. Произвести массовые замеры элементов залегания первичных трещин и слоев течения на ряде участков с хорошей обнаженностью в пределах изучаемого массива или его части. Количество участков выбирается в зависимости от конфигурации массива и масштаба работ.

2. Определить в азимутальной проекции средние значения азимутов и углов падения элементов первичной структуры.

3. Получив в азимутальной проекции частичные значения величин угла между плоскостями продольных и пластовых трещин и убедившись, что этот угол изменяется в допустимых для целей данной работы пределах, вычислить его среднюю величину для изучаемой части массива.

4. Построить по аэроснимкам профили рельефа массива в пунктах, для которых необходимо получить характеристику элементов первичной структуры и определить на профилях углы склонов. Для конформных массивов профили должны располагаться вкrest простираения контактов массива, для дисконформных — вкrest простираения склонов выработанных по падению трещин системы S.

5. Путем сложения углов склонов со средним значением угла между плоскостями продольных и пластовых трещин получить углы падения пластовых трещин и слоев течения.

6. Измерить на ориентированном аэроснимке азимуты простираения пластовых трещин (совпадающие с азимутами простираения слоев течения). Измерения следует производить на ровных участках склонов, параллельных для конформных массивов линии контакта.

При пологопадающих контактах конформной интрузии, когда пологие склоны рельефа образованы плоскостями пластовых трещин (L), работа упрощается и сводится к измерению на аэроснимках усредненных углов наклона склонов и азимутов простираения трещин.

Таким образом, получение по аэроснимкам данных об углах падения элементов структуры массива возможно в случаях, когда наклон одного из склонов рельефа определяется положением либо продольных (S), либо пластовых (L) трещин. Следует иметь в виду, что измерение углов падения трещин отдельности не в усредненном виде (на профилях рельефа), а из отдельных пластовых треугольников может дать, как показывает опыт, существенные ошибки из-за малых размеров объектов измерений, частого нарушения на склонах первичного залегания отдельных блоков породы и маскирующей роли элювиально-делювиальных образований.

Таблица 4

Участок	Простираение трещин системы L	
	по полевым замерам (средние значения)	по замерам на аэрофотоснимке
1	ЮВ 128°	ЮВ 131°
2	ЮВ 120°	ЮВ 124°
3	СВ 34°	—
4	СВ 33°	СВ 27°
5	СЗ 358°	СЗ 352°
6	СЗ 340°	СЗ 340°
7	СЗ 336°	СЗ 332°
8	СЗ 322°	СЗ 328°

Ограниченный объем выполненных исследований не дает возможности делать слишком общие выводы о применимости описанного способа при составлении структурных карт массивов изверженных пород. Выявленные закономерности требуют тщательной проверки в разных геолого-геоморфологических условиях — для конформных и дисконформных интрузий, при разных углах падения контакта интрузии, при разной крутизне склонов и т. д. Такая проверка и определение пределов применимости способа тем более необходимы, что он дает по сравнению с наземными измерениями существенные преимущества. Во-первых, намечается возможность в результате несложных камеральных операций получить какую угодно густую сеть замеров элементов структуры в пунктах с плохой обнаженностью, где наземные измерения невозможны или весьма трудоемки; во-вторых, получаемые данные более представительны, чем результаты единичных наземных замеров, так как являются усредненными для каждого пункта элементами залегания первичных структур.

Изложенный материал не дает оснований говорить о применимости способа для любых условий, но, тем не менее, свидетельствует о принципиальной возможности количественного изучения протектоники интрузий по аэроснимкам и показывает необходимость дальнейших исследований в этой области.

Лаборатория аэрометодов  
Министерства геологии СССР  
Ленинград

Статья поступила  
10 мая 1967 г.

УДК 551.24(571.22+517)

А. С. ПАВЛЕНКО, А. В. ИЛЬИН, В. П. СТРИЖОВ, В. Н. БЫХОВЕР

## ВОЗРАСТ ИНТРУЗИИ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Рассматриваемый район охватывает восточную половину Тувы, смежную территорию Северной Монголии и прилежащую к ним с севера часть Восточного Саяна. В целом этот район принадлежит к складчатым сооружениям различного возраста, окаймляющим с юга Сибирскую платформу. Большую часть его занимают раннекембрийские складчатые зоны — Восточно-Тувинская и Сангиленская в Туве, Косогольская и Идэрско-Джидинская в Монголии. Вторая и третья зоны по характеру формаций и особенностям стратиграфического разреза близки к миогеосинклинальному типу, в то время как первая и четвертая — типичные эвгеосинклинали. Располагающаяся в северной части района Восточно-Саянская зона относится к области докембрийской складчатости, а южная (Хангайская) — к верхнепалеозойским складчатым сооружениям.

Район характеризуется высокой насыщенностью интрузивными образованиями. Геологический возраст их в большинстве случаев остается неясным ввиду отсутствия толщ, по взаимоотношениям с которыми можно было бы установить верхний возрастной предел интрузий. Цифры абсолютного возраста по рассматриваемой части Монголии до недавнего времени отсутствовали, для Тувы и Восточного Саяна они имеются, хотя количество определений и здесь оставалось далеко не достаточным (Иванова и др., 1967).

В настоящем сообщении на основании оригинальных определений и материалов, любезно представленных С. Б. Брандтом и В. И. Коваленко, делается попытка более надежного датирования палеозойских интрузивных комплексов, выделяемых в различных тектонических зонах рассматриваемого района. Были проведены определения по 38 биотитам и многочисленным калишпатам и валовым пробам по методике, описанной ранее (Артемов и др., 1966), способом изотопного разбавления, с введением трассера —  $\text{Ag}^{38}$  в твердой фазе (активированная соль  $\text{AlCl}_3$ ). При определении возраста поправки во всех опытах не превышали 3—6%, в связи с чем их значения в табл. 1 не приводятся. Ошибка определения радиогенного аргона составляла  $\pm 2,5$ —3%. При расчете возраста применена константа, которой преимущественно пользовались при составлении геохронологической шкалы 1964 г.  $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$  год<sup>-1</sup> (Афанасьев и др., 1964).

Для обсуждения возраста в работе используются определения только по биотитам (табл. 1), хорошая сохранность которых подтверждена оптически и в большинстве случаев полными силикатными анализами. Биотит, помимо хорошей способности сохранять аргон, является наиболее универсальным породообразующим минералом, что позволяет сопоставлять гранитоиды, щелочные и нефелиновые сиениты и бесполовошпатовые породы ийолит-уртитовой группы. Другой достаточно распространенный минерал — калиевый полевой шпат — постоянно отклоняется в сторону более молодого возраста по сравнению с биотитом. В шести проанализированных парах биотит — калишпат последний дал цифры возраста на 22—58% (в среднем 35%) меньше возраста по биотитам, причем какой-либо регулярности в отклонениях подмечено не было. Аналогичная картина наблюдается и при сопоставлении цифр, полученных по биотитам и валовым пробам.

В табл. 1 приводятся цифры возраста, полученные по биотитам авторами и другими исследователями, а также ряд определений по U—Th—Pb методу (Зыков и др., 1961). Данные таблицы удобно рассмотреть раздельно по нескольким направлениям.

Возраст интрузий на территории МНР, впервые охваченной радиометрическими исследованиями. В северной части Монголии располагается область, чрезвычайно насыщенная разнообразными гранитоидными интрузиями и являющаяся одним из сегментов Южно-Сибирского гранитоидного пояса (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960).

По геологическим и петрографическим критериям здесь выделяется целый ряд интрузивных комплексов, датировка которых в значительной мере базируется на сопоставлениях со сходными образованиями Восточной Тувы. Эти комплексы намечают широкий возрастной интервал от кембрия до триаса и группируются в два крупных семейства, пространственно приуроченные к определенным тектоническим элементам. Первое семейство объединяет три комплекса: а) телминский, сравниваемый с тангуольским и считающийся кембрийским; б) нумургинский, сопоставляемый с бреньским (девонским) комплексом Тувы; в) различные щелочные интрузии, широко развитые в Прихубсугулье, варьирующие от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов, уртитов и ийолитов, по составу, геохимическим и генетическим признакам полностью аналогичные интрузиям сангиленского комплекса Восточной Тувы (Павленко, 1963). В Монголии мы объединяем их в комплекс, условно названный уджигинским. Три названных комплекса развиты в Косогольской и Идэрско-Джидинской зонах. Ко второму семейству принадлежит хангайский комплекс, локализованный в Хангайской зоне.

Результатами определений абсолютного возраста подтверждается кембрийский возраст телминского комплекса. Граниты хангайского комплекса (№ 46—52, табл. 1) имеют возраст 300—230 млн. лет., что также согласуется с геологическими данными. Возраст порфировидных гранитов нумургинского комплекса (№ 34—36, табл. 1) оказывается равным 280, 280 и 295 млн. лет., соответственно, что не отвечает предполагаемому девонскому возрасту (обр. 36<sup>b</sup> требует особой интерпретации).

Возраст неизменных пород уджигинского комплекса (№ 39—42, табл. 1) укладывается в узкий интервал 290—280 млн. лет, полностью совпадающий с возрастом нумургинских гранитов. Интересно отметить, что щелочные массивы разных генетических типов (магматическое внедрение — № 37, метасоматическая сиенитизация — № 38, 39; палингенное выплавление — № 40) показывают одинаковый возраст.

Возраст гранитных интрузий Восточной Тувы и прилегающих частей Восточного Саяна, относимых к среднепалеозойским комплексам. Результаты табл. 1 подтверждают имевшиеся ранее данные о широком интервале значений абсолютного возраста для гранитных и щелочных интрузий, относимых к среднему палеозою (Геология СССР, т. XXIX, 1967). На основании цифр различных лабораторий, полученных преимущественно по валовым пробам, эти интервалы оцениваются в 417—260 млн. лет для бреньского гранитоидного комплекса и в 400—260 — для сангиленского щелочного (Геология СССР, т. XXIX, 1967). Цифры табл. 1, унифицированные по биотитам, позволяют уточнить эти интервалы до 530—280 и 480—280 млн. лет соответственно (№ 6, 7, 12, 13, 5, 15—21, 35, 36, табл. 1). В связи с этим нельзя согласиться с мнением Т. Н. Ивановой и Н. И. Полевой (1956), что разброс цифр возраста гранитного комплекса является случайным и его возраст может быть принят как нижне- и среднедевонский. Указанный выше интервал следует признать объективным и считать, что в составе комплекса объединены интрузии широкого возрастного диапазона от верхов кембрия до конца карбона (Афанасьев и др., 1964). Для щелочных интрузий намечается интервал от нижнего ордовика до верхов карбона, а с учетом данных В. П. Костюка, по В. Саяну (1966, № 5, табл. 1), так же с верхнего кембрия (524 млн. лет).

Интересный факт удвения возраста сангиленских щелочных пород по U-Th-Pb методу сравнительно с K-Ar (анализы 14—34) вероятно связан со своеобразной контаминацией этих интрузий веществом древних глубинных толщ, что предполагалось ранее (Зыков и др., 1961) на основании анализа изотопного состава синца га-ленитов.

Следует особо остановиться на содержании и подразделении относившихся к среднему палеозою гранитного и щелочного комплексов Восточной Тувы, с учетом существующих петрологических и геохимических данных. Геолого-структурное положение бреньских гранитных интрузий, их петрографические, петрохимические и геохимические особенности, а также металлогения столь специфичны и постоянны, что их выделение и корреляция в различных, даже значительно удаленных друг от друга районах не вызывает сомнений. Так, в эту магматическую группу были включены и объединены ирбинский и огнистый комплексы Восточной Тувы, байтайгинский и сютхольский Западной Тувы, бреньский Восточной Тувы, тэсский и нумургинский комплексы Северной Монголии (Амантов и др., 1966). Никакие иные гранитоидные комплексы в указанном интервале времени в Восточной Туве не выделяются.

Наряду с этим в Сангилене существуют гранитные интрузии с четко отличными особенностями. Это лейкократовые двуслюдяные граниты, обычно с гранатом и турмалином, с которыми связаны сподуменовые пегматиты. Я. Д. Шенкман (1962) относит их по ряду косвенных соображений к группе докембрийских интрузий. Однако близко сходящиеся цифры возраста по K—Ar и U—Th—Pb методам — около 400 млн. лет



Абсолютный возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии

№№ п/п.	№ обр. настоящей работы	Комплекс	Тектоническая зона	Название массива	Название породы	К-Аг метод по биотитам		U-Th-Pb метод определе- ния по Зы- кову и др., 1961	Ссылки	
						настоя- щая ра- бота	другие авторы			
1		Таннуольский	Восточно-Тувинская, Идэрско-Джидинская Сангиленская Косогольская Идэрско-Джидинская	Балагтуинский Ибетунский Идэрский <sup>1</sup>	Плагиогранит » Гранодиорит	миллионы лет			Геология СССР, XXIX, 1967	
2	4094	Тэлминский				530	550—480			
3	ИБ-1	»				540				
4	2285	»				432 <sup>2</sup>				
5		Огнитский	Восточно-Саянская	Ботогольский Сороковский	Нефелиновые и щелочные сиениты		521—524		Костюк В. П., Базарова Т. Ю., 1966	
6		Среднепалео- зойский		Ак-Суг-Казырский Катунская группа	Алякситовые граниты Щелочные и нефелиновые сиениты		530—500 <sup>3</sup> 500—460 <sup>3</sup>	430 ± 60		
8	КР 404	Бреньский » »	Восточно-Тувинская	Каргинский	Биотитовый гранит	488				
9	КР 408			»	»	»	455			
10				»	Бреньский	»	»			480
11		Комплекс дву- слюдяных ред- кометальных гранитов <sup>3</sup>		Хусуингольский	Сподуменовый пегматит Турмалиновый пегматит Двуслюдяной гранит	395		420 ± 40 420 ± 40		
12				Чавачский						
13	7			Сольбельдырский						
14	ДХ 373	Бреньский »		Дахунурский	Амфибол-биотитовый гранит Гранит	320	320		Яшина, 1967	
15				Коргередабинский						
16	ДХ 380	Сангиленский » »		Дахунурский	Мариуполит Уртит Канкринитовый мicasит	335	352			
17	ДХ 383			»						329
18	ДХ 381			»		»				326

19		»	Сангиленская	»	Канкринитовый пегматит			400 ± 40	»
20		»		Тоскульский	Амфиболовый нефелиновый сиенит		330		»
21		»		Караадырский	Щелочные пегматиты и метасоматиты			400 ± 20	»
22	КД 358	»		Коргередабинский	Нефелинсодержащий сиенит	326	333 <sup>а</sup>		»
23	КД 363	»		»	Миаскит	323	304		»
24	УЭ 366	»		Уланэргинский	Миаскит	290 <sup>а</sup>	322		»
25		»		Агашский	Щелочные метасоматиты			390 ± 20	»
26	С 374	»		Сольбельдырский	Лепидомелановый мариуполит	112 <sup>а</sup>	309		»
27	ХУ 393	»		Хончульский	Мариуполит	310			»
28	УХ 391	»		Усть-Хайгасский	Миаскит	238 <sup>а</sup>			»
29	БЯ 389	»		Баянкольский	Ювнит	300 <sup>а</sup>	256		»
30		»		»	Нефелиновый пегматит			400 ± 80	»
31		»		Оруктинский	Щелочной метасоматит			400 ± 40	»
32	ОХ 403	»		Харлинский	Канкринитовый миаскит	270 <sup>а</sup>	240—210		»
33	КД 359	Бренский	Сангиленская	Хурхурендабинский	Биотитовый гранит	281			
34	МР 501	Нумургинский	Косогольская	Цаганульский	»	280			
35	3001	»	»	»	»	280			
36	2171	»	Индерско-Джидинская	Тарятский	»	295			
36 <sup>а</sup>	2045	»	»	Нумургинский	»	280			
36 <sup>б</sup>	1024	»	»	Тэлминнурский	Лейкократовый гранит	314			
37	37	Сангиленский	Косогольская	Дугдинский	Нефелиновые сиениты		278	290 ± 10	»
38	38	»		»	Щелочной сиенит				
39	МР 516	Уджигинский		Ангархаинский	Амфибол-биотитовый миаскит	290			
40	МР 522	»		Эрцигульский	Содалитовый миаскит	290			
41	МР 520	»		Хогиннурский	Щелочноземельный метасиенит	282			
42	МР 519	»		Уджигинский	Пегматоидный нефелиновый сиенит	277			
43	МР 523	»		Эрцигульский	Щелочноземельный сиенит	260 <sup>а</sup>			
44	МР 521	»		»	Кварцевый метасиенит	227 <sup>а</sup>			
45	УР 529	Нумургинский		Урынгымский	Микроклиновый гранит	267 <sup>а</sup>			
		Уджигинский							

Таблица 1 (продолжение)

№№ п/п	№ обр. настоящей работы	Комплекс	Тектоническая зона	Название массива	Название породы	К-Аг метод по биотитам		U-Th-Pb метод	Ссылки
						настоящая работа	другие авторы		
46	2093	Хангайский		Наранский	Плагногранит	300			
47	386	»		З. Хангайский	Гранодиорит	295			
48	2281	»		»	Гранодиорит лейкократовый	260			
49	1066	»	Хангайская	Тэрхинурский	Гранодиорит	250			
50	4276	»		»	Гранодиорит	255			
51	1032	»		Тарягский	Мезократовый кварцевый диорит	230			
52	2744	»		З. Хангайский	Лейкократовый гранит	153 <sup>2</sup>			

<sup>1</sup> По В. А. Благовраову.

<sup>2</sup> Порода несет явные признаки метасоматического изменения.

<sup>3</sup> Серия определений, выполненных С. Б. Брандтом и В. И. Ковалеко.

(анализы 9—11) — позволяют выделить двуслюдяные редкометальные граниты в самостоятельный среднепалеозойский комплекс, образование которого произошло в нижнем девоне и в пределах Сангиленского предшествовало брянским интрузиям (см. анализы 12, 13, 31).

Массивы щелочных пород, несмотря на их пестроту и разнообразие, обычно рассматриваются в составе единого (сангиленского) комплекса, пространственно и генетически сопряженного с брянскими гранитами (Павленко, 1963; Геология СССР, т. XXIX, 1967). Иного взгляда придерживается Р. М. Яшина (1966), которая, используя определения по биотитам, нефелинам, калишпатам и валовым пробам, различает два самостоятельных интрузивных комплекса: собственно сангиленский (среднепалеозойский) — 430—330 млн. лет и восточно-тувинский (пермо-триасовый) — 280—110 млн. лет. Цифры по биотитам, приводимые Р. М. Яшиной для неизменных пород сангиленского комплекса, который локализован в одноименной зоне, обнаруживают близкую сходимость с нашими цифрами (310—330 млн. лет). Что касается Восточно-Тувинской и Восточно-Саянской зон, то выделяемые здесь Р. М. Яшиной интрузии восточно-тувинского комплекса показывают широкий возрастной интервал от 500—460 млн. лет (№ 7, табл. 1) до 290—280 млн. лет (№ 37, 28). Таким образом, все щелочные массивы Восточной Тувы, образующие единую петрологическую группу, имеют возраст от 500 до 280 млн. лет.

Сопоставление возраста интрузивных комплексов в различных тектонических зонах. В табл. 2 цифры возраста отдельных комплексов развиты по тектоническим зонам: Восточно-Саянской (I), Восточно-Тувинской (II), Сангиленской (III), Косогольской (IV), Идерско-Джинской (V) и Хангайской (VI). Таблица позволяет сделать следующие заключения.

Таннуольский и тэлминский интрузивные комплексы представляют собой типичные синорогенные гранитоиды раннекембрийских складчатых зон. Во всех четырех зонах они укладываются в узкий возрастной интервал (530—540 млн. лет). Близкий к синорогенным, по-видимому, следует считать также хангайский комплекс одноименной верхнепалеозойской складчатой зоны (300—230 млн. лет). Интрузии этого диапозона широко развиты по всей герцинской складчатой области Монголии. «Отголосками» их в Сангиленской и Хубсугульской зонах можно считать метасоматические изменения в щелочных массивах, контролируемых долгоживущими разломами (№ 22, 24, 26, 27, 30, 41—43, табл. 1).

Наибольший интерес представляют вариации возраста гранитов брянского-нумургинского комплексов и щелочных пород сангиленского — уджинского. Они отвечают широкому возрастному

интервалу от верхов кембрия до верхов карбона. В этом интервале во всех зонах, исключая Хангайскую, геологически не фиксируются складчатые движения, с которыми интрузии перечисленных комплексов могли бы быть связаны, и поэтому их следует рассматривать как орогенные. В разных зонах они имеют разный возраст. Тем самым наме-

5 5 0		—		5 3 0		Тануольский Тэлминский
530 - - 500		Граниты				Огнитский Батогольский
524 - - 460		455 - - 488		400		Бреньский Комплекс лт. гранитов
Щелочные породы		320				Бреньский
		310 - - 330				Сангиленский
		280				Нумургинский
		280 - - 290				Уджигинский
				300 - - 230		Хангайский Тарбагатайский
I	II	III	III-V	VI	Комплексы Зоны	

чается разный возраст орогенного магматизма: в Восточно-Саянской зоне — 480 — 530 млн. лет, в Восточно-Тувинской — 455 — 480, в Сангиленской — 335 — 300 млн. лет и в Косогольской, а также Идэрско-Джидинской зонах — 280 — 290 млн. лет. Эти цифры позволяют утверждать, что возраст генетически однотипных орогенных гранитных и щелочных интрузий в разных структурных зонах действительно различен и его изменение подчиняется определенной закономерности: именно, он становится все более молодым по мере продвижения от докембрийской складчатой области к позднепалеозойской — от Восточно-Саянской зоны через Восточно-Тувинскую к Сангиленской, далее к Косогольской и затем к Хангайской.

Граниты и щелочные породы, относимые к среднепалеозойскому (средне-верхнедевонскому) комплексу, не образуют единой возрастной группы, а возникают в специфических условиях так называемого орогенного этапа развития (Яншин, 1967) в разных зонах одновременно, охватывая в целом всю палеозойскую эру. Отсюда могут вытекать весьма ответственные следствия:

1. Конвергентность магматических проявлений и соответственно условий их образования в разные периоды времени требуют более строгого отношения к понятиям «стадия магматизма» и «магматический комплекс» (Кузнецов, 1963). Следует учитывать, что объединенные по геологическим и петрологическим признакам интрузии могут оказаться существенно разновозрастными в различных частях региона. Возможно, для подобных образований имеет смысл ввести понятие «многостадийный комплекс».

2. В районах, где определение возраста тектонических движений и структур орогенного этапа обычными геолого-формационными методами затруднительно, в качестве косвенного приема может быть использовано абсолютное датирование соответствующих магматических образований. Так, можно полагать, что возраст бреньских-нумургинских гранитов и сангиленских-уджигинских щелочных пород указывают и время образования блоковых структур и наложенных прогибов в соответствующих тектонических зонах. На протяжении палеозоя область орогенных тектонических движений смещалась от Восточно-Саянской зоны к югу и юго-востоку по направлению к зоне позднепалеозойской складчатости. Таким образом, для постгеосинклинального этапа развития складчатых областей намечаются те же закономерности, которые известны для собственно геосинклинального этапа (Яншин, 1967, Геология СССР, т. XXIX, 1967).

3. Конвергентность разновозрастных интрузий сводит к минимуму гипотезу об общем магматическом очаге или единой исходной магме, существование которой столь длительный период времени невероятно. Родоначальные расплавы образовывались неза-

висимо в разобщенных пространственно и во времени очагах при возникновении сходных условий, и, таким образом, метод абсолютного датирования подтверждает вывод, следующий из общих геолого-тектонических соображений. Привнос ювенильного глубинного вещества при этом был минимальным, а геохимические и металлогенные особенности интрузий в разных регионах коренным образом зависят от вещества исходных пород, преобразованного в процессах метасоматической дифференциации, палингенеза, кристаллизационной дифференциации.

### Литература

- Амантов В. А., Лувсан-Данзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. Основные черты интрузивного магматизма. В кн. «Материалы по геологии МНР». Изд-во «Недра», 1966.
- Артемов Ю. М., Кнорре К. Г., Стрижков В. П. Использование эталона в твердой фазе для количественного определения аргона методом изотопного разбавления. Геохимия, № 3, 1966.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Сб. «Абсолютный возраст геологических формаций». Изд-во «Наука», 1964.
- Геология СССР, т. XXIX. Тувинская АССР. Изд-во «Недра», 1967.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. Международн. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Сб. «Каледонская орогенция». Изд-во АН СССР, 1960.
- Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа. Геохимия, № 7, 1961.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий сютхольского комплекса Тувы. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-т. № 4. Госгеолтехиздат, 1956.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Т. М., Дорофеева Э. Ф., Орлов Д. М., Станкевич Е. Н., Унксов В. А. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., т. 58. Изд-во «Недра», 1967.
- Костюк В. П., Базарова Т. Ю., Петрология щелочных пород Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации. Изд-во «Недра», 1963.
- Павленко А. С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Тр. юбилейного симпозиума, посвящ. Ф. Ю. Левинсону-Лессингу. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шенкман Я. Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен (Восточная Тува). Геология и геофизика, № 1, 1962.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии. Изд-во «Наука», 1966.
- Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы. Сб. «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г.». Изд-во «Наука», 1966.

Институт геохимии  
и аналитической химии  
им. В. И. Вернадского  
НИЛЗарубежгеология

Статья поступила  
23 июня 1967 г.

Ю. Г. ЕРМАКОВ

## ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В СЕВЕРНОМ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

К Северному Причерноморью принято относить часть территории Русской плиты, располагающейся к северу от Каркинитского залива Черного моря между Днестровско-Прутским и Приазовским выступами на западе и востоке и Центрально-Украинским выступом на севере. Глубоко погруженный фундамент этой части Русской плиты, разбитый на блоки разломами различного направления (Соллогуб, 1960; Чекунов и др., 1965), перекрыт мощной толщей меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, тектонический план которых, как считают, отражает блоковое строение фундамента. Анализ фаций и мощностей указанных выше отложений, изученных в последние годы в процессе геолого-съёмочных работ, позволил установить наличие очень сложной и интересной изменчивости тектонических планов во времени.

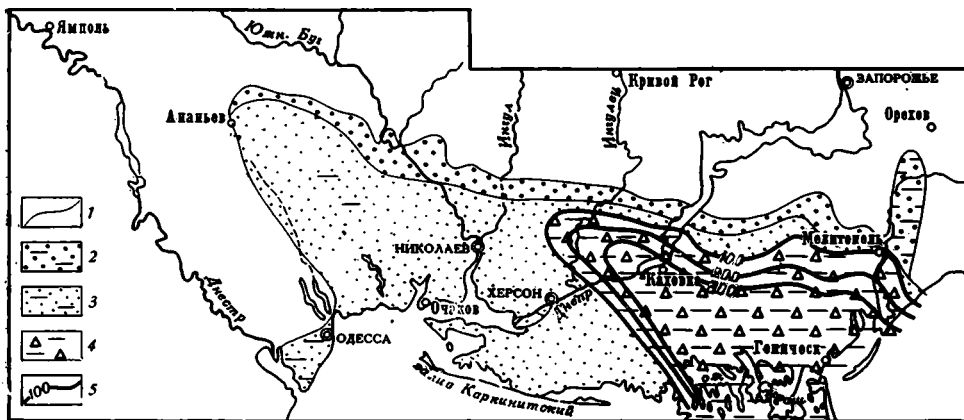


Рис. 1. Схема распространения фаций и мощностей апт-альба в пределах Северного Причерноморья

1—границы распространения литологических комплексов; 2—пески и песчаники, глины углистые; 3—пески кварцево-глауконитовые, местами глины; 4—глины кремнистые; 5—линии равных мощностей

Комплекс мезо-кайнозойских отложений, покрывающий в пределах Северного Причерноморья породы фундамента сплошным чехлом, имеет, как выяснилось, три различных плана распределения фаций и их мощностей, являющихся отражением особенностей движения блоков фундамента по разломам, сосуществовавшим с осадконакоплением. Первый тектонический план характерен для нижнемеловых — верхнеэоценовых, второй — для олигоценовых — среднесарматских, третий — для верхнесарматских — среднеплиоценовых отложений.

Первому плану свойственно общее северо-западное простираие фациальных зон и максимальных мощностей осадков. Эта особенность достаточно четко прослеживается по апт-альбским отложениям (рис. 1).

В пределах Северо-Причерноморской зоны распространения апт-альбских осадков намечаются два различных по своей структурно-фациальной характеристике участка, располагающиеся в пределах Прикаркинитской и Присивашской различно опущенных ступеней Русской плиты (Ермаков, 1965).

В пределах западного, Прикаркинитского, участка, располагающегося к северу от Каркинитского залива, распространены терригенные образования апт-альба, протягивающиеся широким языком в северо-западном направлении. В основном это темно-серые углистые кварцевые пески и глины апта, переходящие вверх по разрезу в глауконитово-кварцевые пески зеленоватого цвета, в верхней части разреза сцементированные глинисто-карбонатным цементом и содержащие прослои известковистых глин, песчаников и известняков с фауной альба.

В пределах восточного, Присивашского, участка, располагающегося к северу от Сивашей, апт-альбские отложения представлены более глубоководными морскими, преимущественно глинистыми образованиями, причем глины часто переходят в спонголиты. Мощность отложений апт-альба в пределах Присивашского участка в три — четыре раза больше мощностей тех же отложений в пределах Прикаркинитского участка.

Ось максимального прогибания в пределах Присивашского участка протягивается в северо-западном (320°) направлении.

Для второго тектонического плана характерно общее северо-восточное простирание фациальных зон и мощностей осадков. Эти особенности хорошо прослеживаются по олигоценым — нижнемиоценовым отложениям (рис. 2).

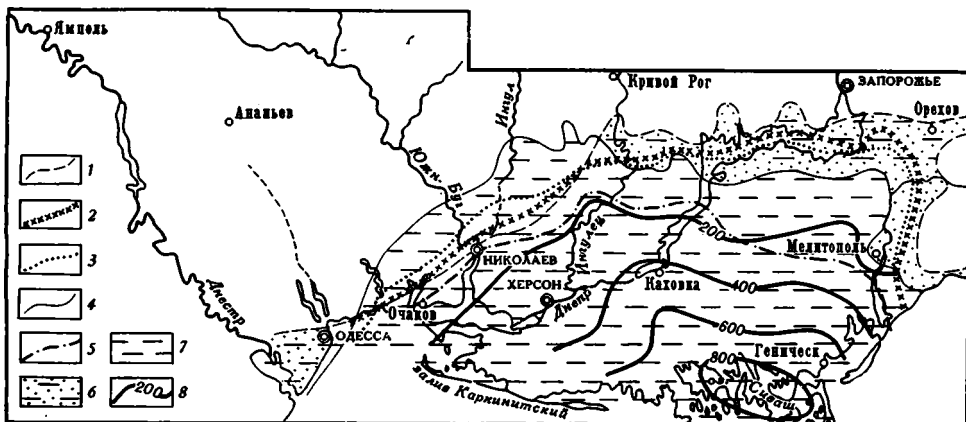


Рис. 2. Схема распространения фаций и мощностей олигодена — нижнего миоцена в пределах Северного Причерноморья

1—граница распространения пород никопольского горизонта нижнего олигодена; 2—граница распространения остракодовых слоев; 3—граница распространения серогозских слоев среднего олигодена; 4—граница распространения пород нижнего миоцена; 5—пески, алевроиты, глины; 6—глауконитовые, кварцево-глауконитовые пески, гравелиты, марганцевые руды; 7—глины алевроитовые; 8—линии равных мощностей

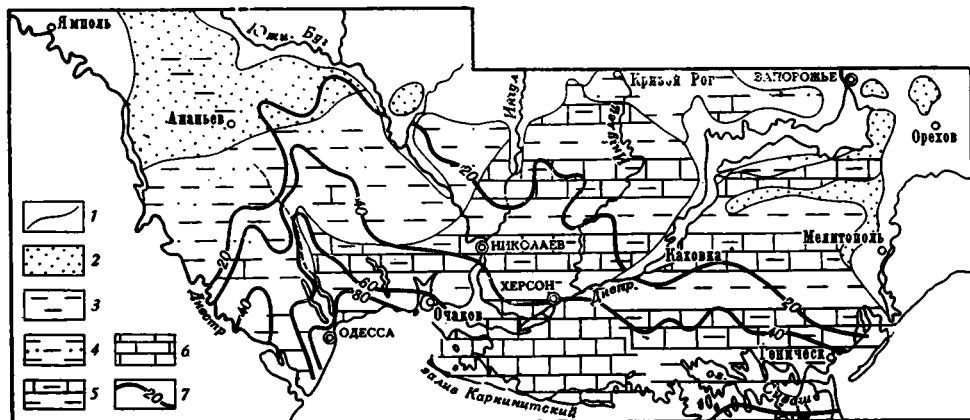


Рис. 3. Схема распространения фаций и мощностей верхнего сармата в пределах Северного Причерноморья

1—границы распространения литологических комплексов; 2—пески и песчаники; 3—глины; 4—глины с редкими прослоями песков, песчаников, реже мергелей и известняков; 5—переслаивание известняков, мергелей и глин; 6—известняки с прослоями глин; 7—линии равных мощностей

Олигоценые — нижнемиоценовые осадки, залегающие на глинисто-мергелистых породах верхнего эоцена, а в местах их отсутствия — на докембрийских породах, распространены лишь в пределах восточного, Присивашского, и незначительной юго-восточной части западного, Прикаринитского, участков Северного Причерноморья (Веселов, Ермаков, 1967). К наиболее древним образованиям олигоценового прогиба относится толща бескарбонатных зеленовато-серых глин, иногда песчанистых или слабо-алевритистых. Установлено, что эти образования (рубановские слои) распространены только в центральной и южной частях Присивашской ступени. Максимальным среди других горизонтов олигодена распространением пользуются никопольские слои, которые повсеместно без каких-либо следов перерыва залегают на рубановских слоях, а в местах их отсутствия трансгрессивно налегают на верхнеэоценовые и более древние породы. Никопольские слои слагаются зеленовато-серыми бескарбонатными глинами,

которые сверху переходят в алевритистые глины, а иногда и в алевриты. Вдоль своей северной границы распространения никопольские слои представлены глауконитовыми и кварцево-глауконитовыми песками, гравелитами, марганцевыми рудами. Залегающие на никопольских слоях остракодовые слои, представленные в основном известковистыми глинами, и лежащие выше серогозские слои, представленные песчанистыми и глинисто-алееритистыми образованиями, в целом повторяют план никопольских слоев, распространение которых было ограничено с запада Нижне-Бугским, а с востока Приазовским выступами южного края Русской плиты. Границы распространения верхне-олигоценовых отложений, представленных однообразными бескарбонатными алевритистыми глинами асканийского горизонта, несколько смещены, по сравнению с границами нижне- и среднеолигоценовых образований, к западу. Аналогичное распространение имеют и нижнемиоценовые песчано-глинистые отложения, хотя их северная граница и сместилась несколько ниже, по сравнению с границей распространения верхнеолигоценовых отложений. В целом олигоценовый — раннемиоценовый прогиб, ограниченный с востока и запада соответственно Приазовским и Нижне-Бугским выступами, был вытянут в северо-восточном ( $50^\circ$ ) направлении, в этом же направлении происходило изменение фаций и мощностей осадков.

Для третьего тектонического плана характерно общее северо-западное простираие максимальных мощностей отложений при общем северо-восточном простираии фациальных зон. Это особенно четко прослеживается по верхнесарматским образованиям (рис. 3). Для последних, очевидно, в результате преобладания компенсации над прогибанием свойственно сохранение северо-восточного, олигоценового, плана размещения фаций. Смена фациальных зон верхнесарматских отложений от мелководных к более глубоководным происходит с северо-запада на юго-восток: песчанистые образования склона Балтской дельты, распространенные на северо-западе Причерноморья, сменяются юго-восточнее песчанистыми глинами с редкими прослоями мергелей и известняков, в свою очередь сменяющимися еще далее к юго-востоку переслаиванием известняков, мергелей и глин. В то же время план размещения мощностей верхнесарматских отложений в целом северо-западный, апт-альбский. Существовавший с олигоцена до среднего сармата Нижне-Бугский выступ перекрыт толщей верхнесарматских отложений, изопахиты которых протягиваются к северо-западу. Ось максимального прогибания Северо-Причерноморской части Русской плиты протягивается в позднем сармате в северо-западном ( $320^\circ$ ) направлении.

Сопоставление трех описанных выше тектонических планов мезо-кайнозойских отложений Северного Причерноморья позволяет прийти к следующим выводам:

1. Северо-Причерноморский мезо-кайнозойский прогиб южного склона Украинского щита имеет в целом северо-западное, днепровско-донецкое, направление ( $320^\circ$ ), четко прослеживающееся по характеру распределения мощностей верхнесарматских отложений, унаследовавших общее простираие субгерцинского, апт-альбского, прогиба южного края Русской плиты.

2. Смена северо-западного, апт-альбского, плана размещения фации и мощностей северо-восточным, олигоценовым планом, сменившимся, в свою очередь, позднесарматским планом размещения мощностей северо-западного, апт-альбского, направления при унаследованном северо-восточном, олигоценовом, плане распределения фациальных зон является отражением сложного процесса проседания блоков фундамента южного склона Украинского щита преимущественно по разломам северо-западного (днепровско-донецкого) и северо-восточного направлений.

#### Литература

- Веселов А. А., Ермаков Ю. Г. О структурно-фациальном районировании и особенностях развития Северного Причерноморья в позднем эоцене и олигоцене — раннем миоцене. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1967.
- Ермаков Ю. Г. О Прикаркинитском и Присивашском апт-альбских прогибах южного края Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.
- Сологуб В. Б. Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР (по данным геофизических исследований). Изд-во АН УССР, 1960.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Древние докембрийские разломы юга Русской платформы и их продолжение в Северном Причерноморье. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 3 (14), 1965.
- Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Харечко Г. Е. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. Изв. АН СССР, Сер. геол., № 4, 1966.

Днепропетровская  
геолого-разведочная экспедиция

Статья поступила  
5 июня 1967 г.



## ХРОНИКА

УДК 551.240

## СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМАМ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

С 7 по 10 января 1969 г. в Москве, в МГУ на Ленинских горах, состоялось совещание, посвященное проблемам происхождения складчатости, организованное Тектоническим комитетом при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР. В работе совещания приняли участие около 700 представителей от научно-исследовательских институтов Академии наук СССР и Академии наук союзных республик, системы Министерства геологии СССР, Министерства высших учебных заведений и других организаций.

Участники совещания прослушали и обсудили 18 докладов, в прениях выступили 40 человек.

Совещание открылось вступительным словом председателя Тектонического комитета М. В. Муратова. Основными задачами совещания являлись широкое обсуждение новых данных, оценка современного состояния изученности проблемы и определение дальнейших путей познания происхождения складчатости.

Первым был выслушан доклад В. В. Белоусова «Типы и происхождение складчатости». Докладчик отметил, что успехи в изучении проблемы складкообразования стали возможны лишь после специальных исследований и что объединяемые под термином «складчатость» деформации являются разнотипными. Далее он остановился на происхождении разных типов складчатости. Складчатость нагнетания связана с гравитационной неустойчивостью, возникающей в слоистой толще в связи с присутствием в ней высокопластичных пород, обладающих меньшей плотностью, чем покрывающие породы, или находящихся под неравномерной нагрузкой. Происхождение глыбовой складчатости остается нерешенным вопросом, предполагается, что она связана с локальным увеличением объема в породах средних и нижних слоев коры в результате разных причин, в частности метаморфизма. Складчатость общего смятия (линейная, голоморфная) возникает под воздействием горизонтальных сил сжатия, которые образуются внутри самой геосинклинальной области в результате трансформации вертикальных сил. Предполагается несколько механизмов для объяснения возникновения этого типа складчатости. Один из наиболее важных — это глубинный диапиризм. Все случаи образования складок рассматриваются В. В. Белоусовым как результат инверсии плотностей, возникающей в процессах адвекции, т. е. в процессах, нарушающих и восстанавливающих гравитационное равновесие.

В докладе В. Е. Хаина были рассмотрены основные современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости (гипотезы «всасывания», «гравитационного тектогенеза» и др.). По мнению докладчика, попытки вывести региональную линейную складчатость геосинклинальных систем из вертикальных движений блоков фундамента с помощью гравитационного механизма раздавливания, сползания или пластичного перераспределения с нагнетанием высокопластичных пород в зоны пониженного давления не являются удачными. Современные данные показывают, что геосинклинальная складчатость и значительная часть шарьяжей сформировались под действием общего сжатия, направленного на глубине к оси складчатого сооружения, а в приповерхностной зоне — в сторону платформ. Источник этого сжатия не выяснен. Региональный метаморфизм, гранитизация и внедрение плутонов в осевых частях геосинклинальных систем, ведущие к их расширению, как причина сжатия не имеют универсального значения. Складчатые сооружения, очевидно, возникают как в результате «саморазвития» геосинклинальных систем, так и в процессе их взаимодействия с прилегающими платформами.

Доклад коллектива авторов (Л. И. Боровиков, Б. И. Борсук, Ю. М. Владимирский, А. Е. Довжиков, О. А. Кондайн, В. Г. Корнеева, В. А. Унксов), прочитанный Б. И. Борсуком, был посвящен рассмотрению закономерностей изменения характера складчатости в ходе развития геосинклинальной области на примере палеозойских геосинклинальных систем Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Южно-

то Тянь-Шаня. Изменение характера складчатости в ходе развития геосинклинальных систем представляется авторам доклада весьма сложным и многообразным, а характер складкообразовательных процессов свидетельствует о совокупности действия тангенциальных и радиальных сил, количественные соотношения которых закономерно меняются.

В докладе С. С. Шульца разбирались основные закономерности формирования конседиментационной складчатости. Крупнейшие формы, такие как щиты, антеклизы и синеклизы, антиклинории и синклинории и т. д., хотя и развиваются конседиментационно, но не являются складками. Их образование связано с эпейрогенезом. Эпейрогенез и формирование конседиментационных складок являются процессом первичного тектогенеза, который характеризуется разномасштабностью, длительностью и унаследованностью развития, и формирует основные черты рельефа и структуры Земли. В мобильных областях, кроме того, проявляется интенсивно и дифференцированно, прерывисто во времени и в пространстве процесс вторичного тектогенеза, который, хотя и создает более резко выраженные, крутые, часто опрокинутые формы постседиментационной складчатости, осложненной разрывами, сам по себе подчинен и обусловлен первичным тектогенезом.

Проблему гравитационной складчатости рассмотрел И. И. Белостоцкий. Им отмечено, что участие фактора силы тяжести в тектонике неоспоримо, но трудно поддается учету. Затем были охарактеризованы различные типы крупных тектонических движений, обусловленных действием гравитационного фактора. Среди гравитационных движений среднего и мелкого масштаба выделены восходящие и нисходящие. Рассмотрены основные геотектонические концепции, учитывающие в качестве главного или важного фактора гравитационную тектонику, и дана их критика. Приведены фактические данные о структурах гравитационного происхождения из ряда областей альпийской складчатости (Аппенины, Альпы, Тель-Риф, Динариды и др.). Отмечалось, что явления гравитационной тектоники распространены преимущественно в областях развития крупных шарьяжей, где они сопутствуют им и усложняют процесс их образования. Причиной возникновения шарьяжей является интенсивное боковое давление при возможных горизонтальных перемещениях крупных блоков земной коры или тектоносферы.

В докладе А. Е. Михайлова было показано, что в земной коре могут возникнуть горизонтально ориентированные силы, способные привести к пластическим деформациям и направленным перемещениям вещества. Они могут быть вызваны гравитационными силами, движениями по наклонным глубинным разломам, ротационным режимом Земли, поворотами отдельных массивов земной коры в пределах континентов и возможными смещениями целых континентов. Основные смещения происходят по слоям, обладающим наиболее благоприятными физическими свойствами (малой вязкостью и т. п.), и по поверхностям разделов слоев с разными физическими свойствами.

В докладе Г. Д. Аджирея, Л. В. Белякова и С. В. Чеснокова обобщивался тезис о том, что главный механизм образования геосинклинальной складчатости заключается в подвигании и небольшом всасывании нижних частей земной коры, направленном в сторону глубинных разломных зон (рубцы всасывания). Подчеркивалось, что геосинклинальная складчатость ранних этапов, а также складчатость и образование надвиговых покровов средних этапов происходят до главных орогенетических движений, что говорит о второстепенном значении явлений гравитации. Вместе с тем указывалось, что орогенез в свою очередь сопровождается складчатостью, механизм образования которой примерно такой же, какой устанавливается для основных типов геосинклинальной складчатости. Рассмотрены подробно механизмы образования складчатости в эвгеосинклинальных зеленокаменных синклинориях и гнейсовых зонах, в основном на примере Урала.

В. В. Бронгулеев в докладе «К проблеме складкообразования» осветил предложенную им ранее классификацию складчатых форм, основанную на кинематическом принципе. В этой классификации выделяются складки «штамповые», «коробления» и «течения». Было отмечено, что различные типы складок меняются от одного структурного этажа к другому и в пределах этажа по простираанию. Складчатость с глубиной может усложняться или упрощаться. В этом отношении структурные этажи обладают определенной автономией. Указывалось, что первичным, вероятно, является штамповый тип складок, но такое решение не единственно возможное.

В. С. Буртман сделал доклад на тему «Некоторые аспекты формирования сложно-складчатых комплексов». По направлению изгиба слоев в процессе образования складки им были выделены три типа складчатых форм: вертикальные, горизонтальные и лежащие складки. На примере варисцид Южного Тянь-Шаня, каледонид Шотландии, мезозойской складчатости Новой Зеландии и альпид Юго-Восточного Памира было показано, что сложный процесс складчатости этих областей состоит из закономерно сменяющихся друг друга трех стадий. В первую стадию образуются лежащие складки и шарьяжи, во вторую стадию — вертикальные складки и разломы, переориентирующие осевые поверхности лежащих складок, а в третью — горизонтальные складки, ассоциирующие со сдвигами.

Вопросам тектонического моделирования было посвящено три доклада. В основу проводившихся экспериментов был положен принцип физического подобия в целях максимального приближения испытываемых моделей к природным объектам, что позволило значительно увеличить степень достоверности получаемых результатов.

В экспериментах Н. Б. Лебедевой была подтверждена возможность образования сложных складчатых сооружений в результате неравномерного вертикального перемещения блоков земной коры и перераспределения вещества в направлении достижения гравитационного равновесия.

Реальность образования соляных диапиров и всплывание магматических астенолитов в условиях конвективной неустойчивости была смоделирована А. М. Сычевой-Михайловой в опытах с центрифугой. Общая картина диапировых структур, полученная в этих опытах с легкодеформируемыми материалами, имеет много черт сходства с формированием и размещением соляных куполов в Прикаспийской низменности.

Применение новой аппаратуры (доклад И. В. Лучицкого, Г. М. Бондаренко, В. Н. Громина, Г. Д. Ушакова) позволяет проводить эксперименты в условиях высоких давлений (15—20 *кбар*) и температур (до 1000°), а также в искусственном магнитном поле. Подобная методика делает возможным изучение и исследование деформационных свойств горных пород в условиях, отвечающих определенным глубинным зонам Земли.

И. В. Кириллова в своем докладе «Складчатость и кливаж» отмечает, что характер и тип регионального кливажа течения, известного в породах нижнего структурного этажа геосинклинальных складчатых зон, определяется физико-химическими свойствами отложений (пластичность, проницаемость, состав, гидрофильность и др.). Почеркивалось, насколько важно в тектонических построениях учитывать минералогический состав деформируемых толщ. Кливаж возникает в период складчатых движений в результате восходящего течения включающихся в инверсию толщ. Причем в осевой части прогиба тектонические деформации начинают развиваться, когда породы еще не полностью литифицированы.

Доклад В. Н. Шолпо был посвящен проблемам формирования геосинклинальной складчатости и характеристике различных типов складчатости на примере Большого Кавказа. Полная или линейная складчатость развита в узких зонах, приуроченных главным образом к ядрам инверсионных поднятий и занимающих при этом менее половины всей площади складчатой области. По простиранию и вкрест простирания зон полная или линейная складчатость сменяется более простыми структурными формами. Основной причиной складкообразования автор считает восходящие вертикальные движения, вызванные внедрением и всплыванием глубинного диапира.

В. В. Эз, иллюстрируя доклад разнообразным фактическим материалом, показал, что, несмотря на все своеобразие и сложность складчатых структур метаморфических толщ, в них часто удается распознать те же генетические типы складок, что и в неметаморфизованных отложениях. Например, на фоне крупных брахиформных структур можно встретить сложную голоморфную складчатость. Основное отличие заключается в том, что метаморфизованные толщи неоднократно испытывали интенсивные деформации, сопровождающиеся нередко перекристаллизацией пород. Региональный метаморфизм, помимо термального, всегда сопровождается динамометаморфизмом, который способен вызывать возникновение нового структурного плана, иногда полностью затушевывающего характер и интенсивность прежних деформаций и развивающегося часто независимо от первоначальной слоистости.

Л. А. Снятков в докладе остановился на проблеме связей магматизма и складчатости. Было высказано предположение о том, что интрузии гранитоидов и складчатость возникают как вторичные явления в результате перемещения в верхние части земной коры из слоя Гутенберга перегретых магматических расплавов в основном ультраосновного состава. Интрузии гранитоидов в процессе своего внедрения в поверхностные горизонты земной коры воздействуют на вмещающие породы, что приводит к образованию складчатых структур.

В докладе, посвященном роли метаморфизма в складкообразовании, С. А. Захаров остановился на уточнении понятий «складка», «складчатость», «складчатая область». Отметив, что структуры, образованные дифференциальными субвертикальными силами («складки поперечного изгиба») не являются складками, предложил называть их термином «анакиды». Главная роль в складкообразовании отводится процессам метаморфизма, способным вызывать значительные увеличения объема пород. Метаморфизация пород, например глин, может происходить за счет насыщения их флюидами, поступающими из мантии по зонам проницаемости.

На заключительном заседании состоялся доклад А. А. Богданова, в котором были поставлены вопросы тектонической периодизации истории развития земной коры — выделение тектонических эпох. Тектонические эпохи характеризуются большой продолжительностью (сотни миллионов лет), определенным планом размещения геосинклинальных площадей с моноциклическим или полициклическим развитием и своими особенностями тектонического развития и магматических процессов. На протяжении дофанерозойской истории можно выделить не менее шести тектонических эпох, проявившихся на всех континентах. После завершения байкальской складчатости (550 млн. лет) Земля приобрела отчетливо выраженную диссимметрию, что нашло свое отражение в асинхронности тектонических эпох, охватывающих Атлантический и Тихоокеанский сегменты.

А. А. Богданов отметил также, что в истории всех материков можно выделить крупнейший рубеж готской кратонизации (1650—1750 млн. лет), который отделяет неогей от протогей. Требуется дальнейшее уточнение и выяснение роли рубежа, уста-

навливаемого в пределах 2500—2600 млн. лет, возможно являющегося началом протоя.

Выступившие в прениях по докладу А. А. Богданова требовали более четко определить понятия «эпоха складчатости», «завершающая складчатость» и признаки, по которым они выделяются (Б. И. Борсук, Л. Б. Вонгаз). К. О. Кратц отметил, что особенности древнейших и новейших тектонических эпох отражают не их различия, которые может быть и имеются, а пока в основном различную степень их изученности. В. В. Белоусов, отметив важность поставленных в докладе А. А. Богданова проблем, указал, что время завершающей складчатости путает обстановку при выяснении тектонической периодизации развития Земли. Главное в тектоническом анализе — это выявление стадий развития геосинклиналей (начальной, инверсионной и заключительной). Проведенный В. В. Белоусовым анализ эпох складчатости для Тихоокеанского и Атлантического сегментов Земли привел его к выводу о преувеличенности представлений о значительной диссимметрии земного шара.

Участники совещания в процессе обсуждения заслушанных докладов коснулись в своих выступлениях различных аспектов проблемы происхождения складчатости. Оживленную дискуссию вызвал вопрос о роли, масштабе проявления и генезиса шарьяжей, имеющих непосредственное отношение к складкообразованию. Этот вопрос обсуждали Г. Д. Аджирей, И. И. Белостоцкий, Д. П. Резвой, Г. С. Сенченко и др. Ряд выступавших, признавая ценность попытки моделирования складкообразования, сомневались в возможности соблюдения принципа подобия (В. В. Бронгулеев, В. Г. Трифонов).

Мнения участников совещания резко разошлись по вопросу о роли движений платформенных участков земной коры в образовании геосинклинальной складчатости. Против привлечения движений платформ к решению вопросов генезиса геосинклинальной складчатости высказались В. В. Белоусов, Ю. М. Шейнманн, В. В. Бронгулеев. Напротив, В. Е. Хаин, А. В. Пейве, А. Е. Михайлов, А. Л. Книппер и Л. Н. Розанов считают, что эти вопросы нельзя решать без учета движений смежных геосинклиналями платформенных участков.

В письме, присланном участникам совещания, акад. Д. В. Наливкин отметил важность обсуждаемой проблемы и обратил внимание на необходимость изучения гравитационных структур, которые возникают везде, где есть поднятия. Гравитационный механизм во многих случаях является основным при образовании складок.

Небольшое сообщение С. Н. Кудрина было посвящено будинажу и его значению при анализе процессов складкообразования. Л. П. Зоненшайн отметил односторонний подход многих исследователей к проблеме складкообразования: изучаются в основном линейные складчатые зоны, а геосинклинальным областям с мозаичным строением, обладающим иными закономерностями пространственного распространения складок, не уделяется достаточного внимания.

Все участники совещания согласились, что нужны более четкие определения понятий «складка» и «складчатость». Неоднозначность понимания этих терминов отмечалась в выступлениях К. О. Кратца и С. А. Захарова. К унификации тектонической терминологии призвал также В. А. Унков. В выступлениях Д. С. Кизевальтера и В. Е. Хаина указывалось на необходимость создания, кроме кинематической классификации складчатости, геолого-генетической классификации.

Ю. М. Шейнманн и П. Н. Кропоткин высказали мнение о том, что дальнейший прогресс в изучении проблем происхождения складчатости возможен лишь с привлечением данных и методов точных наук — физики, математики, механики, а также смежных наук — геохимии и геофизики.

В. В. Белоусов и Ю. М. Шейнманн указали в своих выступлениях, что основными энергетическими ресурсами тектонических движений в оболочках Земли являются тепло и сила тяжести, ротационные же силы малы, однако и они требуют дальнейшего изучения.

В выступлении А. В. Пейве вначале было дано определение складчатости как планетарного процесса деформации горных масс, одновременно охватывающего значительные части Земли, при котором в деформацию вовлекаются массы на глубину по крайней мере до астеносферы. Процесс этот очень энергоемок и при нем происходит гигантское латеральное и вертикальное перераспределение и деформация масс земных оболочек. С ним теснейшим образом связаны основные геологические явления (магматизм, метаморфизм, возникновение гор, океанических впадин и др.). Говоря о складчатости, следует иметь в виду также все типы разломов и пластическое течение горных масс. Решение проблемы складчатости, по мнению А. В. Пейве, упирается в знание движений земной коры и ее глубинных оболочек, прогресс в этой области может быть достигнут лишь после получения качественно иного фактического материала по строению складчатых областей. Такой принципиально новый фактический материал может быть получен как старыми методами изучения и картирования складчатых сооружений (пример изучения Альпийского пояса), так и, главным образом, посредством глубокого опорного структурного бурения во внутренних зонах складчатых областей. Необходимость такого бурения показана А. В. Пейве на примере многих складчатых областей — Кавказа, Динарид, Урала и др., где уже имеются достоверные геологические данные, свидетельствующие о многоступенчатых тектонических перекрытиях молодых отложений более древними. Эти данные требуют подтверждения бурением.

В. И. Попов посвятил свою речь обоснованию гипотезы расширяющейся Земли, ко-

торая может сблизить позиции мобилистов и фиксистов.

С положительной оценкой всей работы совещания выступили В. В. Бронгулеев, В. Е. Хаин, А. Е. Михайлов. Подводя итоги совещания М. В. Муратов отметил, что складкообразование, как это было видно, в частности, и из материалов, представленных докладчиками и лицами, выступавшими в прениях, имеет много причин и разный генезис. Мало внимания было уделено связи различных типов складчатых структур с основными этапами развития (геосинклинальный, орогенный и др.). М. В. Муратов указал также на необходимость выделения крупнейших эпох складчатости, которые приводят к переходу геосинклинальных областей в платформы.

В докладах и в процессе обсуждения были намечены дальнейшие направления исследований по проблеме происхождения складчатости, что нашло свое отражение в решении совещания.

*А. А. Белов, А. Л. Книппер, С. Д. Соколов.*

## РЕШЕНИЕ СОВЕЩАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

Доклады, прослушанные на совещании, и выступления в прениях показали, что проблема происхождения складчатости продолжает занимать существенное место в исследованиях советских тектонистов, подводящих к ее решению различными методами, на различных объектах и с различных позиций. По мере развития исследований выясняется все большее разнообразие морфологических типов складчатости, охватывающей осадочные и метаморфические толщи земной коры, и все большая скорость и многообразие факторов их определяющих. Отсюда, естественно, вытекает различие и противоречивость взглядов на формирование складчатости и прежде всего на относительную роль вертикальных и горизонтальных усилий в этом процессе. При этом в ряде докладов подчеркивается связь складчатости с процессами осадконакопления, диагенеза и эпигенеза и особенно метаморфизма и гранитизации.

Огромная территория Советского Союза с ее исключительным разнообразием типов складчатых сооружений разного возраста — от архейских до альпийских — и весьма различного строения, наличие в нашей стране большой сети академических и производственных институтов с многочисленными научными штатами создают исключительные возможности для плодотворной разработки вопросов генезиса складчатости. Следует, однако, констатировать, что эти возможности даже в центральных институтах используются недостаточно, и специальные работы по происхождению складчатости ведутся не во многих институтах, причем в значительных масштабах, судя по итогам совещания, — лишь в Институте физики Земли АН СССР и Московском государственном университете (Геологический факультет).

Существование различных точек зрения на генезис складчатости, с одной стороны, соответствует действительно разнообразию этого генезиса, но с другой стороны, совершенно необходимо выяснить, какой из возможных механизмов складкообразования играл основную роль в формировании отдельных типов, выделяемых по морфологическим, историческим и кинематическим признакам складок и складчатых сооружений.

В итоге проделанной Совещанием работы представляется целесообразным сформулировать следующие рекомендации.

1. Поручить бюро Тектонического комитета издать материалы настоящего совещания (доклады, важнейшие выступления в прениях) и опубликовать краткий отчет о нем в журнале «Геотектоника».

2. Отметить, что успешное продвижение вперед проблемы происхождения складчатости может быть обеспечено лишь постановкой целого комплекса специальных исследований: полевых, как в масштабе отдельных складок, с привлечением методов петроструктурного анализа, так и в масштабе групп складок и целых складчатых сооружений, буровых, экспериментальных (моделирование), геофизических и др. Необходимо количественная оценка эффективности отдельных предложенных механизмов складкообразования и возможности передачи складкообразующих усилий вдоль слоев.

3. Считать весьма желательной организацию специальных полевых исследований по вопросам генезиса складчатости отдельных регионов Советского Союза, особенно в институтах системы Академии наук СССР и Академии наук союзных республик, в университетах и других высших учебных заведениях.

4. Признать полезным составление карт морфологических типов складчатости с одновременным расчленением их по возрасту, сначала в пределах отдельных регионов (складчатых зон в масштабе 1 : 500 000—1 000 000, а затем и для всей территории СССР, в масштабе 1 : 5 000 000—1 : 1 500 000).

5. Необходимо продолжать и развивать работы по моделированию складчатых и складко-разрывных структур, как на искусственных материалах в условиях нормаль-

ных температур и давлений, так и на естественных породах в условиях высоких температур и давлений. Моделированием следует проверять различные механизмы складкообразования, основанные на представлениях о ведущей роли как вертикальных, так и горизонтальных усилий.

6. В связи с тем, что выясняется все большая зависимость складчатых деформаций от процессов преобразования осадочных толщ, особенно их метаморфизма и гранитизации, необходимо усилить внимание к изучению соответствующих взаимосвязей путем кооперации исследований тектонистов, литологов, петрологов — метаморфистов.

7. Совершенно обязательным является большее привлечение к интерпретации данных картирования, бурения и геофизических материалов, а к истолкованию механизма складкообразования — принципов современной физики жидких и вязких тел.

8. Поручить бюро Тектонического комитета обратиться в Министерство геологии СССР с обоснованными предложениями о бурении отдельных глубоких и неглубоких скважин для проверки различных гипотез строения складчатых сооружений. Было бы полезно, если бы отдельные геологические управления проявляли инициативу в этом отношении.

9. Считать желательным, чтобы одно из следующих совещаний было посвящено проблеме истории и периодичности тектонических процессов.

---

*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

**84**

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

---

Сдано в набор 5/V-1969 г. Т-07992 Подписано к печати 27/VI-1969 г. Тираж 1690 экз.  
Зак. 5657 Формат 70×108<sup>1/16</sup> Усл. печ. л. 11,2+3 вкл. Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 13,6.

---

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

Цена 1 р. 20 к.

Р-71  
МАЛ КАЛУЖСКАЯ  
Д 12 КВ 11  
ПУ. АРОВСКОМУ  
70228  
1-12

13  
Индекс  
70228

