

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1982

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1982

## СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации	38
Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Сувейдзис П. И. Палеотектонические карты платформенных областей (методические аспекты)	17
Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ (на примере территории Белоруссии)	24
Добржинская Л. Ф. Существует ли полный разрез офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье?	32
Соловьев Б. А. Проблемы тектоники Среднеевропейского бассейна	45
Буртман В. С. Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса	56
Курбанов М. К., Ржаницын В. А. Структура земной коры Западного Туркменистана по комплексу геолого-геофизических данных	64
Богданов Н. А., Вишневская В. С., Сухов А. Н., Федорчук А. В., Чехович В. Д. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море)	74
Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Дорогутин А. П., Кузнецова И. А., Маженштейн Ф. А., Смеловская М. М. Строение меловых известково-щелочных магматических поясов Северо-Востока СССР по космическим данным	82

## Рецензии

Косыгин Ю. А. Рецензия на статью И. Е. Губина «О детальном сейсмическом районировании». Сборник «О детальном сейсмическом районировании». М., Наука, 1980	99
Добрецов Н. Л. Новое слово в тектонике («О Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000»)	103

## Хроника

Совещание «Континентальный и океанский рифтогенез»	108
--	-----

## CONTENTS

<b>Pushcharovsky Yu. M.</b> General heterogeneities in the Earth crust structure and their possible interpretations	3
<b>Aizberg R. E., Garetsky R. G., Suveidzis P. I.</b> Paleotectonic maps of the platform areas (methodical aspects)	17
<b>Aksamentova N. A., Naidenkov I. V., Arkhipova A. A.</b> Stages of formation and structure of the old platforms basement (with example of the Belorussia territory)	24
<b>Dobrzhinetskaya L. F.</b> Is there a complete section of the ophiolitic association in the North Baikal region?	32
<b>Soloviev V. A.</b> Problems of tectonics of the Middle European Basin	45
<b>Burtman V. S.</b> Problem of formation of the Pamir-Punjab syntaxis	56
<b>Kurbanov M. K., Rzhantsyn V. A.</b> The Earth crust structure of Western Turkmenistan by a complex of geologo-physical data	64
<b>Bogdanov N. A., Vishnevskaya V. S., Sukhov A. N., Fedorchuk A. V., Chekhovich V. D.</b> Oceanic illostromes of the western coast of the Aleutian Basin (the Bering Sea)	74
<b>Filatova N. I., Dvoryankin A. I., Dorogutin A. P., Kuznetsova I. A., Mazhenshtein F. A., Smelovskaya M. M.</b> Structure of Cretaceous calcic-alkali magmatic belts of the USSR North-East according to space data	82

## Reviews

<b>Kosygin Yu. A.</b> Review of the paper by I. E. Gubin «On detailed seismic zonation». In: «On detailed seismic zonation». M., Nauka, 1980	99
<b>Dobretsov N. L.</b> A new word in tectonics (on «Tectonic Map of North Eurasia, scale 1:5 000 000»)	103

## Chronicles

Meeting «Continental and oceanic riftogenesis»	108
--	-----

УДК 551.24

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

## КРУПНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Обсуждаются геохимические, металлогенические, петрографические и тектонические неоднородности земной коры наиболее крупных порядков. К их числу относятся континенты и океаны и подчиненные им геологические провинции того или иного характера. Рассматривается главная планетарная неоднородность (Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты). Последняя, вероятно, отражает первичную гетерогенность в строении Земли. Для выяснения закономерностей развития океанических областей привлекается внимание к комплексному петрохимическому, геохимическому и тектоническому изучению базальтов 2-го слоя океанов, распространенных на двух третях поверхности Земли. Изучение неоднородностей прямо связано с проблемой внутрисконвекции. Из анализа данных следует, что неоднородности и очаги конвекции могут находиться на разных уровнях, обладать разной масштабностью и иметь многоярусное расположение. Тем самым создаются необходимые условия для горизонтальных перемещений, реализуемых в результате сложного взаимодействия внутрисконвективных, ротационных и космических факторов.

В феврале 1980 г. на совещании Петрографического комитета, посвященном магматическим и метаморфическим породам дна Мирового океана, автором обосновывалась необходимость исследований в направлении, которое кратко было названо «Тектоника и магматизм океанов» [24]. К тому времени была разработана схема тектонического районирования океанов и вышло значительное число публикаций, характеризующих магматические породы. Мысль заключалась в том, чтобы среди магматических пород попытаться выявить крупные петрографические и геохимические провинции и сопоставить их с тектоническими формами и районами, чтобы, если параллели окажутся возможными, найти значительные вещественные и структурные неоднородности в земной коре и вообще в литосфере и подойти к их геологическому объяснению. Такое направление работ было встречено с одобрением, и ныне в целом ряде научно-исследовательских организаций уже ведутся соответствующие исследования.

Цель настоящей статьи — коснуться наиболее значительных неоднородностей в строении земной коры и литосферы вообще, чтобы дополнительно показать перспективность подобных исследований, обещающих, как представляется, раскрытие новых и очень существенных закономерностей в тектоническом развитии планеты.

Можно сказать, что неоднородности — более чем привычная категория для геологов. Именно их изучение составляет, например, основу геологической съемки или районирования земной коры по любому признаку, как и типизации геологических объектов. Ниже будут рассматриваться геологические неоднородности наиболее значительных порядков, такие, как Тихоокеанский и Индо-Атлантический планетарные сегменты, континенты и океаны, складчатые пояса, петрографические, геохимические и металлогенические пояса и провинции. Кстати сказать, нельзя считать банальным утверждение, что континенты и океаны — основные структуры земной коры. Существует и иной взгляд, что таковыми являются литосферные плиты, которые могут включать континенты и океаны одновременно. Естественно, это порождает различный методологический подход к геологическому изучению Земли. В первом случае исследования направлены на изучение вещественных и структурных неоднородностей земной коры и более глубоких оболочек; во втором в центре внимания оказываются динамика и кинематика литосферных плит. Конечно, в

объяснении крупных неоднородностей остается много провизорного. Однако априори ясно, что в связи с разной масштабностью и разным характером проявления неоднородностей порождающие их причины различны.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

Проблема геохимических неоднородностей земной коры многоплановая. Например, существуют ярко выраженные геохимические неоднородности в распространении отдельных элементов. Но нас будут интересовать геохимические неоднородности в отношении естественных, обычно сложных сочетаний элементов, причем особенно крупные по значению. Такие неоднородности часто имеют планетарный характер, либо принадлежат следующему за ними порядку. Их отражает геохимическое районирование. Основоположником геохимического районирования нужно считать А. Е. Ферсмана, опубликовавшего свои идеи по этому поводу свыше 50 лет назад [33, 34].

Определив геохимию как науку о распределении и перемещении химических элементов Земли, А. Е. Ферсман ввел такие понятия, как геохимические пояса, геохимические поля и геохимические провинции. Геохимические пояса характеризуются большой протяженностью и обладают определенной геохимической зональностью, т. е. закономерным распределением химических элементов преимущественно вкrest простирания, как писал А. Е. Ферсман, на сотни километров. Они в общем соответствуют крупным тектоническим поясам.

Геохимическими полями он называл крупные геохимически однородные области. Обычно такие области сложены осадочными комплексами, но они могут быть связаны также и с магматическими формациями, например траппами Декана и Сибири.

Геохимические провинции также характеризуются определенными ассоциациями химических элементов, но меньшего порядка. Указывалось, что геохимические провинции связаны с так называемыми циклами геологических явлений. В качестве примеров упоминались Балтийский щит, вулканические пояса Азии, Крымско-Кавказская область, Подмосковный каменноугольный бассейн, характеризующийся «совершенно замкнутой и очень определенной геохимией» [33, с. 13]; и ряд других. Геохимический облик той или иной территории А. Е. Ферсман связывал с двумя основными факторами: геологической историей и современными климатическими условиями.

В общем А. Е. Ферсман придавал большое значение геохимическим неоднородностям и стремился выработать для них систематику. Методически его работы оказались очень важными, и они стали толчком для дальнейших работ в этом направлении.

Из новых публикаций на эту тему можно упомянуть работу И. А. Загзузиной и А. А. Смыслова [5]. Она касается геохимической специализации габброидов Северо-Востока СССР. Их изучение показало, что габброиды Охотско-Чукотского вулканогенного пояса обогащены литофильными элементами, а Анадырско-Корякской провинции — сидерофильными. Наряду с этим отмечается как провинциальная особенность обогащение габброидов Северо-Востока СССР Th и высокие значения Th/U-отношения.

В 1980 г. А. Д. Щеглов [39] обобщил литературу, накопившуюся к этому времени по региональной металлогении и геохимии. Из его книги видно, что учение о геохимических и металлогенических поясах и провинциях в настоящее время стало более актуальным, чем когда-либо раньше. Наиболее крупной единицей в металлогеническом анализе, по современным представлениям, является металлогенический пояс. Подобно геохимическому он имеет большую протяженность. Поясу подчинены провинции — области локализации разнообразного оруденения в более узких границах. В качестве примеров приводятся Карелия, Восточное Забайкалье, Приморье, Закавказье. В металлогенических провинциях

выделяются рудные пояса и более мелкие подразделения — различные зоны. Хотя и накопилась определенная литература в этом плане (работы С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова, А. И. Семенова, ряда иностранных авторов), все же, по заключению А. Д. Щеглова, в отношении региональной металлогении предстоит еще многое сделать. Это относится и к региональной геохимии. В частности, вполне можно согласиться с утверждением, что выделение геохимических провинций, «которые по масштабам и геохимическим характеристикам могут отличаться от металлогенических и петрографических провинций, должно способствовать выявлению новых закономерностей распространения в геологических формациях главных элементов — индикаторов оруденения, а также познанию новых геохимических связей элементов, анализ которых необходим для конкретного металлогенического прогноза, особенно прогноза новых типов оруденения» [39, с. 138]. Здесь подчеркнута прикладное значение мелкомасштабного геохимического районирования. Вопрос состоит в том, чем конкретно объясняется геохимическая и металлогеническая специализация на уровне поясов и провинций? Ответ на него сложен. Однако мы остановимся на этом ниже.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

По существу петрографические неоднородности тесно переплетаются с геохимическими, особенно если ориентироваться на петрохимию.

История выявления петрографических неоднородностей очень длинная. Мы сузим рассмотрение вопроса до уровня петрографических провинций. Понятие «петрографическая провинция» имеет двойной смысл. Это было отмечено еще Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом в Петрографическом словаре [15], которым мы и воспользуемся. Один смысл, что это «область, в которой изверженные породы, относящиеся к определенному периоду извержения, имеют общие черты химического и минералогического состава, отличающие их от тех же пород в других областях» [15, с. 256]. Но в начале 1900 г. Д. Прайор и А. Харкер дали этому понятию другое, территориальное толкование, выделив Атлантическую и Тихоокеанскую петрографические провинции. Для целей данной работы это второе толкование имеет особенное значение, так как касается проблемы крупнейших петрографических неоднородностей земной коры. Харкер отобразил эти провинции даже графически [45].

К тому же периоду относится и установление П. Маршаллом знаменитой андезитовой линии, разделяющей провинции базальтового и андезитового магматизма в Тихом океане.

Можно сказать, что вехой в петрографическом районировании земной коры явилась опубликованная ВСЕГЕИ в 1968 г. карта магматических формаций СССР в масштабе 1 : 2 500 000 [7], сопровождающаяся объяснительной запиской, изданной в 1971 г. [6]. Работа выясняет крупные петрографические провинции, которые определяются как области проявления той или иной серии магматических формаций. Таким провинциям отвечают территории складчатых областей с соответствующей серией магматических формаций, или области, сложенные серией формаций, образовавшейся в период формирования осадочного чехла платформ. Среди провинций, свойственных складчатым областям СССР, выделяются два основных типа: уральский (фемический) и верхоянский (салический). Существуют и провинции промежуточного типа: саянский (салическо-фемический), тянь-шанский (фемическо-салический). Платформенные провинции также разнообразны. Основные типы отвечают Восточно-Европейской и Сибирской платформам; они отличаются по масштабам магматизма. Наряду с этим выделяются провинции возрожденных гор и островных дуг<sup>1</sup>. Провинциальные обособленности магматизма констатируются, но объясняются недостаточно, хотя и отмечается,

<sup>1</sup> У авторов они объединены в одну группу, но с этим согласиться нельзя.

что они связаны с составом исходных магм и тектоническими условиями проявления магматизма<sup>2</sup>.

В последний период получены существенные данные по поводу гетерогенного характера базальтов океанского дна. В поле зрения находятся и Атлантический, и Индийский, и Тихий океаны. Здесь следует упомянуть труды Л. В. Дмитриева, Ю. И. Дмитриева, И. Н. Говорова, Б. П. Золотарева, Г. Л. Кашинцева, Е. Н. Меланхолиной, В. А. Попеко, Г. Б. Рудника, Т. И. Фроловой, Д. И. Фрих-Хара, Г. С. Харина, А. Я. Шараськина, С. А. Щеки. О том же пишут и многие другие авторы.

Устанавливаются различия в петрохимии и геохимии базальтов различного рода поднятий на океанском дне, в том числе островных, а также в разрезе и по простиранию срединно-океанических хребтов; подтверждаются выводы о различии между Атлантической и Тихоокеанской областями и т. д. Интересные выводы того же характера намечаются Г. Н. Савельевой в отношении ультрабазитов<sup>3</sup>, хотя в этой области данных еще очень немного.

Таким образом, можно сказать, что накапливается все больше данных о наличии петрохимических и геохимических провинций в магматических образованиях океанского ложа, однако они еще не конкретизированы в необходимой мере и не оконтурены. Между тем от этого прямо зависит появление новых и более верных выводов о геологической истории океанов.

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

С тех пор как были установлены границы Мохоровичича, Конрада, слой Голицына, проблемы геофизических неоднородностей в земной коре не сходят со страниц геофизической литературы. Длительный период в поле зрения находилась только вертикальная расслоенность коры и мантии Земли: геофизические базальтовый и гранитный слои, коромантийные смеси, астеносфера и т. д. Число работ в этой области велико, и вряд ли есть необходимость специально цитировать каких-либо авторов. Но по мере развития геофизических методов, прежде всего сейсмических, возникли представления и о латеральных неоднородностях в коре и мантии Земли. В настоящее время и по этому вопросу имеется обширнейшая литература. В частности, по данным ГСЗ твердо установлено отсутствие в коре устойчивых опорных отражающих границ [32]. Факт сильной изменчивости внутренней структуры коры представляет большой геологический интерес, так как «свидетельствует о большом разнообразии вещественного состава коры» [там же, с. 184]. Определенные данные о большой латеральной неоднородности земной коры получены в отношении платформ, складчатых областей, океанского ложа.

Присутствие латеральных неоднородностей столь же очевидно и в верхней мантии. «Самый яркий признак верхней мантии орогенической области состоит в ее сильнейшей горизонтальной неоднородности, причем характерный масштаб неоднородности имеет порядок 100 км»,— говорится в книге «Тектоносфера Земли» [32, с. 213]. Там же написано и о неоднородностях в строении верхней мантии древних щитов.

Что касается астеносферы, то И. П. Косминская [см. 32] заключает, что это не непрерывный слой, а совокупность линзовидных прерывистых тел, причем зоны пониженных скоростей в коре, которых может быть несколько, построены аналогичным образом. Вообще для литосферы характерно чередование пониженных и повышенных скоростей.

С. Д. Коган [8] отмечает, что крупномасштабная горизонтальная неоднородность верхней мантии, устанавливаемая по аномалиям времен пробега продольной волны  $P$ , совпадает с глобальными неоднородностями в распределении теплового потока. Она же сделала попытку проана-

<sup>2</sup> В общем это относится и к недавно вышедшей книге «Петрография» [16], где провинции определяются как ряды магматических формаций, объединяемые общими петрологическими особенностями, специфическими для данного региона (с. 304).

<sup>3</sup> Устное сообщение.

дизировать крупномасштабные горизонтальные неоднородности в нижней мантии, на глубинах больше 2400—2500 км. По ее данным получается, что Северная Евразия характеризуется высокоскоростной нижней мантией, а Тихий океан — низкоскоростной, причем возможное различие по скорости составляет около 4%.

Проблема геофизических неоднородностей коры и мантии стала настолько актуальной, что по ней проводятся специальные научные форумы. Один из них состоялся, например, в Англии, в г. Дархэме в 1977 г. [46]. Речь шла о неоднородностях, физических свойствах и вещественном составе коры и подкоревой литосферы как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В поле зрения находились север Англии, южная часть ФРГ, область Рейнского грабена, Италия, Иберийский полуостров, Калифорния, Индия, Балтийский щит, Скандинавские горы, Альпы, район Байкала, Япония, Центральная Европа, а также некоторые пассивные континентальные окраины и Тихий океан.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

Тектонические неоднородности крупного порядка определяются особенностями строения и положения в пространстве континентов и океанов. Если говорить о континентах, то, как отмечал Н. А. Штрейс, строение северных из них (лавразийских) отличается от южных (гондванских). Структурное отличие выражается в том, что на южных материках платформенные области занимают значительно большие площади, чем палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые образования. В структуре северных континентов подобные складчатые образования играют существенно бóльшую роль. Фундамент платформ южных континентов сформировался на сотни миллионов лет позднее, чем северных, так что рифейские комплексы входят в их фундамент. Почти общепризнано, что платформы южных континентов в палеозое и раннем мезозое образовывали единую суперплатформу — Гондвану. Ее распад был связан с образованием современных Атлантического и Индийского океанов.

Если судить по уровню стояния фундамента, что тоже отражает тектонические неоднородности, то наиболее высокое положение он занимает в Африке и Северной Америке, т. е. на самых больших древних платформах.

Тектонические неоднородности большого порядка выявляются и в особенностях современных тектонических движений (например, Балтийский щит сейчас поднимается и т. д.).

Что касается океанов, то они также очень резко отличаются друг от друга. Это относится к размерам, положению срединных хребтов, морфологическим особенностям дна, типам структурных форм, соотношению разновозрастных площадей базальтового субстрата, степени развитости микроконтинентов, словом, ко всем признакам, обычно учитываемым при тектоническом районировании [20, 21]. Более того, обширные области отдельных океанов обладают специфическими тектоническими чертами, создающими крупные структурные неоднородности. Особенно ясно это видно на примере Тихого океана [17].

Ложе Тихого океана огромно, и оно не несет каких-либо признаков существования здесь когда-либо континентальных структур. Ложе Атлантического океана, наоборот, обладает такими признаками, причем Северная и Южная Атлантика гетерогенны: первая образовалась в результате раскола и раздвига позднепалеозойского складчатого сооружения, находившегося в раннем палеозое еще на океанической стадии развития (Праатлантика<sup>4</sup>), тогда как Южная Атлантика, как уже упоминалось, возникла в мезозое в результате раскола и раздвига фрагментов Гондваны. Что касается Индийского океана, то здесь еще много неясного, хотя раскол в раннем кайнозое Антаркто-Австралии с последующим раздвигом очевиден.

<sup>4</sup> Новейшие данные показывают, что Праатлантика могла иметь ширину до 1000 км [48].

что они связаны с составом исходных магм и тектоническими условиями проявления магматизма<sup>2</sup>.

В последний период получены существенные данные по поводу гетерогенного характера базальтов океанского дна. В поле зрения находятся и Атлантический, и Индийский, и Тихий океаны. Здесь следует упомянуть труды Л. В. Дмитриева, Ю. И. Дмитриева, И. Н. Говорова, Б. П. Золотарева, Г. Л. Кашинцева, Е. Н. Меланхолиной, В. А. Попеко, Г. Б. Рудника, Т. И. Фроловой, Д. И. Фрих-Хара, Г. С. Харина, А. Я. Шараськина, С. А. Шеки. О том же пишут и многие другие авторы.

Устанавливаются различия в петрохимии и геохимии базальтов различного рода поднятий на океанском дне, в том числе островных, а также в разрезе и по простиранию срединно-океанических хребтов; подтверждаются выводы о различии между Атлантической и Тихоокеанской областями и т. д. Интересные выводы того же характера намечаются Г. Н. Савельевой в отношении ультрабазитов<sup>3</sup>, хотя в этой области данных еще очень немного.

Таким образом, можно сказать, что накапливается все больше данных о наличии петрохимических и геохимических провинций в магматических образованиях океанского ложа, однако они еще не конкретизированы в необходимой мере и не оконтурены. Между тем от этого прямо зависит появление новых и более верных выводов о геологической истории океанов.

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

С тех пор как были установлены границы Мохоровичича, Конрада, слой Голицына, проблемы геофизических неоднородностей в земной коре не сходят со страниц геофизической литературы. Долгительный период в поле зрения находилась только вертикальная расчлененность коры и мантии Земли: геофизические базальтовый и гранитный слои, коромантийные смеси, астеносфера и т. д. Число работ в этой области велико, и вряд ли есть необходимость специально цитировать каких-либо авторов. Но по мере развития геофизических методов, прежде всего сейсмических, возникли представления и о латеральных неоднородностях в коре и мантии Земли. В настоящее время и по этому вопросу имеется обширнейшая литература. В частности, по данным ГСЗ твердо установлено отсутствие в коре устойчивых опорных отражающих границ [32]. Факт сильной изменчивости внутренней структуры коры представляет большой геологический интерес, так как «свидетельствует о большом разнообразии вещественного состава коры» [там же, с. 184]. Определенные данные о большой латеральной неоднородности земной коры получены в отношении платформ, складчатых областей, океанского ложа.

Присутствие латеральных неоднородностей столь же очевидно и в верхней мантии. «Самый яркий признак верхней мантии орогенической области состоит в ее сильнейшей горизонтальной неоднородности, причем характерный масштаб неоднородности имеет порядок 100 км», — говорится в книге «Тектоносфера Земли» [32, с. 213]. Там же написано и о неоднородностях в строении верхней мантии древних щитов.

Что касается астеносферы, то И. П. Косминская [см. 32] заключает, что это не непрерывный слой, а совокупность линзовидных прерывистых тел, причем зоны пониженных скоростей в коре, которых может быть несколько, построены аналогичным образом. Вообще для литосферы характерно чередование пониженных и повышенных скоростей.

С. Д. Коган [8] отмечает, что крупномасштабная горизонтальная неоднородность верхней мантии, устанавливаемая по аномалиям времен пробега продольной волны  $P$ , совпадает с глобальными неоднородностями в распределении теплового потока. Она же сделала попытку проана-

<sup>2</sup> В общем это относится и к недавно вышедшей книге «Петрография» [16], где провинции определяются как ряды магматических формаций, объединяемые общими петрологическими особенностями, специфическими для данного региона (с. 304).

<sup>3</sup> Устное сообщение.

лизировать крупномасштабные горизонтальные неоднородности в нижней мантии, на глубинах больше 2400—2500 км. По ее данным получается, что Северная Евразия характеризуется высокоскоростной нижней мантией, а Тихий океан — низкоскоростной, причем возможное различие по скорости составляет около 4%.

Проблема геофизических неоднородностей коры и мантии стала настолько актуальной, что по ней проводятся специальные научные форумы. Один из них состоялся, например, в Англии, в г. Дархэме в 1977 г. [46]. Речь шла о неоднородностях, физических свойствах и вещественном составе коры и подкоровой литосферы как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. В поле зрения находились север Англии, южная часть ФРГ, область Рейнского грабена, Италия, Иберийский полуостров, Калифорния, Индия, Балтийский щит, Скандинавские горы, Альпы, район Байкала, Япония, Центральная Европа, а также некоторые пассивные континентальные окраины и Тихий океан.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ

Тектонические неоднородности крупного порядка определяются особенностями строения и положения в пространстве континентов и океанов. Если говорить о континентах, то, как отмечал Н. А. Штрейс, строение северных из них (лавразийских) отличается от южных (гондванских). Структурное отличие выражается в том, что на южных материках платформенные области занимают значительно большие площади, чем палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые образования. В структуре северных континентов подобные складчатые образования играют существенно большую роль. Фундамент платформ южных континентов сформировался на сотни миллионов лет позднее, чем северных, так что рифейские комплексы входят в их фундамент. Почти общепризнано, что платформы южных континентов в палеозое и раннем мезозое образовывали единую суперплатформу — Гондвану. Ее распад был связан с образованием современных Атлантического и Индийского океанов.

Если судить по уровню стояния фундамента, что тоже отражает тектонические неоднородности, то наиболее высокое положение он занимает в Африке и Северной Америке, т. е. на самых больших древних платформах.

Тектонические неоднородности большого порядка выявляются и в особенностях современных тектонических движений (например, Балтийский щит сейчас поднимается и т. д.).

Что касается океанов, то они также очень резко отличаются друг от друга. Это относится к размерам, положению срединных хребтов, морфологическим особенностям дна, типам структурных форм, соотношению разновозрастных площадей базальтового субстрата, степени развитости микроконтинентов, словом, ко всем признакам, обычно учитываемым при тектоническом районировании [20, 21]. Более того, обширные области отдельных океанов обладают специфическими тектоническими чертами, создающими крупные структурные неоднородности. Особенно ясно это видно на примере Тихого океана [17].

Ложе Тихого океана огромно, и оно не несет каких-либо признаков существования здесь когда-либо континентальных структур. Ложе Атлантического океана, наоборот, обладает такими признаками, причем Северная и Южная Атлантика гетерогенны: первая образовалась в результате раскола и раздвига позднепалеозойского складчатого сооружения, находившегося в раннем палеозое еще на океанической стадии развития (Праатлантика<sup>4</sup>), тогда как Южная Атлантика, как уже упоминалось, возникла в мезозое в результате раскола и раздвига фрагментов Гондваны. Что касается Индийского океана, то здесь еще много неясного, хотя раскол в раннем кайнозое Антаркто-Австралии с последующим раздвигом очевиден.

<sup>4</sup> Новейшие данные показывают, что Праатлантика могла иметь ширину до 1000 км [48].

Самая крупная структурная неоднородность Земли — ее деление на Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты. В Тихоокеанский сегмент входит Тихий океан и его обрамление (структурные комплексы островных дуг, разнообразные горные сооружения). Индо-Атлантический сегмент включает всю остальную часть земной поверхности. По площади эти сегменты почти одинаковы. Обрамление Тихого океана составляет Тихоокеанский тектонический пояс. Он располагается, таким образом, в зоне стыка огромного тихоокеанского массива океанической коры и материкового кольца, отражая глубинные процессы в области сочленения двух сегментов Земли. Неоднократно уже аргументировалась точка зрения, что такая неоднородность имеет очень глубокие исторические корни [17, 18, 22].

### НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Рассмотренные выше геологические и геофизические неоднородности очень крупные, однако разные по масштабу и характеру. Наиболее значительная неоднородность выражается в особых геологических чертах двух сегментов Земли: Тихоокеанского и Индо-Атлантического. Затем следуют неоднородности, отраженные в геолого-геофизических особенностях континентов и океанов. Следующие по порядку неоднородности касаются наиболее значительных тектонических единиц, образующих континенты и океаны. По значимости они могут быть сопоставлены с геохимическими, петрографическими и металлогеническими поясами и провинциями. С целью выяснения происхождения этих категорий неоднородностей каждую из них нужно рассмотреть особо.

Факт глобальной асимметрии в строении Земли, разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, особенно после того, как структурная асимметрия была обнаружена на Луне, Марсе и Меркурии, имеет для тектонических концепций первостепенное значение. Сопоставляя оба сегмента, легко видеть их тектоническую, магматическую, геохимическую и металлогеническую специфику, а также специфику в геофизических полях. Конкретные данные на этот счет неоднократно отмечались раньше [18 и др.].

Самые главные из особенностей состоят в следующем. В Тихоокеанском сегменте имеется колоссальный массив океанической коры, окруженный длительно подвижным Тихоокеанским поясом. В Индо-Атлантическом сегменте, наоборот, сконцентрированы все главные континентальные массы, где они комбинируются с вторично образованными океанами. С этим коренным различием сегментов коррелирует, естественно, и специфика в строении верхних оболочек Земли, которая выражается в различиях мощности коры, ее строении, характере кривой глубины залегания поверхности Мохо, толщине и внутренней структуре литосферы, особенностях поведения астеносферы и т. д. Столь же естественно разнятся гравитационные и магнитные поля. Все это достаточно ясно. Следует, пожалуй, обратить внимание только на намечающееся отличие в строении нижней мантии на очень больших глубинах [8]. Что касается петрографических, геохимических и металлогенических особенностей сегментов, то они столь же очевидны. Необычайно выразительно в этом отношении тихоокеанское обрамление. Давно уже описаны металлогенические, вулканические и магматические циркум-тихоокеанские пояса [25, 27]. Только что опубликована металлогеническая карта обрамления Тихого океана [12], а в порядке реализации проекта «Циркум-тихоокеанский плутонизм» Международной программы геологической корреляции под эгидой советских геологов составлена международная карта циркум-тихоокеанского магматизма (масштаб 1 : 10 000 000). Обе карты хорошо иллюстрируют петролого-геохимическую и металлогеническую специфику тихоокеанского обрамления.

Анализ геологического строения этого обрамления давно уже наталкивает на мысль, что Тихий океан имеет древнюю геологическую историю. Одним из аргументов является то, что по его периферии местами

устанавливаются свидетели процессов преобразования океанической коры в континентальную в докембрийское время. Строение океанического ложа на вопрос о древности океана ответа не дает: отложений древнее среднего мезозоя здесь не вскрыто. Это, однако, не означает, что в более раннее время в этой области не было океанической коры. При этом следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, глубоководное бурение вскрывает среди базальтов осадочные отложения, и трудно сказать, до какого возрастного предела они простираются в глубь разреза. Во-вторых, в океанической литосфере, в частности в коре, происходят сложные латеральные перемещения материала, в особенности по поверхности срыва [31]. Автор уже имел возможность это показать по отношению к Тихому океану — вероятное тектоническое сгущивание коры в районах поднятий Шатского и Хесса [23] и тектоническая расслоенность литосферы с дисгармоничным относительным движением литопластин, устанавливаемая при изучении разломных систем на океанском дне [22].

Если исключить Циркум-Тихоокеанский пояс, то весь синаль сконцентрирован в Индо-Атлантическом сегменте. Достаточно одной этой констатации, чтобы петрографические, геохимические и металлогенические отличия сегментов стали очевидными.

К причинам этой планетарной неоднородности обратимся ниже.

Неоднородности между континентами и океанами проявлены также весьма отчетливо. Однако целесообразно сопоставлять континенты прежде всего с вторичными соразмерными с ними океаническими областями. Тихий океан из-за его огромности и древности в данном случае стоит особняком. Но континенты находятся в движении, перемещаясь по глубинным поверхностям срыва, дисгармонично по отношению к нижележащим частям литосферы. Поэтому весь сложный комплекс их неоднородностей не следует жестко связывать с нижележащей литосферой. Тем не менее это мало что меняет в смысле противопоставления материковых геологических особенностей океаническим. Наиболее разработанная концепция происхождения континентов — формирование их за счет вещественного и структурного преобразования первоначально океанической коры [30]. В этом преобразовании основными процессами являются: вещественная трансформация глубинных масс, их сгущивание вследствие латеральных тектонических перемещений, формирование мощных призм осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций, сложная деформация последних. И наконец, гранитизация. Эти процессы и составляют главное содержание понятия «аккреция» в отношении земной коры. Аккреции противопоставляется процесс деструкции. В экстремальном случае он ведет к раскалыванию материковых глыб, раздвигу (дрейфу) их фрагментов и образованию вторичных океанов. Много не изучено в отношении строения литосферы таких океанов, и это изучение стоит сейчас на повестке дня. Однако уже было много высказываний об отличии коры и литосферы Атлантики по сравнению с Тихим океаном. Об очень давней работе на этот счет [45] уже упоминалось. Данные о специфике мантии в Атлантике приводит Е. Бонатти [43]. В последнее время на ту же тему высказывались В. Е. Хаин и Л. Э. Левин, которые пишут, что вулканы Атлантического океана наряду с толеитовой магмой характеризуются широким проявлением щелочно-базальтовой, что, по их мнению, отражает, по-видимому, одну из специфических особенностей состава верхней мантии Атлантического океана [37].

На специфику магматических и метаморфических пород в восточной части Индийского океана обратили внимание недавно Г. Л. Кашинцев и Г. Б. Рудник [см. 4]. Они отмечают, что здесь «многообразие различных типов магматических и метаморфических пород значительно превышает обычный набор пород, свойственный областям с «нормальным» разрезом океанской коры. Это свидетельствует о сложном строении земной коры данного региона» [там же, см. с. 193]. Если идти дальше и принять во внимание находки андезитов в Восточно-Индоеокеанском хребте и некоторых других специфических пород по соседству с ним, то можно

Самая крупная структурная неоднородность Земли — ее деление на Тихоокеанский и Индо-Атлантический тектонические сегменты. В Тихоокеанский сегмент входит Тихий океан и его обрамление (структурные комплексы островных дуг, разнообразные горные сооружения). Индо-Атлантический сегмент включает всю остальную часть земной поверхности. По площади эти сегменты почти одинаковы. Обрамление Тихого океана составляет Тихоокеанский тектонический пояс. Он располагается, таким образом, в зоне стыка огромного тихоокеанского массива океанической коры и материкового кольца, отражая глубинные процессы в области сочленения двух сегментов Земли. Неоднократно уже аргументировалась точка зрения, что такая неоднородность имеет очень глубокие исторические корни [17, 18, 22].

### НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Рассмотренные выше геологические и геофизические неоднородности очень крупные, однако разные по масштабу и характеру. Наиболее значительная неоднородность выражается в особых геологических чертах двух сегментов Земли: Тихоокеанского и Индо-Атлантического. Затем следуют неоднородности, отраженные в геолого-геофизических особенностях континентов и океанов. Следующие по порядку неоднородности касаются наиболее значительных тектонических единиц, образующих континенты и океаны. По значимости они могут быть сопоставлены с геохимическими, петрографическими и металлогеническими поясами и провинциями. С целью выяснения происхождения этих категорий неоднородностей каждую из них нужно рассмотреть особо.

Факт глобальной асимметрии в строении Земли, разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, особенно после того, как структурная асимметрия была обнаружена на Луне, Марсе и Меркурии, имеет для тектонических концепций первостепенное значение. Сопоставляя оба сегмента, легко видеть их тектоническую, магматическую, геохимическую и металлогеническую специфику, а также специфику в геофизических полях. Конкретные данные на этот счет неоднократно отмечались раньше [18 и др.].

Самые главные из особенностей состоят в следующем. В Тихоокеанском сегменте имеется колоссальный массив океанической коры, окруженный длительно подвижным Тихоокеанским поясом. В Индо-Атлантическом сегменте, наоборот, сконцентрированы все главные континентальные массы, где они комбинируются с вторично образованными океанами. С этим коренным различием сегментов коррелирует, естественно, и специфика в строении верхних оболочек Земли, которая выражается в различиях мощности коры, ее строении, характере кривой глубины залегания поверхности Мохо, толщине и внутренней структуре литосферы, особенностях поведения астеносферы и т. д. Столь же естественно различаются гравитационные и магнитные поля. Все это достаточно ясно. Следует, пожалуй, обратить внимание только на намечающееся отличие в строении нижней мантии на очень больших глубинах [8]. Что касается петрографических, геохимических и металлогенических особенностей сегментов, то они столь же очевидны. Необычайно выразительно в этом отношении тихоокеанское обрамление. Давно уже описаны металлогенические, вулканические и магматические циркум-тихоокеанские пояса [25, 27]. Только что опубликована металлогеническая карта обрамления Тихого океана [12], а в порядке реализации проекта «Циркум-тихоокеанский плутонизм» Международной программы геологической корреляции под эгидой советских геологов составлена международная карта циркум-тихоокеанского магматизма (масштаб 1 : 10 000 000). Обе карты хорошо иллюстрируют петролого-геохимическую и металлогеническую специфику тихоокеанского обрамления.

Анализ геологического строения этого обрамления давно уже наталкивает на мысль, что Тихий океан имеет древнюю геологическую историю. Одним из аргументов является то, что по его периферии местами

устанавливаются свидетели процессов преобразования океанической коры в континентальную в докембрийское время. Строение океанического ложа на вопрос о древности океана ответа не дает: отложенный древнее среднего мезозоя здесь не вскрыто. Это, однако, не означает, что в более раннее время в этой области не было океанической коры. При этом следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, глубоководное бурение вскрывает среди базальтов осадочные отложения, и трудно сказать, до какого возрастного предела они простираются в глубь разреза. Во-вторых, в океанической литосфере, в частности в коре, происходят сложные латеральные перемещения материала, в особенности по поверхности срыва [31]. Автор уже имел возможность это показать по отношению к Тихому океану — вероятное тектоническое сгущивание коры в районах поднятий Шатского и Хесса [23] и тектоническая расслоенность литосферы с дисгармоничным относительным движением литопластин, устанавливаемая при изучении разломных систем на океанском дне [22].

Если исключить Циркум-Тихоокеанский пояс, то весь сиаль сконцентрирован в Индо-Атлантическом сегменте. Достаточно одной этой констатации, чтобы петрографические, геохимические и металлогенические отличия сегментов стали очевидными.

К причинам этой планетарной неоднородности обратимся ниже.

Неоднородности между континентами и океанами проявлены также весьма отчетливо. Однако целесообразно сопоставлять континенты прежде всего с вторичными соразмерными с ними океаническими областями. Тихий океан из-за его огромности и древности в данном случае стоит особняком. Но континенты находятся в движении, перемещаясь по глубинным поверхностям срыва, дисгармонично по отношению к нижележащим частям литосферы. Поэтому весь сложный комплекс их неоднородностей не следует жестко связывать с нижележащей литосферой. Тем не менее это мало что меняет в смысле противопоставления материковых геологических особенностей океаническим. Наиболее разработанная концепция происхождения континентов — формирование их за счет вещественного и структурного преобразования первоначально океанической коры [30]. В этом преобразовании основными процессами являются: вещественная трансформация глубинных масс, их сгущивание вследствие латеральных тектонических перемещений, формирование мощных призм осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций, сложная деформация последних. И наконец, гранитизация. Эти процессы и составляют главное содержание понятия «аккреция» в отношении земной коры. Аккреции противопоставляется процесс деструкции. В экстремальном случае он ведет к раскалыванию материковых глыб, раздвигу (дрейфу) их фрагментов и образованию вторичных океанов. Многие не изучено в отношении строения литосферы таких океанов, и это изучение стоит сейчас на повестке дня. Однако уже было много высказываний об отличии коры и литосферы Атлантики по сравнению с Тихим океаном. Об очень давней работе на этот счет [45] уже упоминалось. Данные о специфике мантии в Атлантике приводит Е. Бонатти [43]. В последнее время на ту же тему высказывались В. Е. Хаин и Л. Э. Левин, которые пишут, что вулканы Атлантического океана наряду с толеитовой магмой характеризуются широкоим проявлением щелочно-базальтовой, что, по их мнению, отражает, по-видимому, одну из специфических особенностей состава верхней мантии Атлантического океана [37].

На специфику магматических и метаморфических пород в восточной части Индийского океана обратили внимание недавно Г. Л. Кашинцев и Г. Б. Рудник [см. 4]. Они отмечают, что здесь «многообразие различных типов магматических и метаморфических пород значительно превышает обычный набор пород, свойственный областям с «нормальным» разрезом океанской коры. Это свидетельствует о сложном строении земной коры данного региона» [там же, см. с. 193]. Если идти дальше и принять во внимание находки андезитов в Восточно-Индоканском хребте и некоторых других специфических пород по соседству с ним, то можно

заклЮчить об особенностях строения не только коры, но и более глубоких частей литосферы.

Таким образом, наша мысль состоит в том, что океаны в Индо-Атлантическом сегменте по строению, по крайней мере верхних оболочек, отличны от Тихого океана. На это важно обратить внимание при исследовании проблемы неоднородностей.

Если причины появления таких неоднородностей, как континенты, в общем виде нужно искать в далеко зашедшей на больших площадях дифференциации земного вещества, с одной стороны, и усложнении структуры литосферы в ходе геологического времени — с другой, то объяснение отличий верхних оболочек вторичных океанов и Тихого океана следует связывать с объяснением главной асимметрии в структуре Земли (см. ниже).

Далее коснемся провинциальных неоднородностей. Как тектонические, так и петрографические, геохимические и металлогенические провинции отражают, хотя и крупные, но локальные структурные и вещественные особенности в океанах, с одной стороны, и на континентах — с другой. Корни этих неоднородностей могут находиться в коре, а также в глубинных областях верхней мантии. Если иметь в виду металлогеническую зональность типа рудных поясов или провинций, то ее корни в континентальных областях глубинные, поскольку доказано для многих случаев, что пояса образуются в результате дифференциации вещества в верхней мантии и миграции его в земную кору (имеются в виду эндогенные месторождения). Но металлогеническая зональность может определяться и при решающем влиянии коровых процессов. Например, в случае возникновения корового гранитного магматизма.

Раньше других стали распознаваться петрографические провинции (трапповые и др.), но сейчас уже накапливаются данные и по региональной геохимии. Особенно способствует этому составление геохимических карт для крупных областей суши. Геохимические провинции в целом более крупные по сравнению с металлогеническими, поскольку в их пределах, если создаются необходимые условия, происходит локальная концентрация полезных компонентов. Мост к тектонике наиболее основательно перекидывается в случае металлогенического анализа. Металлогенические пояса, провинции исследователи чаще всего стремятся коррелировать с типами структурных образований: разнообразными по характеру складчатыми сооружениями, срединными массивами, щитами древних платформ и т. п. Намечается корреляция с типами тектонических поясов. Так, уральские геологи пишут о том, что уральская металлогеническая провинция в целом соответствует Уральскому складчатому поясу [3]. Она характеризуется сложной металлогенией сиалическо-фемического профиля. Для провинции характерна четкая продольная зональность в размещении месторождений, что и отражено на приведенной в работе схеме. По особенностям зональности выделены две главные металлогенические области: Западная и Восточная. Такая асимметрия в металлогении Урала отражает, как считают авторы, латеральную неоднородность в распространении продуктов магматизма и металлогении, которая связывается со спецификой развития тектоносферы. Именно эта специфика обусловила на протяжении ордовикско-каменноугольного времени многократную экстракцию металлов из пород субстрата и трансформацию и перетолжение рудного вещества в коре. За основу принимается модель развития геосинклинального рва.

На мелкокомасштабных геохимических схемах, так же как и на металлогенических, видно общее соответствие между крупными тектоническими и металлогеническими поясами. Еще А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский [1] о геохимической схеме СССР А. Е. Ферсмана писали, что если с нее снять знак, показывающий современные озерные и пустынные зоны, то получится не что иное, как схема тектонического районирования Советского Союза.

Однако с корреляцией более дробного порядка, из-за подвижности химических элементов, дело обстоит сложнее.

Общая корреляция между крупными тектоническими, магматическими, геохимическими и металлогеническими подразделениями на континентах естественна, поскольку давно уже ясно, что явления эти взаимосвязаны и в совокупности отражают специфику геологической истории той или иной зоны земной коры. Вопрос состоит в том, чтобы выяснить, что управляет этой спецификой. Соответствующие причины и механизмы в достаточном конкретном виде раскрыть пока не удалось. В общем же виде речь идет о неравномерном распределении энергетических ресурсов в недрах, постоянном перераспределении глубинных масс на разных уровнях в оболочках Земли, перманентно неоднородном состоянии коры и мантии, влиянии на геологическую эволюцию не только эндогенных факторов, но и факторов, связанных с изменениями в режиме Земли как планеты и Солнечной системы вообще.

Важную новую мысль по поводу причин и механизма главнейших геологических процессов в земной коре высказал А. В. Пейве [14]. Он пишет: «Предлагаемая нами концепция глобальной структурной расчлененности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру. Особо важное значение мы придаем структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить дрейф континентов и многие явления магматической деятельности и металлогении. В частности, представляется невозможным удовлетворительно объяснить необычное разнообразие магматических и металлогенических явлений, синхронных дрейфу их литосферы на континентах, если последняя перемещается как единая плита» [там же, с. 12].

Естественно распространить попытку общей корреляции между главнейшими тектоническими, магматическими и геохимическими провинциями и на океаны. Однако необходимы исследования в области петрографии и геохимии кристаллических пород океанского дна. Тем не менее имеющиеся данные определенно свидетельствуют о принципиальной возможности общего петрографического и геохимического районирования прежде всего второго слоя океанической коры. Проблема состоит в том, чтобы оконтурить соответствующие провинции, а затем сопоставить их с тектоническими. В конечном счете исследование должно выявить соотношения между самыми главными вещественными и структурными неоднородностями в океанической коре, откуда можно будет перейти к объяснению причин возникновения таких неоднородностей.

### **О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТИХООКЕАНСКОЙ И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ**

Выше говорилось о происхождении таких неоднородностей в строении Земли, как континенты и океаны, а также более частных, зафиксированных в виде тектонических, петрографических, геохимических и металлогенических поясов и провинций. Здесь будут высказаны соображения о возникновении главной планетарной неоднородности, разделения Земли на два геологически обособленных сегмента — Тихоокеанский и Индо-Атлантический.

Как отмечалось, история различия сегментов уходит в отдаленное геологическое прошлое, по крайней мере в рифей, но возникает вопрос, не может ли эта крупнейшая неоднородность быть еще более древней и отражать первичную вещественно-структурную неоднородность Земли, сложившуюся в стадию ее аккреции? Подойти к его решению можно с двух сторон. Поскольку Луна, Марс и Меркурий, обладающие также глобальной асимметрией, находятся на разных эволюционных стадиях развития планет земной группы, в том числе очень ранней (Луна), естественно заключить, что вещественно-структурная асимметрия, прослеживается через всю историю Земли, т. е. является первичной.

заклЮчить об особенностях строения не только коры, но и более глубоких частей литосферы.

Таким образом, наша мысль состоит в том, что океаны в Индо-Атлантическом сегменте по строению, по крайней мере верхних оболочек, отличны от Тихого океана. На это важно обратить внимание при исследовании проблемы неоднородностей.

Если причины появления таких неоднородностей, как континенты, в общем виде нужно искать в далеко зашедшей на больших площадях дифференциации земного вещества, с одной стороны, и усложнении структуры литосферы в ходе геологического времени — с другой, то объяснение отличий верхних оболочек вторичных океанов и Тихого океана следует связывать с объяснением главной асимметрии в структуре Земли (см. ниже).

Далее коснемся провинциальных неоднородностей. Как тектонические, так и петрографические, геохимические и металлогенические провинции отражают, хотя и крупные, но локальные структурные и вещественные особенности в океанах, с одной стороны, и на континентах — с другой. Корни этих неоднородностей могут находиться в коре, а также в глубинных областях верхней мантии. Если иметь в виду металлогеническую зональность типа рудных поясов или провинций, то ее корни в континентальных областях глубинные, поскольку доказано для многих случаев, что пояса образуются в результате дифференциации вещества в верхней мантии и миграции его в земную кору (имеются в виду эндогенные месторождения). Но металлогеническая зональность может определяться и при решающем влиянии коровых процессов. Например, в случае возникновения корового гранитного магматизма.

Раньше других стали распознаваться петрографические провинции (трапповые и др.), но сейчас уже накапливаются данные и по региональной геохимии. Особенно способствует этому составление геохимических карт для крупных областей суши. Геохимические провинции в целом более крупные по сравнению с металлогеническими, поскольку в их пределах, если создаются необходимые условия, происходит локальная концентрация полезных компонентов. Мост к тектонике наиболее основательно перекидывается в случае металлогенического анализа. Металлогенические пояса, провинции исследователи чаще всего стремятся коррелировать с типами структурных образований: разнообразными по характеру складчатыми сооружениями, срединными массивами, щитами древних платформ и т. п. Намечается корреляция с типами тектонических поясов. Так, уральские геологи пишут о том, что уральская металлогеническая провинция в целом соответствует Уральскому складчатому поясу [3]. Она характеризуется сложной металлогенией сиалическо-фемического профиля. Для провинции характерна четкая продольная зональность в размещении месторождений, что и отражено на приведенной в работе схеме. По особенностям зональности выделены две главные металлогенические области: Западная и Восточная. Такая асимметрия в металлогении Урала отражает, как считают авторы, латеральную неоднородность в распространении продуктов магматизма и металлогении, которая связывается со спецификой развития тектоносферы. Именно эта специфика обусловила на протяжении ордовикско-каменноугольного времени многократную экстракцию металлов из пород субстрата и трансформацию и переотложение рудного вещества в коре. За основу принимается модель развития геосинклинального рва.

На мелкокомасштабных геохимических схемах, так же как и на металлогенических, видно общее соответствие между крупными тектоническими и металлогеническими поясами. Еще А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский [1] о геохимической схеме СССР А. Е. Ферсмана писали, что если с нее снять знак, показывающий современные озерные и пустынные зоны, то получится не что иное, как схема тектонического районирования Советского Союза.

Однако с корреляцией более дробного порядка, из-за подвижности химических элементов, дело обстоит сложнее.

Общая корреляция между крупными тектоническими, магматическими, геохимическими и металлогеническими подразделениями на континентах естественна, поскольку давно уже ясно, что явления эти взаимосвязаны и в совокупности отражают специфику геологической истории той или иной зоны земной коры. Вопрос состоит в том, чтобы выяснить, что управляет этой спецификой. Соответствующие причины и механизмы в достаточно конкретном виде раскрыть пока не удалось. В общем же виде речь идет о неравномерном распределении энергетических ресурсов в недрах, постоянном перераспределении глубинных масс на разных уровнях в оболочках Земли, перманентно неоднородном состоянии коры и мантии, влиянии на геологическую эволюцию не только эндогенных факторов, но и факторов, связанных с изменениями в режиме Земли как планеты и Солнечной системы вообще.

Важную новую мысль по поводу причин и механизма главнейших геологических процессов в земной коре высказал А. В. Пейве [14]. Он пишет: «Предлагаемая нами концепция глобальной структурной расчлененности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру. Особо важное значение мы придаем структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить дрейф континентов и многие явления магматической деятельности и металлогении. В частности, представляется невозможным удовлетворительно объяснить необычное разнообразие магматических и металлогенических явлений, синхронных дрейфу их литосферы на континентах, если последняя перемещается как единая плита» [там же, с. 12].

Естественно распространить попытку общей корреляции между главнейшими тектоническими, магматическими и геохимическими провинциями и на океаны. Однако необходимы исследования в области петрографии и геохимии кристаллических пород океанского дна. Тем не менее имеющиеся данные определенно свидетельствуют о принципиальной возможности общего петрографического и геохимического районирования прежде всего второго слоя океанической коры. Проблема состоит в том, чтобы оконтурить соответствующие провинции, а затем сопоставить их с тектоническими. В конечном счете исследование должно выявить соотношения между самыми главными вещественными и структурными неоднородностями в океанической коре, откуда можно будет перейти к объяснению причин возникновения таких неоднородностей.

### **О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТИХООКЕАНСКОЙ И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ**

Выше говорилось о происхождении таких неоднородностей в строении Земли, как континенты и океаны, а также более частных, зафиксированных в виде тектонических, петрографических, геохимических и металлогенических поясов и провинций. Здесь будут высказаны соображения о возникновении главной планетарной неоднородности, разделения Земли на два геологически обособленных сегмента — Тихоокеанский и Индо-Атлантический.

Как отмечалось, история различия сегментов уходит в отдаленное геологическое прошлое, по крайней мере в рифей, но возникает вопрос, не может ли эта крупнейшая неоднородность быть еще более древней и отражать первичную вещественно-структурную неоднородность Земли, сложившуюся в стадию ее аккреции? Подойти к его решению можно с двух сторон. Поскольку Луна, Марс и Меркурий, обладающие также глобальной асимметрией, находятся на разных эволюционных стадиях развития планет земной группы, в том числе очень ранней (Луна), естественно заключить, что вещественно-структурная асимметрия, прослеживается через всю историю Земли, т. е. является первичной.

Другой подход — это использование данных космохимии. В последние годы появилось значительное количество публикаций по поводу аккреции Земли из вещественно неоднородной и гетерогенной протопланетной туманности. Такие исследования базируются прежде всего на минералогическом изучении метеоритов (в частности, метеоритов Альенде и Мурчисон). Современное состояние и результаты космохимических исследований Г. Г. Кочемасов сформулировал следующим образом. «Богатые Са и Al светлые включения в Альенде и ряде других углистых хондритов, сложенные в основном мелилитом, анортитом, шпинелью, диопсидом, привлекают всевозрастающее внимание исследователей. Тугоплавкий характер, изотопная гетерогенность и древний возраст, превышающий для некоторых из них возраст консолидации Солнечной системы, говорит об их ранней кристаллизации из газа протопланетной туманности или даже о привносе их материала в Солнечную систему извне. Привнос связывается со взрывом Сверхновой (или Сверхновых), который и мог быть толчком к началу формирования Солнечной системы из межзвездного облака» [9, с. 1219].

Существенно подчеркнуть, что изотопные и химические неоднородности протопланетной туманности возникли, как признается многими, вследствие неполного перемешивания продуктов одного или нескольких сверхновых взрывов. Поэтому конденсация планет происходила действительно из гетерогенного облака. О взрыве Сверхновой как импульсе конденсации вещества в протопланетном облаке писал еще В. Г. Фесенков [35]. В пользу гетерогенной модели формирования Земли, образовании ее из генетически разнородного вещества, ряд интересных аргументов приводил Э. В. Соболевич [28, 29]. Он писал, что «пока трудно однозначно решить вопрос о природе этой гетерогенности, однако можно построить некую рабочую гипотезу... В частности, можно полагать, что процесс консолидации вещества, приведший к образованию нашей Солнечной системы, шел и при образовании иных солнечных систем, что консолидированное вещество в пределах нашей Галактики образовывалось во все периоды ее существования, в том числе и досолнечный. Поэтому наша Солнечная система строилась из «праха» звезд предыдущих поколений. Материал, пошедший на ее строительство, был разнороден по химическому и изотопному составам» [28, с. 166]. Точка зрения об образовании планет из химически неоднородного в пространстве и разновозрастного протопланетного вещества с годами приобретает все больше сторонников. В частности, ее разделяют О. К. Мануэл [11], К. П. Флоренский и О. В. Николаева [37], которые подчеркивают, что определяющая роль в отношении инертных и химически активных летучих принадлежит допланетной дифференциации. Имеются публикации А. К. Лаврухиной [10], Р. Булларда с соавторами [41] и других исследователей. В. Л. Барсуковым [2] отмечено, что встреченные в углистых хондритах изотопные аномалии кислорода, бария, неодима, самария, кремния, кальция и ряда других элементов свидетельствуют о присутствии в веществе Солнечной системы нескольких генераций химических элементов. Наряду с изотопами, образовавшимися при взрыве Сверхновой, в протосолнечной материи имелись также остатки более древнего звездного вещества. Он же пишет и о неполной гомогенизации Солнечной туманности к началу образования планет.

Таким образом, речь идет о неполном перемешивании вещества и неполной гомогенизации. А. Рингвуд в 1975 г. склонился к тому, что следует вернуться к гипотезе гомогенной аккреции [26], хотя в то время были уже интересные работы в пользу представлений о гетерогенной аккреции [47]. По Рингвуду, «Главное преимущество гомогенной аккреции (имеется в виду его собственный вариант, — Ю. П.) заключается в том, что она объясняет однородность распределения литофильных, сидерофильных и летучих совместимых элементов в мантии и валовый химический состав Земли» [26, с. 101]. Но в то же время он отмечал, что вопрос об этой однородности нельзя считать решенным.

Работы последующего периода, частично упомянутые выше, на наш взгляд безусловно доказали гетерогенность исходной для планет туманности, а отсюда неизбежно следует заключение об их гетерогенной аккреции. Однако до сих пор речь шла об аккреции по вертикали (радиальной): ядро, нижняя мантия, верхняя мантия. Но нас особенно интересует проблема латеральной неоднородности в земных оболочках. Для земной коры это явление настолько очевидно, что на нем незачем останавливаться. Для верхов мантии неоднородность доказывается разнотипностью наборов сейсмических границ и изменчивостью общей мощности этой оболочки. Небольшие прямые данные имеются и по вещественному составу, основанные на изучении отторженцев мантийных пород в коре. Геофизические данные свидетельствуют и о более глубоких латеральных неоднородностях.

Идея о латеральной химической неоднородности Земли, вообще говоря, не нова. Например, Д. Андерсон [40] писал, что в результате процесса планетарной аккреции создаются латерально неоднородные тела. Он подчеркивал, что неоднородность — оригинальная черта тел планетарного размера и не является полностью результатом внутренней дифференциации или конвекции.

Недавно было выполнено обстоятельное исследование базальтов как показателей химико-минералогических особенностей внутренних областей планет [42]. Авторами изучались и сопоставлялись базальты земной коры, Луны, а также плагиоклаз-пироксеновые ахондриты (эвкриты), представляющие исходный материал для базальтов. Упомянем два вывода из этой работы. Во-первых, констатируя, что среди базальтов, содержащих лунные моря, выделяются разности с высоким и низким содержанием  $Ti$  и высокоглиноземистые, авторы заключают, что такое различие связано с неоднородностями в составе исходного материала. «Очевидно, — пишут авторы, — что мантия Луны в период генезиса морских базальтов (3,3—3,9 млрд. лет) была как в горизонтальном, так и в радиальном направлении гетерогенной».

Другое заключение состоит в том, что существенные различия по общему содержанию  $FeO$ ,  $Mg(Mg^{+}Fe^{+})$  и  $TiO_2$  источников базальтовых серий планет получались в результате первичных химических различий в материале, подвергшемся аккреции, а не являются только функцией ранней дифференциации вещества планет.

Своеобразный аспект понимания химически гетерогенной мантии, основываясь на изучении изотопов неодима, предложил Дж. Дэвис [44]. Согласно его модели, химические неоднородности в мантии изолированы, при этом размеры их очень разные, хотя конфигурация не ясна. Дэвис стремился показать, что такие неоднородности могут существовать очень длительное время даже в условиях мантийной конвекции.

Вопрос заключается в том, могут ли безусловно существующие латеральные неоднородности в земных оболочках отражать неоднородности аккреционной стадии, т. е. первичные? В последнем можно убедиться, следуя логике вещей. Гетерогенная аккреция должна была быть во всех направлениях, а не только в радиальном (при сохранении общей относительно равновесной системы). Многие первичные вещественно-структурные неоднородности более поздними процессами оказались стёртыми. Однако исключать то, что наиболее крупные из них в той или иной форме проявлены ныне, нельзя. Именно такой неоднородностью, вероятнее всего, и является главная структурная асимметрия планет и Луны. Что касается такой планеты, как Венера, также входящей в земную группу, то строение ее поверхности столь же ярко свидетельствует о латеральных неоднородностях коры и, вероятно, более глубоких оболочек, но их распределение несколько более хаотичное, чем на других планетах. Они к тому же меньшего масштаба.

О неоднородном составе протопланетного вещества помимо сказанного свидетельствует также факт зависимости плотности и состава планет от расстояния от Солнца.

Поскольку асимметричным строением обладают различные небесные тела, сформировавшиеся в результате гетерогенной аккреции, следует искать причины, обусловившие аккрецию подобного рода. Возможно, что они заключаются в поведении поля силы тяжести и в пространственном положении протопланетного облака.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всем предшествующим текстом автор стремился показать, что для дальнейшего прогресса геологических знаний чрезвычайно перспективен путь изучения значительных неоднородностей, вещественных и структурных, в оболочках Земли. Пожалуй, впереди идет здесь тектоника, достигшая благодаря составлению тектонических карт большого совершенства в структурном районировании земной коры, особенно континентов. Немало сделано и в области металлогенического районирования. В меньшей мере с точки зрения современной геологии проработаны вопросы крупных региональных неоднородностей в петрологии и геохимии. Исключительный интерес в этом плане представляют базальты океанского дна, слагающие второй слой океанической коры. Они распространены на огромных площадях под осадочным чехлом, почти на двух третях поверхности Земли. В данном случае можно и нужно решить проблему соответствия или несоответствия петрографических, геохимических и тектонических естественных крупных регионов (неоднородностей). Совершенно очевидно, сколь существенные выводы последуют за решением этой проблемы. Имеющиеся работы в данном направлении показывают, что общее соответствие здесь есть, а это в еще большей мере заостряет внимание на региональных неоднородностях.

Тектоническая мысль уже проникает в суть механизмов, вызывающих крупные вещественно-структурные неоднородности как на континентах, так и в океанах. На это направлена гипотеза тектонического перераспределения коровых и глубинных масс по латерали (гипотеза тектонической расслоенности земных оболочек [31]). Можно только пожелать, чтобы петрологи и геохимики шире воспользовались этой новой и реалистичной моделью. Безусловно, настало время переходить от робких интерпретаций геофизических неоднородностей к широким построениям, базирующимся на комплексном геологическом подходе.

Еще на одном вопросе общего порядка следует остановиться. Данные о вещественных неоднородностях в недрах планеты имеют прямой выход в теорию конвективных движений материала внутри Земли, а отсюда и в общую теорию тектогенеза.

Процессы конвекции в мантии Земли обсуждаются давно. Особенно много работ на эту тему опубликовано в американской литературе, причем их число резко возросло в годы развития концепции тектоники литосферных плит. В настоящее время мало кто сомневается в реальности конвективных движений в глубинах Земли. В то же время эти движения оказываются много сложнее, чем упрощенные представления о них. В. П. Мясников и В. Е. Фадеев [13] дали обстоятельный критический анализ существующих моделей конвекции вещества в недрах планеты. Ими в связи с общим рассмотрением неравновесных свойств вещества Земли выясняются условия возникновения конвективных движений, вызываемых не только термическими причинами, но и неоднородностями химического состава земной мантии, что с методологической точки зрения представляется единственно правильным. Отсюда неизбежен вывод о различии уровней, на которых протекают процессы конвекции, масштабов их проявления, возможной многоярусности соответствующих систем. Если идти дальше и учесть воздействие на Землю ротационных и вообще космических сил, то станет ясным, насколько сложна комбинация причин, вызывающих тектонические движения. Именно поэтому движения эти столь разнообразны и не объясняются каким-либо одним универсальным механизмом. Но это уже отдельная тема.

1. *Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, № 4, с. 323—348.
2. *Барсуков В. Л.* Ранняя история планеты Земля.— Природа, 1981, № 6, с. 30—38.
3. Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Наука, 1981, с. 256.
4. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981, с. 255.
5. *Загрузина И. А., Смыслов А. А.* Геохимическая специализация габброидов Северо-Востока СССР.— Геология и геофизика, 1980, № 2, с. 19—26.
6. Карта магматических формаций СССР. М-б 1 : 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1971, с. 88.
7. Карта магматических формаций СССР. М-б 1 : 2 500 000. МИНГЕО СССР: ВСЕГЕИ, 1968.
8. *Коган С. Д.* Об особенностях строения мантии Земли.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 5, с. 3—17.
9. *Кочемасов Г. Г.* Минеральная дифференциация в протопланетном газопылевом облаке и образование Луны в планетной системе.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 5, с. 1218—1222.
10. *Лаврухина А. К.* Дифференциация химических элементов в протопланетном облаке и первичное вещество Земли.— Геохимия, 1978, № 12, с. 1770—1781.
11. *Мануэл О. К.* Гетерогенность изотопного и элементарного состава в метеоритах: доказательство локального синтеза элементов.— Геохимия, 1981, № 12, с. 1776—1801.
12. Металлогеническая карта Тихоокеанского пояса. М-б 1 : 10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
13. *Мясников В. П., Фадеев В. Е.* Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980, с. 232.
14. *Пейве А. В.* Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 7—13.
15. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А.* Петрографический словарь. М.: ГОНТИ, 1963, с. 447.
16. Петрография, ч. II/Ред. Маркушев А. А. Изд-во Моск. ун-та, 1981, с. 328.
17. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972, с. 222.
18. *Пуцаровский Ю. М.* Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 903—905.
19. *Пуцаровский Ю. М.* Происхождение Тихого океана.— Природа, 1979, № 8, с. 38—43.
20. *Пуцаровский Ю. М.* Проблемы тектоники океанов.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123—175.
21. *Пуцаровский Ю. М.* О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 14—19.
22. *Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
23. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н.* Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.
24. *Пуцаровский Ю. М.* Тектоника и магматизм океанов.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1982.
25. *Радкевич Е. А.* Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1976, с. 96.
26. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981, с. 112.
27. *Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 13—28.
28. *Соботович Э. В.* Изотопная космохимия. М.: Атомиздат, 1974, с. 207.
29. *Соботович Э. В.* Гетерогенность протопланетного вещества по изотопным данным.— Геохимия, 1981, № 12, с. 1802—1815.
30. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980, с. 222.
31. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 216.
32. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 531.
33. *Ферсман А. Е.* Геохимические проблемы Союза.— Труды Совета по изучению производительных сил, сер. полезных ископаемых. Вып. 2. Л.: Изд-во АН СССР, 1931, с. 39.
34. *Ферсман А. Е.* Геохимия. Т. I. Л.: Госхимиздат, 1933, с. 328; т. II. Л.: ОНТИ — ХИМТЕОРЕТ, 1934, с. 354.
35. *Фесенков В. Г.* Метеориты и проблема происхождения элементов в галактической системе.— Метеоритика, 1964, вып. 24, с. 34—36.
36. *Флоренский К. П., Николаева О. В.* Первичные инертные газы, II, C и N во внутренней части солнечной системы.— Тезисы VIII Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, 1980, с. 286—287.
37. *Хаин В. Е., Левин Л. Э.* Основные черты тектоники континентов и океанов. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1980, с. 94.
38. *Шуколоков Ю. А., Данг Ву Минь.* Изотопы благородных газов и эволюция атмосферы Земли.— Геохимия, 1981, № 12, с. 1763—1775.
39. *Щеголов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980, с. 431.
40. *Anderson D. L.* Chemical plumes in the mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 11, p. 1593—1600.

41. *Bullard R. V., Oliver L. L., Downing R. G., Manuel O. K.* Nucleogenetic heterogeneities in chemical and isotopic abundances of the elements.— *Meteoritics*, 1978, v. 13, № 4, p. 387—391.
42. *Bence A. E., Grove T. L., Papike J. J.* Basalts as probes of planetary interiors: constraints on the chemistry and mineralogy of their source regions.— *Precambrian Research*, 1980, v. 10, № 3—4, p. 249—279.
43. *Bonatti E.* Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 17, p. 369—379.
44. *Davies G. F.* Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle.— *Nature*, 1981, v. 290, № 5803, p. 208—213.
45. *Harker A.* The natural history of igneous rocks. L., 1909, p. 384.
46. *Tectonophysics*, v. 56, № 1/2, 1979, p. 214.
47. *Turekian K., Clark S. P.* Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, № 6, p. 346—348.
48. *Williams H.* Structural telescoping and thin-skinned models for Appalachian orogen.— In: *Terra Cognita*, 1981, № 1, p. 81.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
25.I.1982

УДК 551.248.1

А ИЗБЕРГ Р. Е., ГАРЕЦКИЙ Р. Г., СУВЕЙДИС П. И.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ  
(МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)**

Палеотектонические карты платформенных областей можно подразделить на два типа: 1) стадийно-временные (поинтервальные) и 2) тектонических (геохронологических) рубежей. Первые из них в свою очередь можно подразделить на два вида: а) талассократические (седиментационные), б) геократические (денудационные, перерывные). Среди вторых по способу составления также можно выделить два вида. На одном из них в качестве главного элемента изображены структуры палеоповрхности фундамента к определенному времени, на втором — пространственное соотношение структурных подразделений (комплексов, этажей), сформированных к определенному рубежу, с выделением их доминирующего по мощности.

Составление палеотектонических карт как наиболее сжатое картографическое выражение палеотектонического синтеза получило в геологии широкое распространение при обзорных, региональных, а также и прикладных исследованиях. Реконструкция палеотектонических обстановок обуславливает применение разнообразных методов, которые позволяют воссоздать с большей или меньшей полнотой различные черты древней тектоники региона.

Универсальных общепринятых методов составления палеотектонических карт не существует. Целевая направленность, различный масштаб палеотектонических карт требуют соответствующего методического подхода к их составлению. Одни, может быть, самые важные методические приемы остаются общими для палеотектонических карт независимо от их типов и масштабов, другие изменяются или дополняются существенно. Принципиально важным остается известное положение о том, что анализ мощностей — ведущий при палеотектонических реконструкциях, может дать правильные выводы только при одновременном анализе фаций, формаций и перерывов осадконакопления.

В соответствии с методом составления палеотектонических карт платформенных областей можно разделить на два типа: 1) стадийно-временные (поинтервальные) и 2) тектонических (геохронологических) рубежей.

Наиболее общим признанием пользуются **стадийно-временные палеотектонические карты**. Они представляют собой картографическое изображение элементов тектоники, сформированных в течение одного или нескольких определенных интервалов времени — тектонических этапов, стадий, фаз или геохронологических периодов, эпох, веков. В зависимости от талассократических или геократических условий формирования структур, отражающих преобладание вертикальных отрицательных или положительных движений земной коры в пределах региона, можно создать два вида стадийно-временных палеотектонических карт: 1) талассократических этапов, стадий, фаз; 2) геократических этапов, стадий, фаз.

На палеотектонических картах **талассократических этапов, стадий, фаз** (палеотектонические карты седиментационных этапов, по Б. П. Кабышеву [10]) проявляются в основном конседиментационные аккумулятивные структуры. Главный способ составления этих карт — показ мощности и, нередко, формационного состава отложений, накопившихся в определенные интервалы времени. Изопахиты отражают в общем амплитуду относительного прогибания земной коры за рассматриваемое время, хотя точное соответствие мощности отложений и амплитуды вертикаль-

ных движений не всегда выдерживается. Метод создания стадийно-временных палеотектонических карт лег в основу широко известных обзорных палеотектонических карт СССР и Восточно-Европейской платформы [3, 4, 6, 15, 17].

Одной из разновидностей стадийно-временных палеотектонических карт рассматриваемого вида являются формационно-палеотектонические карты, отражающие новообразованные структуры за время накопления одной формации [2]. В этом случае хронологический интервал анализа палеотектонической обстановки совпадает с вполне определенной стадией осадконакопления.

Структурная дифференциация региона на стадийно-временных палеотектонических картах талассократических этапов стадий и фаз обычно показана ступенчатой цветовой раскраской, интенсивность которой зависит от амплитуды прогибания (в общем соответствующей мощности отложений) за характеризующий интервал времени. Все другие условные обозначения дополняют отмеченную главную особенность палеотектонических карт данного вида.

Применительно к платформенным территориям на таких стадийно-временных палеотектонических картах обычно обособляют две различные области: относительных прогибаний (преобладающая по площади) и относительных поднятий.

*В областях относительных прогибаний* цветовой раскраской отражается амплитуда новообразованных структур, сформированных в течение рассматриваемого интервала времени. В зависимости от степени компенсации прогибания осадконакоплением и в соответствии с формационным и фаціальным анализом выделяют территории прогибания: а) компенсированные осадконакоплением (амплитуда прогибания выражена в мощностях отложений); б) не полностью компенсированные осадконакоплением (амплитуда прогибания превышает мощность отложений); в) перекомпенсированного осадконакоплением (амплитуда прогибания меньше мощности отложений). Территория с автономным режимом компенсации осадконакоплением показана определенным цветом, интенсивность которого соответствует амплитудам прогибания (амплитудам новообразованных структур). Методика количественного учета несоответствия мощности отложений и амплитуды некомпенсированного прогибания должна рассматриваться с учетом формирования конкретных структурно-фаціальных зон [5, 20, 24, 26].

Элементы суммарной палеоструктурной дифференциации региона за время его платформенного развития отражаются палеорельефом поверхности фундамента к началу или концу рассматриваемого интервала времени. Этот прием впервые был использован при создании палеотектонических карт юга СССР [11]. Изогипсы палеорельефа поверхности фундамента представляют собой по существу изопахиты суммарной мощности платформенного чехла к началу или концу накопления отложений данного временного интервала. Эти изопахиты в общем виде отражают суммарную амплитуду прогибания фундамента. Однако при этом следует учитывать два ограничения, связанных с принципиальными методическими трудностями. Первое опять-таки связано с проблемой некомпенсированного прогибания. Второе ограничение определяется тем, что структура палеоповерхности фундамента близка к реальной лишь на территории развития отложений рассматриваемого отрезка времени или там, где мощность этих отложений может быть восстановлена. За пределами этой территории структура палеоповерхности фундамента, показанная на стадийно-временной палеотектонической карте, соответствует более позднему времени, которое определяется возрастом отложений, сформировавшихся после перерыва в осадконакоплении.

Таким образом, палеотектоника областей относительного прогибания на протяжении определенных временных интервалов может быть показана вместе с элементами тектонических деформаций, отражающими особенности всего предшествующего платформенного развития.

Информация о палеотектонике *области относительных поднятий* во многом уступает данным об области относительных прогибаний. На некоторых палеотектонических картах области поднятий могут быть отражены изолиниями суммарного воздымания — изобазитами [18], точнее, палеоизоанабазами<sup>1</sup>. Однако определение величины воздымания условно, более надежно оно может контролироваться в краевых прогибах [24].

Источник косвенной информации о палеоструктуре области относительных поднятий связан с анализом возраста и суммарной мощности доперерывных отложений. Количественная оценка амплитуды относительного поднятия может быть условно дана при сравнительном анализе изменения степени денудации платформенного чехла, удаленности отдельных зон относительно области прогибания и т. д. При реконструкции тектонической обстановки областей поднятий в эпоху преобладания талассократического режима может быть использован метод составления палеотектонических карт геократических эпох, излагаемый далее.

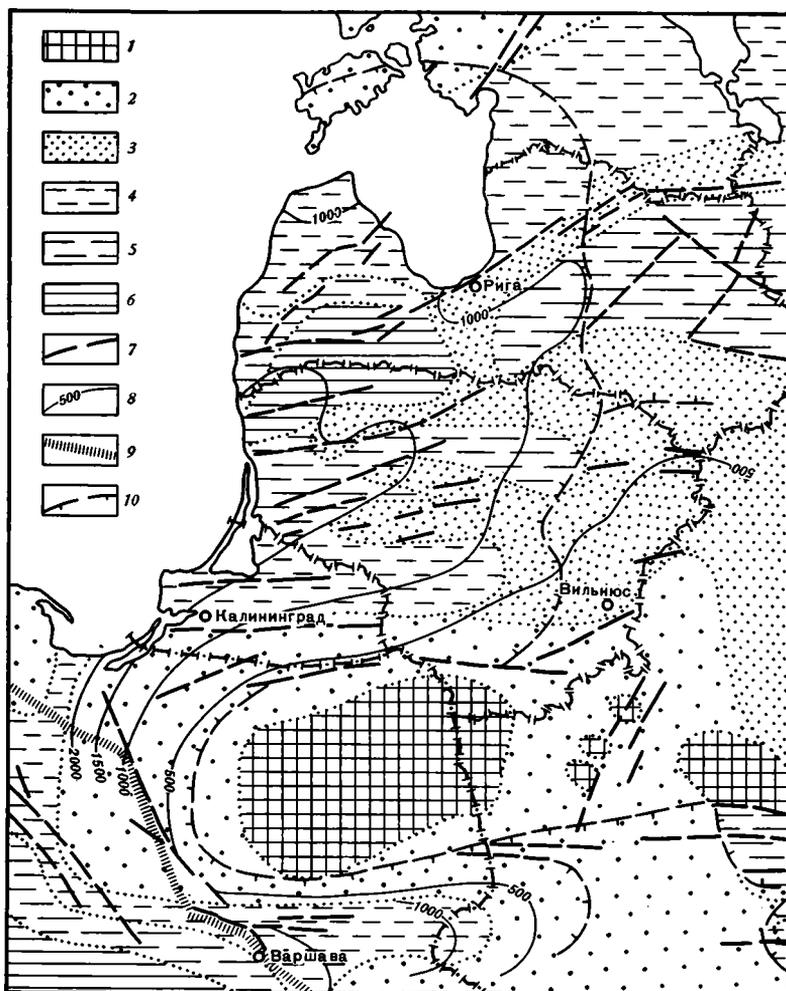
Информативность поинтервальных палеотектонических карт увеличивается традиционным показом различных формационно-дислокационных признаков: разломов (развивавшихся во время образования отложений рассматриваемой стадии, погребенных в чехле и под чехлом), контуров распространения характерных формаций, площадей постседиментационных размывов, локальных структур и т. д.

**На палеотектонических картах геократических этапов, стадий, фаз** (палеотектонические карты денудационных этапов, по П. И. Сувейздису) проявляются в основном постседиментационные денудированные структуры. Значение палеогеологических (в том числе палеотектонических) карт стадийно-временных интервалов, обусловленных перерывами седиментации, показано в работах В. К. Гавриша [7], Е. А. Щерик [18, 25], Н. С. Малича [12] и др. В последние годы вопросам методики составления палеотектонических карт геократических интервалов развития платформенных регионов посвящены работы Б. П. Кабышева [10] — на примере Днепровско-Донецкого прогиба и П. И. Сувейздиса — на примере Прибалтики.

Общим для большинства подходов к созданию рассматриваемого вида карт является палеогеологическая основа, на которой изображен возраст пород под поверхностью несогласия. Амплитуда положительных вертикальных движений или степень денудации структурно-формационных комплексов, определяется мощностью отложений, смытых во время перерыва. Эта сложная задача, как отмечалось ранее, решается неоднозначно. Поэтому амплитуду положительных движений более приближенно можно оценить мощностью отложений, сохранившихся от размыва за данный интервал времени [10].

Использование метода составления палеотектонической карты геократической стадии развития платформенного региона разберем на примере палеотектонической карты Прибалтики и сопредельных территорий (рисунок). В соответствии с методом составления этой карты на палеогеологической основе ниже поверхности перерыва выделяются участки с различным уровнем денудации структурно-стратиграфических подразделений чехла, которые отражаются ступенчатой цветовой раскраской. С этой целью прежде всего необходимо проанализировать полноту стратиграфического разреза и выявить его литолого-фациальные особенности как в пределах приподнятой структуры, так и на окружающей ее территории. Убедившись в результате литолого-фациального анализа в том, что поднятие имеет постседиментационную природу, можно путем сравнения сохранившихся стратиграфических комплексов восстановить былые истинные мощности отложений. Изолинии этих мощностей в пре-

<sup>1</sup> Согласно «Геологическому словарю» (т. 1. М.: Недра, 1973), изобазиты — линии равных базисов эрозии, очерчивающие базисные поверхности..., используемые при морфометрических построениях (с. 279). Изоанабазы — линии равных вертикальных современных поднятий (см. там же). Очевидно, использование термина «изобазиты» для показа линии равных поднятий геологического прошлого неточно.



Палеотектоническая карта Прибалтики конца герцинского (предпермского) денудационного этапа

1—6—степень денудации платформенного чехла, при которой вскрыты: 1—фундамент, 2—нижние структурные комплексы чехла (венд, кембрий, ордовик, силур), 3—нижы герцинского комплекса (нижний, средний и частично верхний девон), 4—средние и верхние горизонты герцинского комплекса (средний и верхний девон), 5—верхние горизонты герцинского комплекса (верхний девон и нижний карбон), 6—только самые верхи герцинского комплекса (нижний карбон); 7—основные постседиментационные разломы чехла; 8—суммарные изопохиты мощностей чехла в предпермское время, отражающие глубины залегания поверхности фундамента; 9—граница эпикарельской платформы; 10—условные границы крупнейших структурных элементов

делах областей вторичного размыва будут примерно параллельны изолиниям мощностей отложений в зонах, не претерпевших размыва.

При отсутствии возможности отразить денудированные мощности отложений изолиниями можно выделить области и зоны разной относительно друг друга степени денудации. По степени денудации платформенного чехла целесообразно выделить области: 1) наиболее интенсивной (очень глубокой) денудации, при которой вскрыт фундамент и 2) наименее интенсивной (весьма неглубокой) денудации или даже вовсе неденудированные. Между этими крайними по степени денудации областями можно интерполировать различные промежуточные области; 3) интенсивной (глубокой) денудации, когда вскрыты нижние структурные комплексы доперерывной части чехла; 4) умеренной (средней) денудации, когда вскрыты нижние горизонты изображаемого предперерывного структурного комплекса и 5) слабой (неглубокой) денудации, когда

вскрыты средние и верхние горизонты изображаемого структурного комплекса.

Как видно, полуколичественная характеристика степени денудации чехла отражает оценку амплитуды положительных движений, опирающихся на возраст отложений, накопившихся до перерыва в осадконакоплении. Это позволяет отражать пространственное положение различных по возрасту тектонических зон областей седиментации и что особенно важно — структур, возникших во время региональных поднятий территории.

Информативность палеотектонических карт времени крупных перерывов увеличивается показом различных структурных и формационных признаков: разломов (проникающих к поверхности перерыва и погребенных в отложениях ниже перерыва); палеонизогипс поверхности фундамента ко времени накопления послеперерывных отложений; формационный состав отложений, залегающих под перерывом; контуры разнопорядковых структур; направление сноса материала, зоны накопления продуктов денудации и др.

**Палеотектонические карты геохронологических рубежей** представляют собой картографическое изображение элементов тектоники, сформированных к определенному времени за все предшествующие этапы платформенного развития региона. По способу составления можно выделить два вида карт этого типа.

1. Наиболее простым видом палеотектонических карт геохронологических рубежей являются карты с изображением в качестве главного элемента структуры палеоповерхности фундамента к определенному времени. В отличие от стадийно-временных карт, где строение палеоповерхности фундамента лишь дополняет информацию о тектонической дифференциации региона за определенный интервал платформенного развития, на картах геохронологических рубежей рассматриваемого вида отражение палеоповерхности фундамента является их главной содержательной особенностью. Ступенчатая цветовая раскраска на таких картах показывает глубину залегания палеоповерхности фундамента. Другие условные обозначения дополняют отмеченную главную особенность этих карт.

Палеотектоническое районирование региона к определенному геохронологическому рубежу на картах рассматриваемого вида производится в соответствии с палеоглубиной залегания поверхности фундамента, показывающей суммарную амплитуду тектонических движений.

Последовательное составление палеотектонических карт геохронологических рубежей с изображением в качестве главного элемента поверхности палеорельефа фундамента приводит в конечном итоге к созданию тектонической карты, аналогичной карте районирования по возрасту основной складчатости. На таких картах (типа Международной тектонической карты Европы [13]; Тектонической карты Евразии [21]) структурная дифференциация платформенных территорий, особенно плит, осуществляется главным образом показом глубины залегания поверхности фундамента. Таким образом, может быть создан единый ряд карт, однотипно отражающих постепенную эволюцию структуры поверхности фундамента и чехла вплоть до современной картины тектоники региона.

2. Более сложным по сравнению с предыдущим видом палеотектонических карт геохронологических рубежей являются карты с районированием по времени основного этапа развития платформенных структур. Принцип такого районирования был предложен ранее для создания тектонических карт [1, 8] и использован при составлении тектонических карт Белоруссии [22] и Прибалтики [23]. Главные элементы этого метода использованы при создании Тектонической карты нефтеносных областей СССР [9]. На картах рассматриваемого вида палеотектоника региона к определенному геохронологическому рубежу отражается показом пространственного соотношения структурных подразделений (комплексов, этажей, подэтажей) с выделением из них доминирующего по мощности. В соответствии с этим методом выделяются участки с различным типом сочетания структурных подразделений. В каждом типе

определенным цветом показываются площади доминирующего по мощности структурного подразделения, что по существу отражает главный этап развития структуры. Оттенками основного цвета изображаются поля между изопактами доминирующего структурного подразделения и тем самым более отчетливо вырисовывается морфология этой структуры. Другие условные обозначения, включая изогипсы поверхности палеорельефа фундамента, дополняют отмеченную главную особенность этих карт.

При использовании рассматриваемой методики также может быть создан единый ряд карт, однотипно отражающих постепенное изменение пространственного соотношения структурных подразделений чехла и рельефа палеоповерхности фундамента вплоть до их современной картины.

Нанесение контуров распространения структурных подразделений и выделение из них доминирующих по мощности в сочетании с изогипсами палеоповерхности фундамента позволяет в любой точке территории достаточно отчетливо представить себе палеотектоническую обстановку к определенному рубежу: разрез чехла, мощности различных структурных подразделений и их сочетание между собой. Характерно, что строение доминирующих по мощности структурных подразделений, как правило, согласуется с положением палеоповерхности фундамента. Это позволяет показать, какие элементы структуры древнее перерыва сформировались на том или ином интервале тектонического развития региона.

Классификация и изображение разломов, границ распространения характерных формаций, структура выступающего на поверхность фундамента в обоих случаях палеотектонических карт могут быть показаны одинаково.

Близким к описанному может быть метод построения палеотектонических карт с показом мощности различных структурных подразделений и раскраской наиболее позднего из них. Аналогичный принцип был разработан ранее для построения тектонических карт [16, 19 и др.].

Изложенные методы составления палеотектонических карт разного типа и вида и комбинации этих методов позволяют реконструировать палеотектоническую обстановку для ретроспективного геологического анализа определенных геохронологических интервалов или рубежей в условиях седиментационных и денудационных режимов. Палеотектонические реконструкции для областей седиментации наиболее обоснованны и близки к реально существовавшим тектоническим обстановкам геологического прошлого.

#### Литература

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. К вопросу о принципах составления региональных тектонических карт.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 1, с. 162—165.
2. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Махнач А. С. О формационно-палеотектонических картах.— Докл. АН БССР, 1973, т. XVII, № 5, с. 450—452.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. 1, ч. 2. ГУГК, 1961—1962.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/Гл. ред. Виноградов А. П. Т. I—IV. ГУГК, 1967—1969.
5. Бурштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О методике палеотектонического анализа (на примере Скифской плиты).— Сов. геология, 1969, № 9, с. 82—93.
6. Виноградов А. П., Наливкин В. Д., Ронов А. Б. и др. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964.
7. Гавриш В. К. Метод палеоструктурно-геологического анализа. Киев: Наук. думка, 1965. 146 с.
8. Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е. Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и сопредельных областей.— Сов. геология, 1975, № 5, с. 55—68.
9. Дикенштейн Г. Х., Швембергер Ю. Н., Алиев И. М. Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных территорий.— Геол. нефти и газа, 1978, № 1, с. 49—53.
10. Кабышев Б. П. Принципы и методика составления крупномасштабных палеотектонических карт нефтегазоносных регионов (на примере Днепровско-Донецкого авлакогена).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 60—68.

11. Кошелев Н. И., Кравченко К. Н., Роцин В. Ф., Самодуров В. И. К методике составления палеотектонических карт.— Тр. ВНИГНИ. Вып. LXVI. М.: Недра, 1969, с. 143—154.
12. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
13. Международная тектоническая карта Европы. ГУГК, 1964.
14. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. ГУГК, 1975.
15. Муратов М. В., Мухомов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 11, с. 3—35.
16. Оффман П. Е. Тектоническая карта Волго-Донецкого междуречья. (к вопросу о разработке принципов построения тектонических карт).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8, с. 3—15.
17. Палеотектонические карты СССР. ВСЕГЕИ, Изд-во Аэрогеология, 1977, т. 1; 1979, т. 2.
18. Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Максимов Е. М., Тимофеев А. А. Основные этапы геологического развития Западно-Сибирской плиты.— Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 28. Тюмень, 1970.
19. Спичарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. М.: Недра, 1973, 240 с.
20. Тектоника Припятского прогиба/Под ред. Гарецкого Р. Г. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
21. Тектоническая карта Евразии. ГУГК, 1966.
22. Тектоническая карта Белоруссии. ГУГК, 1974.
23. Тектоническая карта Прибалтики.— В кн.: Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979. 92 с.
24. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
25. Шерик Е. А. Принципы тектонического районирования и методика составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1968. 113 с.
26. Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 115—333.

Белорусский научно-исследовательский  
 геологоразведочный институт  
 Институт геохимии и геофизики  
 АН БССР, Минск  
 Литовский научно-исследовательский  
 геологоразведочный институт,  
 Вильнюс

Поступила в редакцию  
 24.III.1981

УДК 551.242.51 (476)

АКСАМЕНТОВА Н. В., НАЙДЕНКОВ И. В., АРХИПОВА А. А.

### ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ)

По строению, составу, формационным особенностям пород, степени их метаморфических преобразований и характеру магматических проявлений в кристаллическом фундаменте Белоруссии выделяются три структурных этажа — нижнеархейский, ниже-верхнеархейский и нижнепротерозойский, отвечающие соответственно протоокеанической, переходной и континентальной стадиям формирования земной коры. Главными структурными элементами фундамента, сформировавшимися в раннем докембрии, являются Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский гранулитовый массив и Центрально-белорусский прогиб, различающиеся по внутреннему строению, составу слагающих их комплексов пород, времени и условиям формирования.

Тектоническое районирование погребенного кристаллического фундамента древних платформ базируется помимо материалов бурения на выделении геофизически однородных зон и последующей их увязке с конкретными возрастными и структурно-вещественными комплексами, известными в наиболее хорошо изученных регионах, в первую очередь на щитах. Так, установленные при проведении первых геофизических исследований Русской плиты характерные для нее два типа магнитных и гравитационных полей — мозаичные преимущественно отрицательные или слабой интенсивности и линейные знакопеременные — интерпретировались по аналогии с Балтийским щитом соответственно как консолидированные срединные массивы архея и складчатые системы свекофено-карелид протерозоя [6, 11, 21, 22 и др.].

В аномальном геофизическом поле Белоруссии также отчетливо выделяются две области: область ослабленных гравитационных и магнитных аномалий мозаичного типа в центральной и восточной частях республики и область интенсивных аномалий линейного типа на западе. Различия в конфигурации аномальных полей первоначально трактовались как отражение разновозрастности пород отдельных частей фундамента и их принадлежности к различным структурным этажам [4, 18]. При этом область мозаичных аномалий рассматривалась как фрагмент архейской платформы («древнее жесткое ядро», по А. М. Папу [18], «массив древней консолидации», по Б. В. Бондаренко [5], Минско-Полоцкий гранито-гнейсовый массив, по И. В. Данкевичу и М. И. Михненко [7]), а область линейных аномалий — как Белорусско-Валдайская, или Западно-Белорусская, складчатая система раннего протерозоя [5, 7].

Обоснование архейского возраста метаморфических образований Западно-Белорусской системы [10, 19] привело ряд исследователей к выводу об одновременности формирования структурного плана областей мозаичных и линейных аномалий [8, 15], что нашло отражение и на последней схеме тектонического районирования фундамента Русской плиты, составленной А. К. Запольновым и К. О. Кратцем [12], на которой эти области выделяются как структуры раннеархейского заложения — «поля» и «межи». Тем не менее признание архейского возраста линейных структур лишь несколько модернизировало существовавшую ранее схему расчленения фундамента на жесткие массивы и разделяющие их складчатые системы, поскольку, как и прежде, образование последних связывается с раздроблением консолидированной земной коры, но только на более ранних стадиях ее формирования; при этом фактиче-

ски подразумевается наличие в пределах «полей» более древних катархейских образований.

Материалы, полученные в последние годы при проведении глубинного геологического картирования на западе и в центре Белоруссии и при глубинном бурении в пределах Припятского прогиба на юго-востоке республики, проанализированные с позиции новых идей о развитии и становлении континентальной коры древних платформ [13, 20], позволяют по-иному трактовать внутреннее строение фундамента территории Белоруссии и процесс формирования его главных структурных элементов. По строению разрезов, составу и формационным особенностям пород, степени их метаморфической переработки и характеру магматических проявлений в кристаллическом фундаменте Белоруссии предлагается выделять три структурных этажа: нижний (нижнеархейский), средний (нижне-верхнеархейский) и верхний (нижнепротерозойский), отвечающие трем крупным стадиям формирования континентальной коры — протоокеанической, переходной и континентальной (таблица).

*Нижний* структурный этаж сложен образованиями гранулитового и эндербит-чарнокитового комплексов нижнего архея [2]. Гранулитовый комплекс включает в себя как породы метабазитового ряда (основные амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты), так и глиноземистые парагнейсы (гранат-биотитовые, гиперстен-гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, биотитовые), обычно пространственно разобщенные и выделяемые в качестве двух самостоятельных серий — ивьевской и кулажинской. Метабазиты ивьевской серии тяготеют к Западно-Белорусской системе линейных аномалий, тогда как глиноземистые гнейсы кулажинской серии развиты на крайнем юго-востоке Белоруссии. Предполагается, судя по разрезам на западе республики, что глиноземистые гнейсы залегают стратиграфически выше толщи основных пород, хотя не исключено, что они являются фациальным аналогом части разреза метабазитов, о чем свидетельствуют разрезы переходного типа в центре БССР, представленные переслаиванием кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов.

По ассоциациям пород, особенностям их первичного состава и степени метаморфизма гранулитовый комплекс нижнего структурного этажа может рассматриваться как аналог нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и протоокеанической стадии развития земной коры, которые выделяются в нижней части разреза докембрия на юге Сибирской и востоке Восточно-Европейской платформ [3, 13]. При этом наиболее основные кристаллические сланцы, залегающие, по-видимому, в основании разреза гранулитового комплекса и соответствующие по особенностям химизма производным весьма примитивных базальтовых магм, возникших при плавлении слабодифференцированного и, вероятно, высокожелезистого мантийного субстрата, могут быть отнесены к древнейшим образованиям — меланократовому фундаменту земной коры.

В результате метаморфизма в условиях гранулитовой фации и чарнокитизации, а также локально проявленного гранитоидного магматизма, к середине раннего архея завершилось преобразование протоокеанической коры в кору переходного типа и сформировался так называемый протометаморфический [20], или гранулитобазитовый [14], слой, послуживший субстратом для комплексов среднего структурного этажа. Отличительными чертами развития земной коры Белоруссии на этой стадии являются отсутствие анортозитов, весьма незначительное распространение ультраосновных пород и повышенная железистость метабазитов

*Средний* структурный этаж образован более разнообразными по составу и происхождению метаморфическими породами, относящимися к амфиболито-гнейсовому комплексу верхов нижнего архея (озерской серии) и гнейсо-сланцевому комплексу верхнего архея (околоветской серии). В составе амфиболито-гнейсового комплекса преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы, со-

**Схема расчленения и этапы формирования кристаллического фундамента БССР**

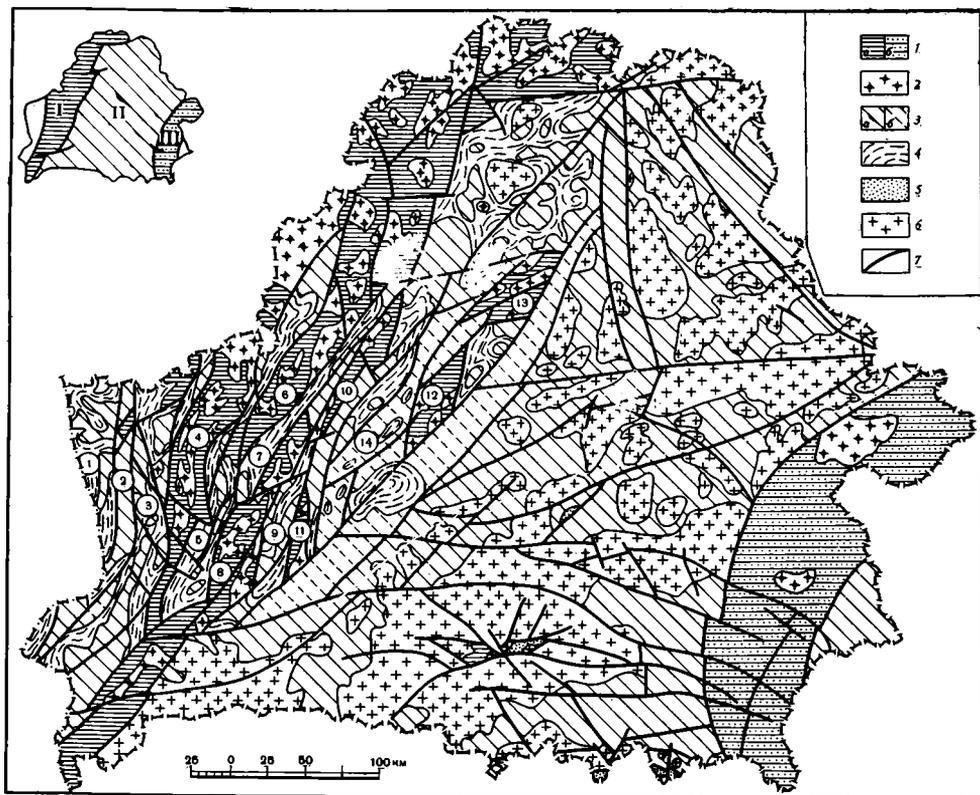
Структурные этапы, стадии развития	Метаморфические и ультраметаморфические образования	Магматические образования	
	Возраст		
Верхний континентальная	<p><b>Белевская свита</b> — песчаники мелко- и среднезернистые кварцитовидные, иногда с кианитом</p> <p><b>Збраньковский свита</b> — трахиандезиты афировые, трахиты, вулканомиктовые песчаники и туффиты</p> <p><b>Житковичская серия</b></p> <p><b>Кожановичская свита</b> — порфиритоиды и порфиронды по туфам андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава, липариты, трахиллариты</p> <p><b>Люденевичская свита</b> — сланцы кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые, карбонат-кварц-хлоритовые и др., кварциты слюдистые</p>	<p><b>Каменецкий комплекс</b> — габбро-долериты, долериты, диабазы, диабазовые порфириты</p> <p><b>Нагорновский комплекс</b> — оливиновые долериты</p> <p><b>Мостовский комплекс</b> — граниты средне- и крупнозернистые плагиоклаз-микроклиновые, монцодиориты</p> <p><b>Микашевичский комплекс</b> — диориты, гранодиориты, граниты крупно- и среднезернистые биотитовые, граниты мелкозернистые аляскитовые</p>	<p><b>Ничипоровский комплекс</b> — габбро-оливиновое щелочное, сиениты</p> <p><b>Житковичский комплекс</b> — граниты крупно- и среднезернистые микроклиновые биотитовые и амфибол-биотитовые, граниты аплитовидные</p>
	Средний переходная	<p><b>Гнейсо-сланцевый комплекс</b></p> <p><b>Сколовская серия</b></p> <p>Верхняя толща — плагиогнейсы и плагиосланцы биотитовые, амфибол- и гранат-биотитовые, гранат-антофиллитовые, куммингтонитовые; амфиболиты полевошпатовые, иногда с гранатом; амфибол-гранат-пироксеновые и карбонатные породы; железистые (магнетитовые) кварциты</p> <p>Нижняя толща — плагиогнейсы и плагиосланцы тонко- и мелкозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые с редкими прослоями амфиболитов полевошпатовых мелкозернистых</p>	<p><b>Жуховичский комплекс</b> — граниты от мелкозернистых до пегматонидных, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые, иногда с гранатом и турмалином</p> <p><b>Песковский комплекс</b> — диабазы, габбро-диабазы, метадиабазы и аподиабазовые амфиболиты</p> <p><b>Выгоновский комплекс</b> — граниты средне- и крупнозернистые лейкократовые плагиоклаз-микроклиновые; жилы гранитов от среднезернистых до пегматонидных микроклиновых и плагиоклазовых</p>
Нижний протоокеаническая		<p><b>Амфиболито-гнейсовый комплекс. Озерская серия.</b></p> <p>Верхняя толща — гнейсы биотитовые и амфибол-биотитовые с прослоями гнейсов гранат-биотитовых и амфиболитов</p> <p>Нижняя толща — амфиболиты пироксеновые и полевошпатовые, гнейсы амфибол-биотитовые с прослоями гнейсов амфибол-биотитовых и биотитовых</p> <p><b>Мигматит-гранито-гнейсовый комплекс</b> — гнейсы и амфиболиты мигматизированные и интенсивно гранитизированные, порфиробластовые гранодиорито- и гранито-гнейсы</p>	<p><b>Кореличский комплекс</b> — метагаббро, метагаббро-нориты, метадиабазы, габбро-амфиболиты, аподиабазовые амфиболиты, руды ильменит-магнетитовые</p>
	Нижний протоокеаническая	<p><b>Гранулитовый комплекс</b></p> <p><b>Куланжинская серия</b> — гнейсы гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые, редкобиотитовые; прослои амфиболитов</p> <p><b>Эндербит-чарнокитовый комплекс</b> — чарнокиты, щелочные чернокиты, эндербиты, монцоэндербиты, мангеро-эндербиты, кислые чарнокитоподобные породы</p>	<p><b>Голеновский комплекс</b> — граниты мелко- и среднезернистые лейкократовые амфибол- и биотитсодержащие, иногда пироксенсодержащие</p>

Структурные этажи, стадии развития	Возраст	Метаморфические и ультраметаморфические образования	Магматические образования
		<p><b>Ивьевская серия</b> — сланцы кристаллические амфибол-двупироксеновые и двупироксеновые, амфиболиты полевошпатовые и пироксеновые, плагиогнейсы двупироксеновые, редко — гнейсы гранат-биотитовые и гранат-клинопироксеновые эклогитоподобные породы</p>	<p><b>Березовский комплекс</b> — метагаббро, метагаббро-нориты, тальк-флогопитовые породы (метаультрабазиты?), интенсивно катаклазированные, часто чарнокитизированные</p>

держащие прослои и пачки амфиболовых гнейсов и амфиболитов, тяготеющих к низам разреза комплекса. По петрохимическим особенностям основные породы близки к толеитовым и оливиновым базальтам; ассоциирующие с ними гнейсы отвечают грауваккам [1]. Гнейсо-сланцевый комплекс сложен различными по минеральному составу плагиогнейсами и сланцами — биотитовыми, амфибол-биотитовыми, куммингтонитовыми, двуслюдяными, представляющими собой преимущественно первично-терригенные и вулканогенно-терригенные осадки флишоидного типа. Характерно присутствие среди них горизонтов метаморфизованных высокодифференцированных осадков карбонатного (карбонат-пироксен-амфиболовые, эпидот-амфиболовые и гранат-пироксеновые сланцы) и железистокремнистого (магнетитовые кварциты) составов.

В формационном отношении метаморфические серии среднего структурного этажа могут рассматриваться как протогeosинклинальные образования переходной стадии развития земной коры, сопоставимые с эффузивно-граувакковой и флишоидной формациями фанерозоя. Наиболее примечательной чертой строения этого структурного этажа является его насыщенность гранитоидным материалом, представленным как продуктами ультраметаморфической переработки гнейсов, так и интрузивными телами автохтонных гранитоидов. В результате регионально проявленных процессов гранитизации к концу архея была сформирована кора континентального типа с повсеместно развитым гранитно-метаморфическим слоем.

*Верхний* структурный этаж имеет весьма ограниченное распространение и представлен маломощными слабометаморфизованными (до зеленосланцевой фации) вулканогенными и осадочными образованиями. К ним относятся слюдяные сланцы и порфиroidы житковичской серии, щелочные эффузивы збраньковской свиты и кварцитовидные песчаники белёвской свиты нижнего протерозоя. По ассоциациям пород и их химическому составу метавулканы житковичской серии представляют собой андезито-дацит-липаритовую, а эффузивы збраньковской свиты — трахиандезитовую формации, свойственные соответственно орогенному и платформенному этапам развития консолидированной земной коры континентального типа. С этими же этапами было связано становление целого ряда интрузивных комплексов, таких, как микашевичский диорит-гранодиорит-гранитный (формация гранитоидных батолитов пестрого типа), житковичский и мостовский субщелочных калиевых гранитов, нагорновский оливиновых долеритов, ничипоровский и каменецкий дифференцированных субщелочных и щелочных габброидов и сиенитов. Гранитоиды слагают довольно четко ограниченные массивы, достигающие 100—120 км в поперечнике и залегающие, как правило, среди пород



#### Тектоническая схема кристаллического фундамента Белоруссии

Нижний (нижнеархейский) структурный этаж: 1—нерасчлененные комплексы меланократового фундамента и протоокеанической стадии развития земной коры: а) метабазитовая (ивьевская) серия и б) серия глиноземистых гнейсов (кулажинская); 2—комплексы — показатели становления коры переходного типа: ультраметаморфические образования эндербит-чарнокитового комплекса и ортоклазовые граниты (голеновский и осмоловский комплексы). Средний (нижне — верхнеархейский) структурный этаж: 3—комплексы переходной стадии развития земной коры: а) метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования — аналоги эффузивно-граувакковой формации (амфиболито-гнейсовый комплекс — озерская серия) и б) метаморфизованные преимущественно терригенные и вулканогенно-терригенные образования — аналоги флишовой формации (гнейсо-сланцевый комплекс — ооловская серия); 4—комплексы — показатели становления гранитно-метаморфического слоя: ультраметаморфические образования мигматит-гранито-гнейсового комплекса и гранитоиды выгодского, бобовнянского и жуховичского комплексов. Верхний (нижнепротерозойский) структурный этаж: 5—комплексы континентальной стадии развития земной коры: орогенная андезит-дацит-липаритовая и платформенные трахиандезитовая и молассовая формации (соответственно — житковичская серия, збраньковская и белёвская свиты); 6 — комплексы — показатели континентальной земной коры: гранитоидных батолитов пестрого типа (микашевичский), калиевых субщелочных гранитов (житковичский, мостовский); 7—разрывные нарушения

Цифрами на врезке и карте показаны: I — Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс; II — Центральнобелорусский прогиб; III — Брагинский гранулитовый массив. Цифры в кружках на схеме: 1—13—блоки фундамента: 1 — Беловежский, 2 — Свислочский, 3 — Волковысский, 4 — Шучинский, 5 — Шарский, 6 — Ивьевский, 7 — Дятловский, 8 — Слонимский, 9 — Ивацевичский, 10 — Кореличский, 11 — Барановичский, 12 — Минский, 13 — Плещеницкий; 14 — Ооловская грабен-синклиналь

среднего структурного этажа. Появление перечисленных выше магматических комплексов является надежным показателем того, что уже к раннему протерозою земная кора Белоруссии приобрела все черты коры континентального типа.

Анализ пространственного размещения рассмотренных выше структурно-вещественных комплексов позволяет выявить основные черты строения фундамента Белоруссии. В его пределах выделяются две крупные структуры антиклинорного типа — Западно-Белорусская на западе и Брагинская на юго-востоке республики (рисунок), сложенные преимуще-

ственно образованиями нижнего структурного этажа и рассматриваемые как части двух древнейших региональных структур запада Русской плиты — Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Брагинского гранулитового массива. Они разделяются широкой синклиной зоной — Центральнобелорусским прогибом, выполненным породами среднего и верхнего структурных этажей. К нему же приурочены все крупные массивы нижнепротерозойских гранитоидов.

**Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс** представляет собой полосу развития преимущественно глубокометаморфизованных нижнеархейских образований, прослеживающуюся от юго-восточной Польши через западную Белоруссию, восточную Литву и Латвию до южной Эстонии на протяжении свыше 1000 км при ширине 50—150 км. Пояс отчетливо отображается в геофизических полях в виде системы преимущественно повышенных полосовых магнитных и гравиметрических аномалий.

В пределах Белоруссии гранулитовый пояс состоит из ряда кулисообразно расположенных блоков длиной 80—250 км и шириной 5—20 км, вытянутых в северо-северо-восточном направлении, которым соответствуют максимумы гравитационного поля и дифференцированные повышенные магнитные аномалии. Блоки сложены в основном метабазами ивьевской серии гранулитового комплекса и образованиями эндербит-чарнокитового комплекса низов нижнего архея. Они отделены друг от друга узкими линейными блоками, в пределах которых развиты более молодые толщи амфиболито-гнейсового и гнейсо-сланцевого комплексов среднего структурного этажа. Выходам этих пород на поверхность фундамента соответствуют минимумы силы тяжести и отрицательное магнитное поле. Разновозрастные блоки сочленяются по зонам глубинных разломов, иногда фиксируемых полосами бластомилонитов. Не исключено, что наиболее узкие и прогнанные блоки в центральной части гранулитового пояса, сложенные гранитизированными биотитовыми гнейсами, относимыми в настоящее время к амфиболито-гнейсовому комплексу, представляют собой мощные зоны бластомилонитизации и гранитизации пород гранулитового комплекса. В пределах пояса очень ограниченно распространены верхнеархейские образования, отсутствуют отложения нижнего протерозоя, слабо проявлен раннепротерозойский магматизм, что указывает на относительно низкую тектоно-магматическую активность гранулитового пояса, начиная с позднего архея. Конформные дугообразные контуры гранулитовых блоков пояса и установленное Ф. С. Веришко и др. на региональном геофизическом профиле Гродно — Старобин выклинивание в отдельных блоках пород гранулитового комплекса на глубину позволяют определять современную структуру Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса как чешуйчатонадвиговую, характерную, по мнению А. С. Новиковой [17], для раннедокембрийских линейных структур фундамента Восточно-Европейской платформы.

Согласно представлениям В. Е. Хаина [23], гранулитовые пояса являются структурами раннепротерозойского заложения. Рядом исследователей отмечалось, что подобные структуры, выделяемые как «чарнокитовые пояса» [9], «межи» [12] и др., существовали как самостоятельные тектонические единицы уже с раннего архея. Материалы по Белорусско-Прибалтийскому поясу подтверждают последнюю точку зрения. Преимущественно базитовый состав гранулитового комплекса в пределах пояса и наличие на соседних площадях смешанных или чисто осадочных разрезов комплекса позволяют предполагать, что пояс унаследованно развился на месте древней зоны растяжения с интенсивным проявлением базальтоидного вулканизма. Такие зоны, по-видимому, могут рассматриваться как древнейшие аналоги офиолитовых поясов фанерозоя (протоофиолитовые пояса). На смежных с ними территориях, вероятно, более стабильных в тектоническом отношении, наряду с вулканитами накапливались мощные толщи глиноземистых осадков — продуктов выветривания и разрушения основных и ультраосновных магматических

пород [1]. Разрезы глубокометаморфизованных пород такого типа широко представлены в фундаменте Восточно-Европейской платформы в пределах архейских гранулитовых массивов, примером которых являются Южно-Бугский массив на юго-западе Украинского щита, Жигулевско-Пугачевский, Альметьевский и другие массивы в Волго-Уральской области. В фундаменте Белоруссии к структурам такого типа относится Брагинский массив.

**Брагинский гранулитовый массив** сложен исключительно глиноземистыми и биотитовыми гнейсами кулажинской серии нижнего архея, частично гранитизированными. В магнитном поле им отвечает область слабо интенсивных широких магнитных аномалий мозаичного типа. Контуры массива геофизически не выражены и определяются по данным бурения. Массив вытянут в северо-восточном направлении, длина его в пределах Белоруссии составляет 300 км, ширина — 60—90 км. Северо-восточное его продолжение неизвестно; на юго-западе он, вероятно, смыкается с Южно-Бугским гранулитовым массивом. В отличие от последнего, а также от подобных массивов Волго-Уральской области, в пределах Брагинского массива не встречены основные кристаллические сланцы, а глиноземистые гнейсы имеют весьма однородный состав. По-видимому, в пределах Брагинского массива на поверхность фундамента выведены нижнеархейские образования, накопившиеся на поверхности более стабильных по сравнению с гранулитовыми (протоофиолитовыми) поясами блоках земной коры типа «плит» или «микроплит».

**Центральнобелорусский прогиб** прослеживается широкой полосой (270—300 км) северо-восточного простираения через всю Белоруссию. Юго-западным его продолжением на территории Украинского щита является Тетеревский прогиб. Центральнобелорусский прогиб сложен преимущественно метаморфическими комплексами среднего структурного этажа, включающими крупные массивы гранитоидов; локально в пределах прогиба развиты осадочные и вулканогенные образования верхнего структурного этажа. Всем им в целом свойственно магнитное поле слабой интенсивности мозаичного и линейно-мозаичного типа и пониженное поле силы тяжести.

Внутреннее строение Центральнобелорусского прогиба из-за ограниченности фактического материала пока не может быть детально расшифровано. Предполагается, что для него характерны относительно пологие линейные складки северо-восточного простираения, осложненные разломами и прорванные многочисленными телами гранитоидов, переходящими иногда в мигматиты. Вдоль зон разломов на поверхность фундамента в ряде случаев оказываются выведенными породы нижнего структурного этажа, слагающие небольшие гранулитовые блоки (Минский, Плещеницкий и др.). На площади Центральнобелорусского прогиба широко проявился раннепротерозойский гранитоидный магматизм, свойственный орогенному и платформенному режимам континентальной стадии развития земной коры. Это указывает на то, что по сравнению с окаймляющими его структурами прогиб прошел наиболее полный путь формирования континентальной коры. Это подтверждается и данными о глубинном строении земной коры Белоруссии и, в частности, наблюдающимся увеличением в пределах Центральнобелорусского прогиба мощности гранитного слоя до 22 км, в то время как его мощность в гранулитовом поясе составляет всего 10—14 км [16, 24].

Таким образом, для кристаллического фундамента Белоруссии, как и для фундамента других древних платформ, устанавливается отчетливая стадийность формирования, выражающаяся в смене протоокеанической стадии сначала переходной, а затем континентальной, и в прогрессивном преобразовании первоначальной протоокеанической коры в зрелую кору континентального типа. На первых стадиях становления континентальной коры были сформированы главные структурные элементы фундамента: Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский гранулитовый массив и Центральнобелорусский прогиб. Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс является крупнейшей структурой

линейного типа в фундаменте западной части Восточно-Европейской платформы, унаследованно развившейся на месте раннеархейского протеофиолитового пояса. Пространственное положение его отчетливо фиксируется широкой и выдержанной зоной линейных преимущественно положительных магнитных и гравитационных аномалий. Другой тип аномальных геофизических полей (поля мозаичного типа), характерный для древних платформ и отражающий, как считалось, раннеархейские консолидированные массивы, соответствует областям гетерогенного строения, включающим как древние гранулитовые массивы, фрагменты раннеархейских «плит», так и более молодые складчатые системы, аналогичные Центральнорусскому верхнеархейскому прогибу.

#### Литература

1. Аксаментова Н. В., Архипова А. А., Кошевенко М. К., Гайденов И. В. Вещественный состав пород гнейсового комплекса кристаллического фундамента Припятского прогиба и их первичная природа.— Докл. АН БССР, 1977, т. 21, № 7, с. 618—621.
2. Аксаментова Н. В., Гайденов И. В., Архипова А. А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Белорусского массива и их структурное положение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 35—47.
3. Богданова С. В., Гафаров Р. А. Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности становления континентальной коры в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 71—108.
4. Бондаренко Б. В. Складчатые дислокации докембрия Белорусской ССР по геофизическим и геологическим данным.— Докл. АН БССР, 1958, т. 2, № 6, с. 253—256.
5. Бондаренко Б. В. Корреляционная геолого-геофизическая модель тектонических комплексов докембрия Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1972, т. 16, № 4, с. 348—351.
6. Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 56—67.
7. Данкевич И. В., Михненко М. Н. Тектоническое районирование фундамента западной части Русской плиты.— Докл. АН БССР, 1975, т. 19, № 12, с. 1123—1126.
8. Дедеев В. А., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П., Даглайский В. Б., Масленников В. А., Шустова Л. Е. Геологическое строение и развитие раннедокембрийского фундамента Русской плиты.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.: Недра, 1976.
9. Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
10. Доминиковский Г. Г., Медушевская И. А. К истории геологического развития кристаллического фундамента западного региона Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН БССР, 1973, т. 17, № 2, с. 167—170.
11. Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967.
12. Запольнов А. К., Кратц К. О. Тектоническое районирование фундамента.— В кн.: Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979.
13. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 3—23.
14. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
15. Махнач А. С., Доминиковский Г. Г., Пасюкевич В. И. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974. 144 с.
16. Михненко М. И., Данкевич И. В., Моисеев Е. И. Особенности геологического строения северо-западной части Белорусского кристаллического массива в связи с поисками богатых железных руд.— В кн.: Вопросы геологии и поисков рудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 36—45.
17. Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1971. 83 с.
18. Пап А. М. Геология докембрия Белоруссии: Доклады советских геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10. М.: Недра, 1964, с. 88—95.
19. Пап А. М. Очерк стратиграфии докембрия Белоруссии.— Докл. АН БССР. Сер. геол., 1971, т. 201, № 4, с. 923—926.
20. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
21. Рынк С. И. Структура и возраст докембрийского основания территории Белоруссии в свете магнитометрических данных.— Изв. АН БССР. 1953, № 5, с. 149—160.
22. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Труды Всесоюз. н.-и. ин-та геофизич. методов разведки (ВНИГеофизика). М.: Гостехиздат, 1958. 244 с.
23. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
24. Хотько Ж. П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Минск: Наука и техника, 1974. 93 с.

УДК 551.242.31 (571.53)

ДОБРЖИНЕЦКАЯ Л. Ф.

**СУЩЕСТВУЕТ ЛИ ПОЛНЫЙ РАЗРЕЗ  
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ  
В СЕВЕРНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ?**

Пересмотрены представления о присутствии в Северном Прибайкалье в устье р. Слюдянки полного непрерывного разреза пород офиолитовой ассоциации, который до сих пор, по литературным данным, являлся единственным ненарушенным разрезом офиолитовой триады в Байкало-Витимском (Муйском) зеленокаменном поясе раннего протерозоя. Геологические и структурно-петрографические исследования показали, что толща полосчатых амфиболитов, залегающая гипсометрически выше габброидов, оказалась не вулканической частью офиолитового разреза, а бластомилонитизированными габброидами, сформировавшимися в области тектонического контакта. Ультрасосновые породы, рассматриваемые ранее как реликты ультрамафической части офиолитового разреза, формационно едины с габброидами и по особенностям химизма сопоставимы с комплексом слоистого габбро типовых офиолитовых ассоциаций континентов. Таким образом, вместо полного непрерывного разреза пород офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье присутствует, по крайней мере, лишь один ее член — комплекс слоистого габбро.

Проблема офиолитовых комплексов, представленных закономерными сочетаниями гипербазитов, габбро, дайкового комплекса и базальтов, широко обсуждается в геологической литературе. Особенно много данных получено по развитию пород офиолитовой ассоциации в фанерозойских областях. Установлены полные стратифицированные разрезы, нижние части которых представлены метаморфизованными и многократно деформированными гипербазитами, средние — расчлененными габброидами и пироксенитами, а верхние — базальтовыми вулканитами и глубоководными осадочными отложениями. По мере углубления знаний о пространственном размещении этих комплексов стало известно также, что находки таких полных разрезов в ненарушенном состоянии достаточно редки даже среди фанерозойских образований. В связи с этим особое внимание вызывают сообщения о присутствии непрерывных стратифицированных разрезов офиолитовой ассоциации в глубоком докембрии.

В серии статей по Байкало-Витимскому зеленокаменному поясу раннего протерозоя Восточной Сибири неоднократно сообщалось о присутствии полного стратифицированного разреза пород офиолитовой ассоциации, установленного в районе устья р. Слюдянки в Северном Прибайкалье [1—3]. Учитывая, что по данным мировой литературы для докембрия почти нет сведений о химически взаимосвязанной серии гипербазитов, слоистого габбро и базальтов, мы обратились к этому единственному полному разрезу пород офиолитовой серии Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.

По данным К. А. Клитина и соавторов [1—3], нижние части офиолитовой ассоциации расположены вдоль побережья оз. Байкал (мыс Тонкий, Онокочанский залив, о. Богучан) и представлены глубокополосчатыми пятнистыми габброидами, среди которых преобладают габбро-нориты, оливниновое габбро, содержащие реликты ультраосновных пород. Этот комплекс габброидов рассматривается авторами как продукт метасоматической переработки первично ультрабазитового субстрата, участки которого установлены в береговых обнажениях Тонкого мыса. Полосчатые габброиды постепенно сменяются толщей амфиболитов, представленной полосчатыми амфиболсодержащими гнейсами и сланцами, которые при картировании территории были выделены в составе так называемой нюрундуканской свиты. Вверх по разрезу нюрундуканская

свита сменяется гранатосодержащими амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, которые слагают нижние части разреза следующей, харгитуйской свиты. Комплекс метаморфических пород нюрндуканской и нижней части харгитуйской свит, венчающий разрез офиолитовой ассоциации, рассматривался как серия вулканогенных образований основного состава.

Судя по описанию, здесь как будто действительно в ненарушенном состоянии вскрывается разрез, сопоставимый с разрезами фанерозойских стратифицированных офиолитовых серий. Однако результаты наших исследований показали, что в Северном Прибайкалье такого разреза нет: амфиболиты, которые принимались за метаморфизованные базальты (нюрндуканская и нижняя часть харгитуйской свиты), оказались габброидами, переработанными в области тектонического контакта. Собственно габброидная часть этого «офиолитового разреза» вместе с ультрабазитами Тонкого мыса представляет собой расслоенную серию, сопоставимую со слоистыми габброидными кумулятами типовых офиолитовых ассоциаций континентов. Таким образом, в Северном Прибайкалье вместо полного непрерывного разреза стратифицированной офиолитовой серии, присутствует лишь ее фрагмент — комплекс кумулятивного слоистого габбро.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРОИДОВ И ОКРУЖАЮЩИХ КОМПЛЕКСОВ

Полоса габброидов (6×25 км), выходы которой сосредоточены на северо-западном побережье оз. Байкал в устье р. Слюдянки (рис. 1), представляет собой фрагмент интрузивного тела, которое здесь будет называться Слюдянским габброидным массивом. Конфигурация массива неизвестна, так как его северо-восточная часть перекрыта дельтовыми отложениями р. Тыи, юго-западное окончание погребено русловыми отложениями р. Рель, а юго-восточный контакт скрыт водами Байкала. С северо-запада на габброиды надвинуты породы осадочно-вулканогенного комплекса тыйской свиты нижнего протерозоя (рис. 1, Б). Осадочно-вулканогенный комплекс здесь представлен карбонатными породами, сланцами, олигомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и дацитами, метаморфизованными и частично гранитизированными в эпидот-амфиболитовой фации. В приконтактной зоне породы этого комплекса насыщены линзами ортоамфиболитов, представляющих собой тектонические фрагменты переработанных габброидов. Северо-западный контакт Слюдянского массива представляет собой мощную зону полосчатых амфиболитов (ширина выхода около 1,5 км), протянувшуюся в северо-восточном направлении параллельно надвику.

Породы массива метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и частично гранитизированы. Большая часть его обнаженной площади представлена амфиболитизированными габброидами неясно полосчатого строения, сохранившими массивную текстуру. Эти породы слагают нижние части горной гряды, расположенной у Слюдянских озер, и группу горных гряд на левобережье р. Слюдянки. Менее метаморфизованные разновидности обнажены на Тонком мысу, в районе Онокочанского залива и на о. Богучан. Здесь преобладают собственно габбро, габбро-нориты, габбро-пегматиты. Троктолиты и пироксениты развиты в подчиненном количестве. Пространственное положение этих разновидностей установить невозможно из-за неравномерной обнаженности, кроме того, зоны контактов, как правило, залечены метаморфогенными гранитами или интенсивно амфиболитизированы и хлоритизированы.

Среди менее метаморфизованных габброидов обычны такие первичные ассоциации минералов: оливин+пироксен+плаггиоклаз (>70% An) + шпинель ± рудный; пироксен+плаггиоклаз (>70% An) ± шпинель. Характерны биминеральные венцовые структуры: оливин→моноклинный пироксен; оливин→ромбический пироксен; рудный→моноклинный пироксен; рудный→шпинель, которые находятся в равновесии с высокоосновным плаггиоклазом, содержащим комплексные двойники магматиче-

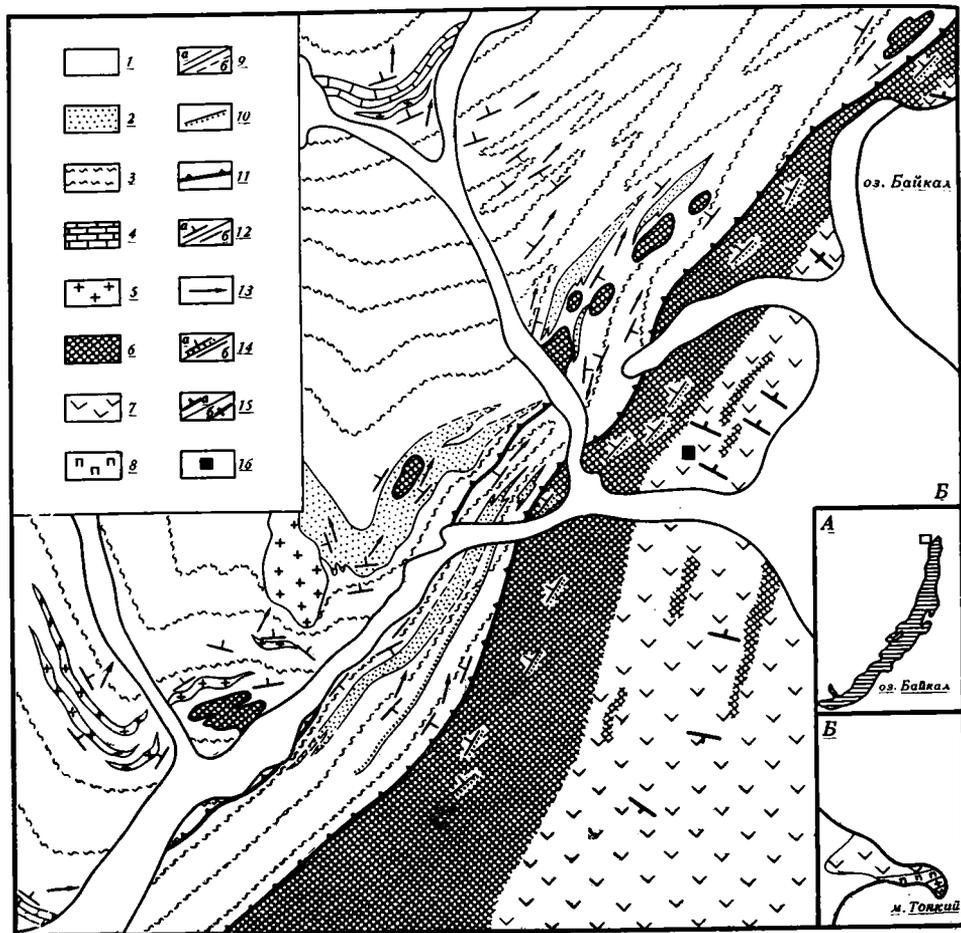


Рис. 1. А. Местонахождение района работ (белый квадрат).

Б. Геологическая карта устья р. Слюдянки (Северное Прибайкалье) 1— речные отложения; 2—4— тийская свита нижнего протерозоя: 2— олигомиктовые метапесчаники, туфоесчаники, 3— кислые метавулканы (дациты, липариты) в переслаивании с гранат-эпидот-мусковит-биотитовыми, двуслюдяными сланцами; 4— карбонатные отложения; 5—8— интрузивные и палигенно-метасоматические образования нижнего протерозоя: 5— метаморфозные гранат-биотит-мусковитовые граниты и гранито-гнейсы, 6— полосчатые амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы первично габброидной природы, 7— неяснополосчатое метагаббро массивного строения, метагаббро-нориты, метагаббро-пегматиты, троктолиты, 8— метаморфизованные пироксениты 9—15— структурные элементы: 9— границы геологических тел: а— установленные, б— предполагаемые, 10— вертикальные разрывы, сопровождающиеся катаклизмом, 11— надвиги (черными треугольниками указано направление движения плоскости сместителя), 12— ориентировка слоистости, углы падения: а— 5—45°, б— 45—80°, 13— ориентировка шарниров мелких складок, углы падения: 0—30°, 14— ориентировка метаморфической полосчатости и blastomylonitовой сланцеватости, углы падения: а— 5—25°, б— 45—80°, 15— ориентировка первично магматической полосчатости: а— наклонная, углы падения 40—80°, б— вертикальная, 16— местоположение детального участка № 1. В— Геологическая схема участка Тонкий мыс (условные знаки те же, что на рис. Б)

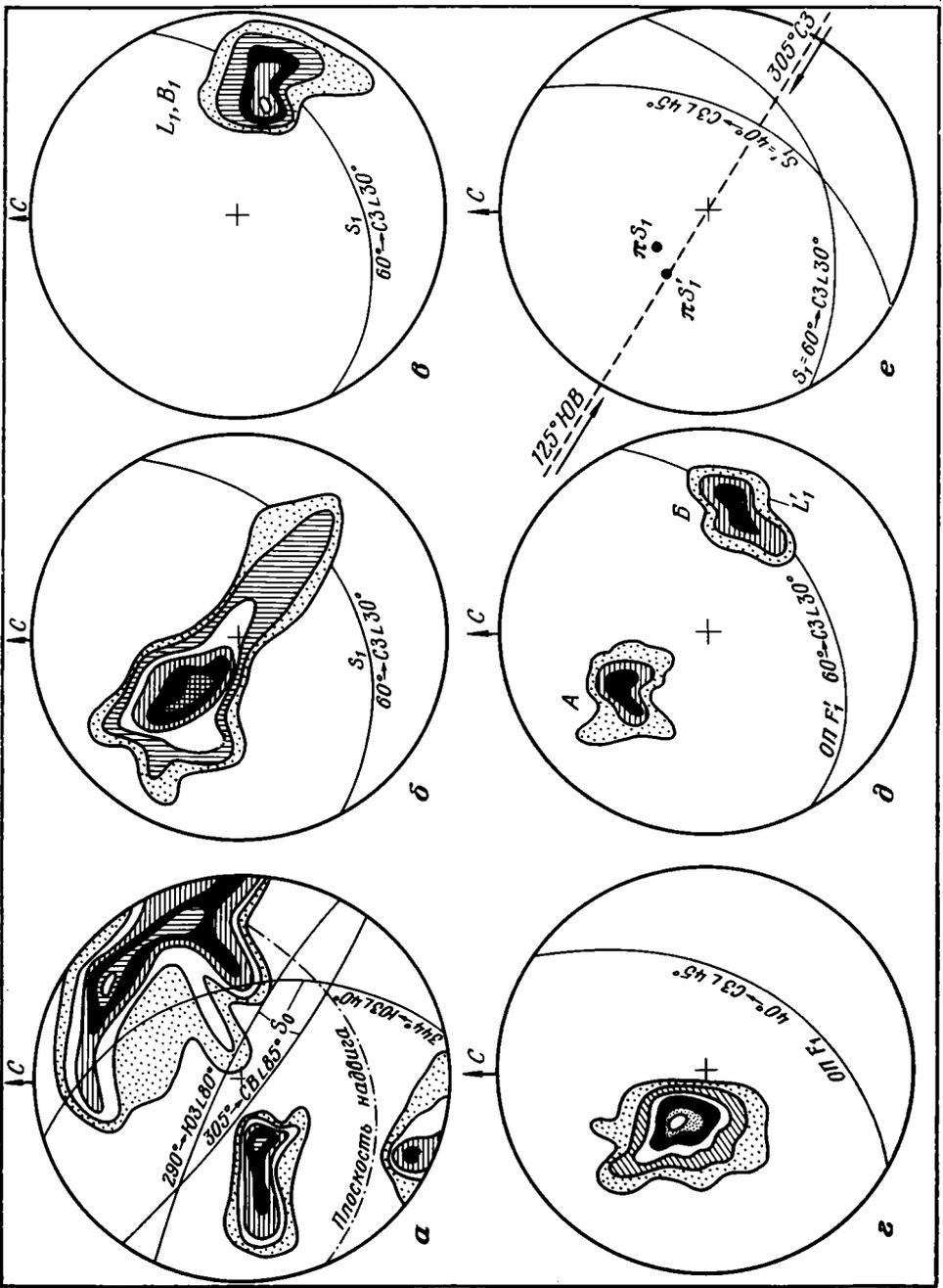
ской природы. Появление полиминеральных венцов: ромбический пироксен→куммингтонит→бурая обыкновенная роговая обманка→сине-зеленая обыкновенная роговая обманка→актинолит+тремолит, свидетельствует, по-видимому, о постмагматических процессах. Следы регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации устанавливаются в этих породах по развитию тонкоиглольчатых сплетений сине-зеленой обыкновенной роговой обманки внутри пироксеновых оторочек, а также по замещению высокоосновных плагиоклазов олигоклазом, которое сопровождается появлением эпидота.

При переходе в более метаморфизованные части габброидного массива прослеживаются только реликты отдельных первично магматических минералов: пироксены почти полностью замещаются сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой, высокоосновные плагиоклазы приобретают зональное строение, раскисляясь до олигоклаза. Появляются эпидот, железистый гранат, магнетит. Текстура амфиболитов габбро при этом остается массивной с элементами неясно выраженной полосчатости ( $S_0$ ), которая определяется чередованием лейкократовых и меланократовых компонентов. Переходы между лейкократовой и меланократовой составляющей четкие, но постепенные, упорядоченность минералов отсутствует. Ширина полос варьирует от первых десятков сантиметров до первых метров, выдержанность по простиранию незначительная. Присутствие реликтов пироксенов и высокоосновных плагиоклазов с комплексными двойниками и в меланократовых и в лейкократовых полосах позволяет предполагать, что эта текстура отражает скорее всего первично магматическую расслоенность массива на собственно габброидную и габбро-анортзитовую составляющую. В целом полосчатость сохраняет общее северо-западное простирание при крутых падениях на юго-запад и северо-восток (рис. 2, а) и ориентирована, таким образом, субперпендикулярно надвику.

Внутри габброидного массива, параллельно надвику, развиты узкие линейные зоны амфиболовых гнейсов и сланцев, представляющих собой бластомилониты по габбро (рис. 3; рис. 4, а). Зоны бластомилонитов распределены в целом неравномерно. В глубине массива их мощность и протяженность варьируют от первых сантиметров до десятков метров, а по мере приближения к зоне надвига резко возрастают, и здесь появляется мощная толща полосчатых амфиболитов. Эти полосчатые амфиболиты и рассматривались прежде как продукты метаморфизма основных эффузивов. Остановимся подробно на их характеристике.

Структура амфиболитов на всем их протяжении постоянна: монотонная полосчатость, представленная чередованием амфиболовых гнейсов и сланцев с биотит-амфиболовыми и гранат-амфиболовыми гнейсами, а в зоне гранитизации — биотит-амфиболовыми полосчатыми мигматитами, падает на северо-запад под углом  $30-60^\circ$  (рис. 2, б). В поле развития этих пород встречаются небольшие линзы массивных амфиболитов (рис. 3, 1), сохранивших следы апогабброидных структур, облекаемые кристаллизационной сланцеватостью ( $S_1$ ) и полосчатостью. Повсеместно развита минеральная линейность  $L_1$ , выраженная удлинением агрегатных скоплений сине-зеленой обыкновенной роговой обманки и эпидота, среднее направление погружения которой составляет  $335^\circ \text{ СЗ} < 40^\circ$  (рис. 2, в). На фоне этой монотонно-полосчатой толщи встречаются также замки сжатых складок ( $F_1$ ), которые как бы «запечатаны» в окружающей их сланцеватой и полосчатой матрице. В то же время эти складки деформируют кристаллизационную сланцеватость —  $S_1$ , выраженную в ориентировке сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота и биотита. Этими же минералами создана сланцеватая текстура —  $S_1$  всей толщи полосчатых амфиболитов. Минеральная линейность агрегатной роговой обманки и эпидота, параллельная шарнирам складок, указывает на синметаморфическую природу этих структур. С другой стороны, двойственная структурная позиция кристаллизационной сланцеватости —  $S_1$  (складки деформируют  $S_1$ , в то время как серия замков этих же складок как бы срезана той же сланцеватостью и изолирована внутри нее в виде небольших линзовидных участков) позволяет считать, что складчатость не охватывала всю толщу полосчатых амфиболитов, а развивалась в ней фрагментарно. Ориентировка шарниров складок —  $F_1$  и их осевых поверхностей совпадает с общей ориентировкой минеральной линейности —  $L_1$  и сланцеватости  $S_1$  соответственно на всей площади развития толщи амфиболитов (см. рис. 2, б—г).

Основные породообразующие минералы полосчатых амфиболитов, представленные равновесной ассоциацией: сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз ( $< 300 \text{ An}$ ) + эпидот ± гранат ± магнетит,



свидетельствуют о кристаллизации этих пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Реакции гранитизации устанавливаются по замещению синезеленой обыкновенной роговой обманки биотитом и сопровождаются появлением калишпат-кварцевой ассоциации. Зеленосланцевые изменения амфиболитов выражены в замещении синезеленой обыкновенной роговой обманки и биотита хлоритом, олигоклаза — альбитом. Среди минералов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, слагающих амфиболиты, встречаются реликты высокоосновных плагиоклазов (65—70% An) с комплексными двойниками, а также пироксенов, сохранившихся в центральных частях зерен синезеленых обыкновенных роговых обманок.

Приведенные геологические и петрографические данные позволяют считать, что «толща» полосчатых амфиболитов не является членом стратифицированного офиолитового разреза, а представляет собой продукт преобразования габброидов в зоне надвига. Тектоническая природа полосчатых амфиболитов становится еще более очевидной при сравнении их с амфиболовыми гнейсами и сланцами, развитыми внутри узких зон бластомилонитов в центральной части обнаженной площади Слюдянского массива.

### СТРУКТУРА И КИНЕМАТИКА ОБРАЗОВАНИЯ ЗОН БЛАСТОМИЛОНИТОВ

При картировании установлено три морфологических типа бластомилонитовых макроструктур, которые отражают стадийность преобразования габброидов в амфиболовые гнейсы и сланцы: 1) зоны линзовидно-очковых структур; 2) зоны сдвига; 3) зоны локальной складчатости (см. рис. 3, I, II, III; рис. 4, а, г, з).

**1. Зоны линзовидно-очковых структур.** Эти зоны представлены серией линзоподобных, линзовидно-очковых включений массивного метагаббро, плавно облекаемых сланцеватостью амфиболовых гнейсов и (или) сланцев (см. рис. 3, I; рис. 4, а). Длинные оси линз составляют небольшой ( $<45^\circ$ ) угол с общим направлением зоны. Соотношения коротких ( $x$ ) и длинных ( $y$ ) осей линз составляют  $1/3$ — $1/5$ . Внутри линз часто сохраняются следы первично магматической полосчатости, ориентировка которой незначительно изменена по отношению к ее положению во всем массиве (см. рис. 4, в). Пространственное положение внутренней текстуры линз и их конфигурация позволяют реставрировать начало структурного преобразования габброидов как стадию заложения параллельных сколов в двух направлениях, контролируемых сдвиговой деформацией (см. рис. 4, а, б). Плавные очертания сколовых систем, вдоль которых формируются амфиболовые сланцы, облекающие участки массивного габбро, оттянутые и утоненные концы этих линз свидетельствуют о пластичности вещества в условиях продолжающейся сдвиговой деформации (рис. 4, в). Таким образом, в целом преобразование массивного габбро в амфиболовые сланцы осуществляется в две стадии: путем

Рис. 2. Диаграмма плоскостных и линейных структурных элементов Слюдянского габброидного массива. Все диаграммы построены на верхней полусфере стереографической проекции сетки Г. В. Вульфа

а — диаграмма полюсов первично магматической полосчатости  $S_0$ ; 92 замера; изолинии проведены через 1,07—2,1—3,2—4,3—5,4—7,5—9,7%; б — диаграмма полюсов метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости (синезеленая обыкновенная роговая обманка, эпидот, биотит) в толще полосчатых амфиболитов; 120 замеров; изолинии проведены через 0,8—1,6—2,5—3,3—4,1—5—7,5—11,6%; в — диаграмма ориентировки линейности (синезеленая обыкновенная роговая обманка, эпидот), шарниров локальных складок в толще полосчатых амфиболитов; 53 замера; изолинии проведены через 3—5—7—9—19%; г — диаграмма полюсов осевых плоскостей локальных складок  $F_1$ , развитых в толще полосчатых амфиболитов; 90 замеров; изолинии проведены через 2—4—6—8—10—12%; д — диаграмма полюсов осевых плоскостей (А) и шарниров складок —  $F_1'$  (Б) в зонах локальной складчатости, развитых в центральной части габброидного массива; по 70 замеров для каждого поля; изолинии в поле А и Б проведены через одинаковый интервал 2—6—10—14; е — положение линии, отражающей направление максимального сжатия при формировании зон сдвига, рассчитанное по соотношению сланцеватости  $S_1'$  внутри зон сдвига и положению границ этих зон —  $S_1$

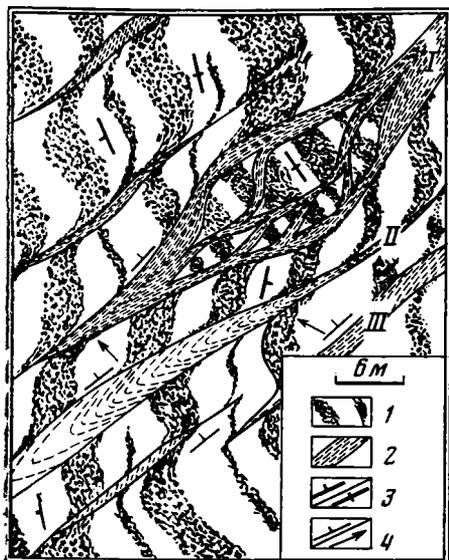


Рис. 3. Строение детального участка габброидов

1 — первично магматическая полосчатость массивного метагаббро, 2 — blastомилонитовая сланцеватость в амфиболсодержащих гнейсах и сланцах, 3 — ориентировка полосчатости: а — наклонная, угол падения 50—80°, б — вертикальная, 4 — ориентировка сланцеватости (а) и минеральной линейности (б), углы падения 20—30°; римскими цифрами обозначены типы структур: I — линзовидно-очковые зоны, II — зона локальной складчатости, III — зона пластического сдвига

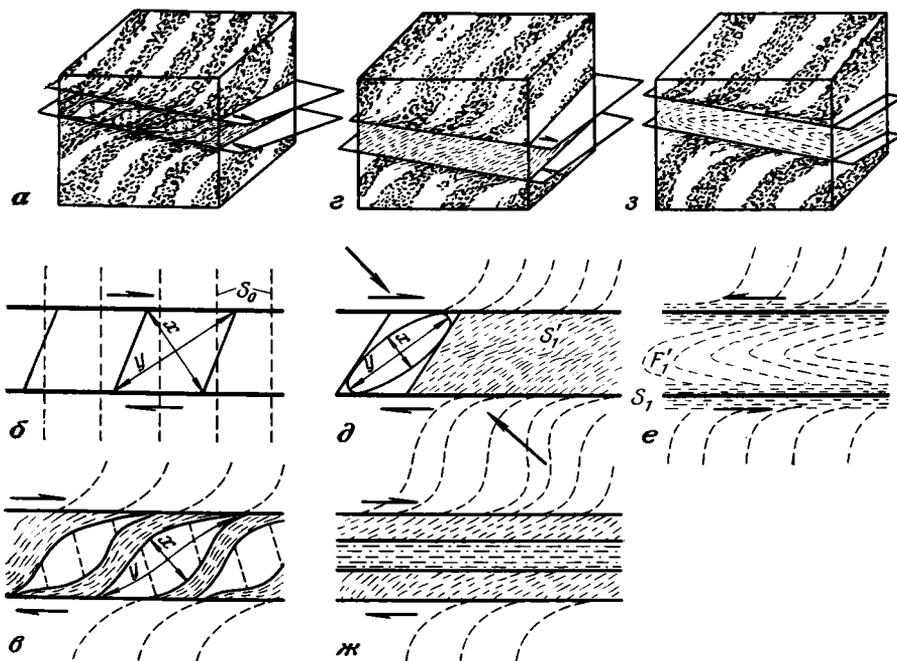


Рис. 4. Морфология и кинематика структур blastомилонитов

а — морфология линзовидно-очковых зон; б — в — кинематика образования зон линзовидно-очковых структур: б — стадия заложения сколовых систем в двух направлениях (стадия хрупкого разрушения породы); в — стадия пластической деформации, сопровождающаяся растяжением материала по оси  $y$  и сокращением по оси  $x$ ; г — морфология зон пластического сдвига, д — кинематическая модель зоны сдвига, ж — распределение участков хрупкой стадии деформации (после пунктирных линий с точками) и пластической (косые пунктирные линии) в зонах сдвига; з — морфология зон локальной складчатости; е — кинематика образования зон локальной складчатости

хрупкого разрушения породы (см. рис. 4, б) и последующей пластической деформации, сопровождающейся растяжением материала в направлении, перпендикулярном максимальному укорочению (см. рис. 4, в).

Рассмотрим микростроение линзовидных участков массивного габбро и облекающих их амфиболовых сланцев.

*Внутреннее строение линз.* В центральных частях линз сохраняются габбровые структуры, хотя первичный парагенезис (пироксен + основной плагиоклаз ± шпинель) почти полностью замещен вторичной ассоциацией метаморфогенных минералов эпидот-амфиболовой фации (сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + олигоклаз + эпидот ± гранат ± магнетит). В реликтах сохраняются пироксен, обрамленный венцами сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, и основной плагиоклаз (55—70% An) с комплексными двойниками. Основной фон составляют изометричные зерна новообразованной сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, мелкозернистые скопления олигоклаза и эпидота с рассеянным в виде пылевидных вкраплений магнетитом и крупные зерна граната. В краевых частях линз реликты пироксена не обнаружены, хотя основной плагиоклаз все еще продолжает существовать. На границе перехода от массивной части линзы в зону ее обрамления амфиболовыми сланцами намечается слабая упорядоченность сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, грануляция периферической части крупных изометричных зерен амфибола и плагиоклаза и обособление этой мелкозернистой фазы в лентовидные скопления.

*Строение межлинзовых промежутков.* Межлинзовые промежутки выполнены амфиболовыми сланцами тонкополосчатого строения, созданного чередованием нитевидных участков лейкократового и меланократового состава. На фоне этой быстро выклинивающейся по простиранию полосчатости в разных пропорциях концентрируются очковые обособления роговых обманок и плагиоклазов или их мелкозернистых агрегатов. В шлифах устанавливается кристаллобластическая структура мезостаза, зерна которого в 20—30 раз меньше фенокластов, неравномерно «плавающих» в этой матрице. Фенокласты представлены сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой с реликтами пироксена и плагиоклазом (60—70% An) с волнистым погасанием по периферии. Часть фенокластов характеризуется неравномерно угловатыми очертаниями, свидетельствующими о их катакластической природе. Другая часть фенокластов имеет форму уплощенных эллипсоидов, длинные оси которых S-образно изогнуты. Зарождающаяся сланцеватость мезостаза в таких случаях полностью повторяет их очертания.

Мезостаз состоит из мелкокристаллических необластов сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота и олигоклаза, на фоне которых встречаются такие же мелкие реликтовые зерна основных плагиоклазов, в то время как реликты пироксенов вообще отсутствуют. Таким образом, мезостаз представляет собой почти полностью перекристаллизованный мелкораздробленный субстрат, о первично габброидной природе которого свидетельствуют фенокласты основного плагиоклаза и реликтовые участки пироксена внутри отдельных фенокластов сине-зеленой обыкновенной роговой обманки.

Сопоставляя данные по макро- и микростроению зоны линзовидно-очковых blastомилонитов, нетрудно представить себе, что ранняя фаза хрупкого разрушения, протекавшая в условиях сдвига, обеспечила расчленение массивной породы на серию блоков, по периферии которых происходило дробление с образованием фенокластов и мезостаза. Затем в условиях пластической деформации, сопровождавшейся эпидот-амфиболитовым метаморфизмом, крупные блоки габброидов приобрели линзовидные очертания, испытав растяжение по оси *y* (см. рис. 4, б, в). В межлинзовых промежутках первично обломочная форма фенокластов была также трансформирована в эллипсоидальную с растяжением и одновременной перекристаллизацией по оси *y*. Мезостаз был почти полностью перекристаллизован и приобрел кристаллобластическую струк-

туру с элементами зарождающейся сланцеватости, выраженной в упорядоченной ориентировке сине-зеленой обыкновенной роговой обманки.

**2. Зоны сдвига.** Морфология этих зон представлена на рис. 3, III; рис. 4, г. Поперечная мощность их варьирует от 5—10 до 60—70 см, протяженность — от 0,5 до 20 м. Главной особенностью зон сдвига является наличие предпочтительной ориентировки метаморфогенных минералов, создающих сланцеватость ( $S_1'$ ), которая располагается в среднем под углом 45—30° к границе зоны —  $S_1$ . К середине зоны угол между сланцеватостью и границами зоны сдвига уменьшается, причем в этом же направлении возрастает степень ее совершенства (см. рис. 4, д). Габброидная полосчатость  $S_0$  в прилегающей к границам зоны сдвига области испытывает плавный подворот, в этом же направлении происходит постепенное упорядочение первоначально изометричных зерен роговой обманки, ведущее к появлению сланцеватой текстуры в массивном габбро. В центральной части зоны сдвига обнаруживается строение, свойственное blastsмилонитам: на фоне мелкозернистого мезостаз (сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + олигоклаз + эпидот ± ± гранат ± магнетит) присутствуют крупные эллипсоидные фенокласты сине-зеленой обыкновенной роговой обманки и основного плагиоклаза. Среди таких плагиоклазов встречаются фенокласты, перекристаллизованные в олигоклаз в области узких утоненных концов эллипсоидов, в то время как центральная часть и периферии утолщенной области этих эллипсоидов сохраняют более основной состав, соответствующий андезин-лабрадору. По периферии средних утолщенных участков эллипсоидальных плагиоклазов наблюдается волнистый изгиб двойников магматической природы. Как фенокласты, так и мезостаз центральной части зоны сдвига имеют гораздо большую упорядоченность ориентировки, чем минералы, развитые в области, прилегающей к ее границам.

Строение рассмотренной зоны позволяет считать, что ведущим механизмом ее формирования является пластическая сдвиговая деформация. Причем в центральной части зоны сдвига в области максимально высокой сдвиговой деформации происходит хрупкое разрушение породы, в то время как во внешних частях, прилегающих к границам сдвига, происходит лишь плавный подворот первично магматической полосчатости, сопровождающийся появлением сланцеватой структуры, полностью повторяющей очертания этих подворотов (см. рис. 4, ж). По-видимому, одновременно с этими явлениями в центральной части зоны сдвига происходит и перекристаллизация разрушенного габброидного субстрата, сопровождающаяся появлением упорядоченной плоскостной ориентировки новообразованных метаморфогенных минералов (сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота) согласно кинематической картине сдвига (см. рис. 4, г—ж). Другими словами, в центральной части зоны сдвига деформация осуществляется в две стадии, состоящие из хрупкой и пластической деформации (см. рис. 4, ж), в то время как по периферии, в областях, прилегающих к границам сдвига, происходит только пластическая деформация. Геометрия зоны сдвига позволяет реставрировать направление максимального сжатия, вызывающего появление этих структур. Согласно рис. 2, е и рис. 4, д, оно соответствует направлению 305° СЗ — 126° ЮВ при ориентировке зон сдвига —  $S_1$ : 60° СВ → СЗ ∠ 30°.

**3. Зоны линейной складчатости.** Морфология этих зон представлена на рис. 3, II; рис. 4, з. Серия замков тесно сжатых складок ( $F_1'$ ), не имеющих соседних сопряженных форм, заключена внутри зон сдвига. Эти складки деформируют blastsмилонитовую полосчатость и характеризуются резким увеличением мощности в замковой части по сравнению с таковой в области крыльев. Осевые поверхности складок параллельны границам зон сдвига; шарниры складок и параллельная им минеральная линейность, выраженная в ориентировке сине-зеленой обыкновенной роговой обманки и эпидота, погружаются на северо-запад 330° под углом 25—30°. Их средние значения хорошо увязываются с общим площадным распределением плоскостей границ зон сдвига (см. рис. 2, б, в, д).

микроскопические исследования показали, что в складки, заключенные внутри зон сдвига, смят субстрат, прошедший и стадию хрупкого разрушения и стадию пластической деформации, сопровождавшуюся перекристаллизацией в условиях эпидот-амфиболитовой фации. На фоне хорошо упорядоченных параллельно осевым плоскостям складок зерен спине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота и ленточек олигоклаза встречаются крупные фенокласты основного плагиоклаза эллипсоидной формы. Осевые соотношения этих плагиоклазов составляют  $\frac{1}{3}$ . Длинные оси ориентированы под углом  $45^\circ$  к осевой поверхности складки в направлении к области замка.

Поскольку эти складки заключены внутри зон сдвига, а кроме того, деформируют уже бластомилонитизированный габброидный субстрат можно предположить, что они сформировались в условиях продолжающейся сдвиговой деформации при смене направления перемещения вдоль границ зон сдвига на противоположный знак (см. рис. 4, e). В связи с этим можно считать, что зоны линейной складчатости являются одним из частных случаев последующего развития зон сдвига в условиях метаморфизма.

Суммируя все вышеизложенные данные по строению и кинематике развития бластомилонитовых структур, закартированных внутри Слюдянского габброидного массива, нетрудно заметить, что преобразование массивных габброидов в метаморфические амфиболовые гнейсы и сланцы происходит под контролем сдвиговой деформации в условиях регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Сравнительный анализ показывает, что почти все элементы рассмотренных бластомилонитовых структур присутствуют и в поле развития «толщи» полосчатых амфиболитов в виде отдельных фрагментов: линзы массивного метагаббро, сжатые замки локальных складок, «запечатанных» в сланцеватой матрице. Все это указывает на единую, вторичную динамометаморфическую природу всех этих пород, развитых по первично габброидному субстрату. Возникновение мощной «толщи» полосчатых амфиболитов в приконтактной зоне Слюдянского габброидного массива указывает, по-видимому, лишь на большие масштабы деформации в этой области.

### **ЯВЛЯЮТСЯ ЛИ ГАББРОИДЫ СЛЮДЯНСКОГО МАССИВА ПРЕДСТАВИТЕЛЯМИ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ?**

Теперь, когда установлена первично габброидная природа полосчатых амфиболитов, рассматриваемых ранее в качестве метавулканитов нюрндуханской и нижней части харгитуйской свит, из так называемого полного офиолитового разреза выпадает его верхний член. Как будет показано ниже, в районе устья р. Слюдянки отсутствуют также и те ультрабазиты, которые характерны для самой нижней части настоящих офиолитовых комплексов. Как выясняется, в данном районе получили развитие только полосчатые габброиды и пространственно ассоциирующие с ними ультраосновные породы, принадлежащие к единой расслоенной серии. Для того чтобы решить, является ли эта расслоенная серия представителем офиолитовой ассоциации, рассмотрим некоторые особенности химизма габброидов и ультрабазитов Слюдянского массива и сравним их с типовыми офиолитовыми комплексами континентов.

Известно, что слоистый комплекс кумулятивных габброидов офиолитовых ассоциаций континентов имеет широкий спектр и в полном наборе включает: кумулятивные пироксениты, дунит-пироксениты, слоистое габбро, лейкократовое габбро с простями анортозитов, тоналиты и плагиограниты. Слюдянский массив характеризуется неяснослоистым строением, выраженным в чередовании полос собственно габброидного состава и лейкократовой составляющей, близкой к анортозитовому габбро. Кроме того, присутствует габбро-норитовая часть, троктолиты и пироксениты. Наличие парагенезисов плагиоклаз + оливин + пироксен + шпинель свидетельствует о высоких температурах кристаллизации (не менее

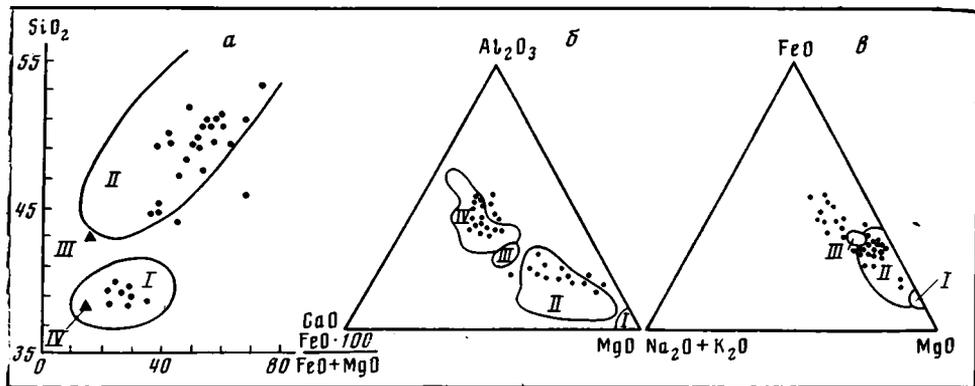


Рис. 5. Диаграммы сравнения особенностей химизма габброидов и пироксенитов Слюдянского массива с породами типовых офиолитовых ассоциаций континентов по Р. Г. Колману [4]: *a* — диаграмма  $\text{SiO}_2 : \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$  вес.%; *I*—*IV* — поля составов типовых офиолитовых ассоциаций континентов: *I* — поле кумулятивных пироксенитов слоистого комплекса, *II* — поле кумулятивных габброидов слоистого комплекса, *III* — поле метаморфических гарцбургитов; *IV* — поле метаморфических дунитов; *b* — диаграмма АСМ: *I* — поле метаморфических ультрабазитов (дунитов и гарцбургитов), *II* — поле кумулятивных пироксенитов слоистого комплекса, *III* — поле коматитов, *IV* — поле кумулятивного габбро слоистого комплекса; *в* — диаграмма АФМ: *I* — поле метаморфических ультрабазитов (дунитов и гарцбургитов), *II* — поле кумулятивного габбро и пироксенитов слоистого комплекса, *III* — коматиты. На всех диаграммах точками нанесены составы пород Слюдянского массива, химические анализы которых приведены в таблице. FeO на всех диаграммах представляет суммарное железо, где  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  переведено в FeO

1000°) этих пород, что весьма характерно для слоистых габброидов офиолитовых ассоциаций.

Сравнение соотношений  $\text{SiO}_2 : \frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MgO}}$  (рис. 5, *a*) показывает, что габброиды Слюдянского массива попадают в поле основных кумулятов слоистого габбро типовых офиолитовых ассоциаций (химические анализы приведены в таблице). Лишь несколько точек концентрируется в непосредственной близости от зоны поля. Ультраосновные породы Слюдянского массива попадают в центральную часть поля ультраосновных кумулятов типовых комплексов слоистого габбро. Именно эти ультраосновные породы рассматривались ранее как реликты ультрамафитов нижнего офиолитового слоя. Если бы они принадлежали к таковым, то следовало бы ожидать их попадание в поля треугольников *III* и *IV*, отражающие составы нижней ультрамафической части типовой офиолитовой ассоциации.

Анализ соотношений  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —Ca—MgO на диаграмме АСМ (рис. 5, *b*) указывает также на полную сходимость составов Слюдянских габброидов и ультрабазитов с составами комплексов основных и ультраосновных кумулятов слоистого габбро типовых офиолитов. Ни одна точка не приближается к полю *I*, отражающему на этой диаграмме составы ультрамафитов нижней части настоящей офиолитовой ассоциации.

Лишь на диаграмме АФМ (рис. 5, *в*) поле основных и ультраосновных пород Слюдянского массива частично перекрывает суммарное поле основных и ультраосновных кумулятов. Это несовпадение объясняется тем, что анализируемые породы обнаруживают изменение составов в сторону увеличения суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) за счет их частичной гранитизации.

Таким образом, сравнительный анализ некоторых особенностей химизма показывает, что габброиды и ультраосновные породы Слюдянского массива принадлежат к единой расслоенной серии, сопоставимой с кумулятивным комплексом слоистого габбро офиолитовых ассоциаций континентов. Кроме того, необходимо заметить, что за пределами закартированной нами территории, на северо-западном и восточном флангах

Химические анализы пород Слюдянского массива

№ п. п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	ппп
1	53,36	2,42	16,55	2,48	7,19	0,25	3,16	6,55	5,00	1,30	—	0,92	—	0,62
2	49,64	1,27	12,93	2,70	8,80	0,22	7,87	12,53	1,50	0,80	0,06	0,09	—	1,20
3	47,63	2,73	15,30	4,18	6,73	0,20	7,94	9,85	3,05	0,63	0,20	0,12	0,09	—
4	46,70	2,78	15,95	4,73	7,02	0,13	8,02	10,07	2,43	0,75	0,18	0,07	0,03	1,04
5	47,13	3,05	13,79	3,82	8,24	0,35	8,26	11,32	2,68	0,83	0,60	0,05	0,03	—
6	48,51	3,13	12,69	3,15	8,63	0,14	8,03	11,97	1,95	0,71	0,53	0,02	0,01	0,60
7	49,60	3,32	11,07	3,45	9,23	0,21	8,64	11,99	1,67	0,62	0,07	0,08	0,01	—
8	48,12	2,50	11,38	5,55	10,08	0,17	7,54	10,75	2,40	0,45	0,28	0,03	0,01	0,66
9	45,06	4,75	14,24	6,24	8,86	0,20	5,76	8,47	3,40	0,43	0,08	0,04	0,05	0,12
10	47,28	1,06	17,35	3,23	5,74	0,14	8,88	12,21	2,30	0,35	0,38	0,02	—	1,61
11	49,68	0,71	10,37	3,09	10,08	0,23	17,24	5,87	1,18	0,25	0,16	0,07	—	0,68
12	48,12	2,43	13,01	3,98	8,94	0,34	8,97	12,02	1,06	0,32	0,07	0,04	0,07	0,52
13	48,15	2,79	14,07	4,01	7,64	0,23	7,97	10,79	2,43	0,87	0,23	0,01	0,04	0,70
14	48,54	1,94	12,92	3,62	8,98	0,32	7,65	12,86	2,03	0,61	0,12	0,09	0,02	0,25
15	46,72	3,01	14,37	4,39	7,81	0,12	9,46	10,02	2,41	0,76	0,23	0,04	0,03	0,65
16	50,02	0,73	16,74	1,71	5,64	0,16	9,61	12,58	2,50	0,25	0,03	0,03	0,02	0,56
17	48,40	0,43	19,25	3,03	4,76	0,15	7,24	12,33	2,70	0,37	0,27	0,05	—	0,97
18	48,91	0,64	17,44	1,39	5,37	0,14	10,05	12,52	2,25	0,25	0,03	0,03	0,04	—
19	52,31	0,82	11,96	1,00	8,76	0,22	10,21	9,91	1,90	0,73	0,03	0,13	—	1,39
20	51,27	1,15	15,36	2,01	7,76	0,20	6,66	9,24	2,90	0,37	—	0,14	0,02	2,08
21	49,11	0,54	19,57	4,21	7,90	0,45	6,12	6,76	2,90	0,48	—	0,01	0,02	1,40
22	51,30	1,53	16,17	1,22	11,27	0,22	5,49	9,20	2,60	0,21	—	0,09	0,02	2,13
23	50,93	1,12	15,85	2,31	7,90	0,24	6,53	9,34	2,90	0,39	—	0,13	0,02	2,22
24	51,55	1,30	15,94	2,16	7,70	0,21	6,25	9,63	2,40	0,38	—	0,15	0,02	2,12
25	44,12	1,60	7,05	7,04	9,15	0,24	16,02	11,91	0,85	0,10	0,22	0,03	—	1,24
26	45,28	2,50	7,22	4,37	8,57	0,21	18,31	9,82	0,88	0,10	0,12	0,09	0,05	2,38
27	44,98	1,07	7,71	6,23	8,23	0,23	20,94	7,67	0,60	—	—	0,13	0,03	1,50
28	45,98	2,35	6,98	8,70	9,02	0,20	20,93	4,87	0,30	0,15	0,25	0,03	0,04	—
29	44,38	1,47	7,96	7,05	9,32	0,21	20,52	8,30	0,45	0,10	0,11	0,07	0,05	—
30	38,92	0,47	6,60	8,72	9,36	0,24	26,65	3,84	0,36	0,11	0,18	0,04	0,17	4,30
31	40,10	0,33	4,66	7,88	4,82	0,15	31,45	1,83	0,31	0,16	0,13	0,04	0,06	0,80
32	39,28	0,30	4,83	7,65	3,72	0,19	30,85	2,80	0,26	0,14	0,14	0,04	0,03	0,96
33	38,15	0,93	5,98	8,99	9,99	0,20	29,96	3,80	0,52	0,10	0,26	0,04	0,05	0,78

Примечание. 1—9 — габбро-нориты: 1—3 — данные В. П. Сафронова, 4—8 — данные автора, 9 — данные Л. Г. Трепалина; 10 — оливиновый габбро-норит, данные Д. В. Полферова; 11—15 — нориты: 11 — данные Л. Г. Трепалина, 12—15 — данные автора; 16—18 — оливиновое габбро: 16 — данные В. Н. Руденко, 17—18 — данные В. П. Сафронова; 19—24 — амфиболитизированное габбро: 19 — данные В. Н. Руденко, 20—24 — данные автора; 25—29 — пироксениты: 25—26 — данные Л. Г. Трепалина, 27 — данные В. П. Сафронова; 30 — оливинит, данные В. П. Сафронова; 31—33 — дуниты: 31—32 — данные В. П. Сафронова, 33 — данные автора

Байкало-Витимского зеленокаменного пояса развита мощная толща вулканитов (контрастно-дифференцированная базальт-риодацитовая серия), комагматичная габброидам Слюдянского массива. Нижний член офиолитовой ассоциации — метаморфические ультрабазиты (Парамский, Шаманский, Келянский и группа Молодежнинских массивов дунит-гарцбургитового состава) развита в восточной части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.

ВЫВОДЫ

Результаты наших исследований показывают, что в Северном Прибайкалье (северо-западная часть Байкало-Витимского зеленокаменного пояса) в устье р. Слюдянки непрерывный разрез пород офиолитовой ассоциации был выделен ошибочно. Толща полосчатых амфиболитов, объединяемая в нюрундуканскую и нижнюю часть харгитуйской свит, оказалась не вулканогенной частью офиолитового разреза, а blastomylonitized габброидами, сформировавшимися в области тектонического контакта. Нижний ультрабазитовый член предполагаемого офиолитового разреза здесь также отсутствует. Ультраосновные породы, рассматриваемые как реликты нижней ультрамафической серии, формационно едины с габброидами и по химизму сопоставимы с кумулятивным комплексом слоистого габбро типовых офиолитовых ассоциаций континентов. Таким образом, в Северном Прибайкалье, в устье р. Слюдянки

вместо полного набора пород офиолитовой ассоциации, слагающих непрерывный разрез, присутствует лишь один ее фрагмент — комплекс слоистого габбро.

#### Литература

1. *Клитин К. А., Павлова Т. Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 413—416.
2. *Клитин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В.* Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 1, с. 82—94.
3. *Клитин К. А.* Проблема «фундамента» Байкальской складчатой области.— В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. VII, с. 179—190.
4. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979, с. 262.

Институт физики  
Земли им. О. Ю. Шмидта  
АН СССР

Поступила в редакцию  
25.III.1981

УДК 551.242.52(4)

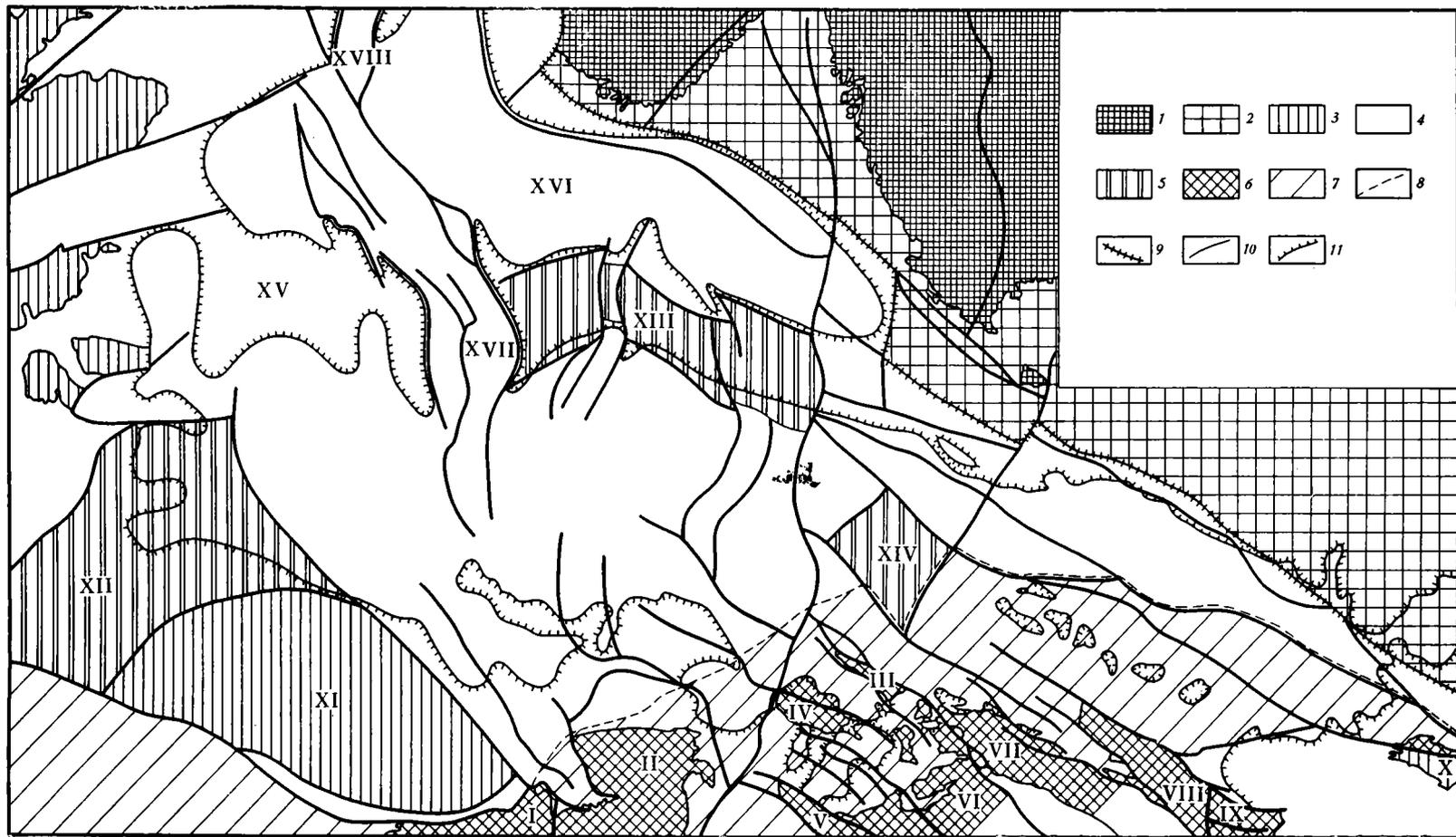
СОЛОВЬЕВ Б. А.

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА**

На основе обобщения и анализа литературных данных рассмотрена проблема тектонической приуроченности Среднеевропейского бассейна. Установлено, что он развит на гетерогенном палеозойском складчатом основании, каледонском на севере и варисцийском на юге, осложненном докембрийскими массивами. Сочленение варисцид с областями каледонской консолидации происходит в ряде районов с помощью впадин краевого прогиба. Установлено, что бассейн представляет собой депрессию, заложившуюся в нижнепермское время перед поясом варисцид и наложенную на структурные элементы более ранних этапов развития эпипалеозойской платформы. Имеющиеся данные позволили расшифровать палеоструктурные планы тектонических комплексов бассейна с выделением унаследованных и инверсионных структур.

**Проблема региональной тектонической приуроченности бассейна.** Среднеевропейский бассейн приурочен к крупной области длительных погружений, охватывающей Северное море, Польско-Германскую низменность и часть акватории Балтийского моря. До сих пор тектоническая принадлежность этой депрессии является дискуссионной. Обрамление Среднеевропейского бассейна слагается структурными элементами весьма различного возраста. На северо-востоке располагается Восточно-Европейская древняя (добайкальская) платформа, прослеженная скважинами вплоть до линии Тейсера — Торнквиста. На северо-западе рассматриваемый бассейн почти полностью замыкается Брито-Скандинавскими каледонидами. На небольшом участке побережья Восточной Англии Среднеевропейский бассейн ограничивается выступом докембрийского основания — Центральноанглийским поднятием (или поднятием Мидленда), отделяющим принадлежащие Атлантическому поясу британские и скандинавские каледониды от относящихся уже к периферии Средиземноморского пояса англобрабантских каледонид. Южное обрамление бассейна образуют приподнятые массивы варисцийских складчатых сооружений, из которых наиболее крупными являются Арденны, Рейнские сланцевые горы, Гарц, Рудные горы, Флехтинген, Лаузиц, Западные и Восточные Судеты, Предсудетский блок, Свентокшицкие горы (рис. 1). Выступы варисцийских складчатых сооружений характеризуются гетерогенным строением. Во многих случаях эти выступы или отдельные их части представляют собой нерегенерированные или переработанные в той или иной мере массивы более древней консолидации. Внутри Среднеевропейского бассейна породы фундамента вскрыты небольшим числом скважин вследствие погружения его на значительную глубину. В связи с этим проблема распространения разновозрастных складчатых образований, слагающих фундамент Среднеевропейского бассейна, до сих пор однозначно не решена. Тем не менее анализ фактических материалов позволяет утверждать, что Среднеевропейский бассейн развит на гетерогенном палеозойском складчатом основании, каледонском на севере и варисцийском на юге, осложненном докембрийскими массивами [2]. К числу таких массивов принадлежат Центральноанглийский, Рингкебинг-Фюн и гипотетический Восточно-Эльбский. Таким образом, Среднеевропейский бассейн представляет собой крупнейшую структуру молодой Западно-Европейской платформы.

Бассейн протягивается вдоль фронта варисцид и возникновение его и первые этапы формирования (силез — ранняя пермь) несомненно связаны с развитием последних [9]. В течение орогенной стадии (намюр — вестфаль) развития варисцийской геосинклинали перед воздымающимися



ся вариссийскими складчатыми сооружениями возникла система краевых впадин, где накопились осадки силеза мощностью до 4—5 км. В северном направлении, к поднятию Рингкебинг-Фюн, происходит постепенное сокращение мощности отложений силеза. Оформился Среднеевропейский бассейн в раннепермское время, когда он был заполнен соленосно-красноцветными молассоидными отложениями саксона мощностью более 1,5 км [7]. Таким образом, формирование Среднеевропейского бассейна происходило в первые этапы его развития в качестве компенсационной депрессии, сопряженной с поясом воздымающихся варисцид. В последующие этапы (поздняя пермь — кайнозой) развития бассейна в погружение втягивались более обширные территории, включая прилегающие части складчатых варисцид [3].

**Проблема выявления структуры поверхности фундамента и главных разломов.** Строение поверхности фундамента Среднеевропейского бассейна изучено сравнительно слабо, хотя он вскрыт в различных пунктах региона. Установлено, что кровля фундамента испытывает общее погружение от бортов бассейна к его внутренним частям, до глубин порядка 8—10 км, при этом южный и западный борта относительно пологие, а северо-восточный более крутой. Имеющиеся данные свидетельствуют о блоковом строении фундамента. Наиболее приподняты внутри бассейна блоки Рингкебинг-Фюн и Северо-Рюгенский. Кровля фундамента вскрыта в пределах первого на глубине 903 м (скв. Гламсберг), второго — около 700 м (скв. Рюген 5).

Наиболее полная информация о глубинах залегания поверхности фундамента Среднеевропейского бассейна получена в его южных прибрежных районах, где фундамент вскрыт значительным числом скважин [1, 3]. Установлено, что фундамент полого погружается от Рейнских Сланцевых гор в северо-восточном направлении: глубины залегания фундамента в скважине Хаустенбек 635 м, в скважине Хаммельн — 2090 м. Значительно более круто погружается он в северном направлении; скв. Мюнстерланд глубиной около 6 км не удалось вскрыть фундамент. Довольно значительны глубины залегания кровли фундамента в районах, прилегающих к складчатым сооружениям Флехтингена и Лаузица. Фундамент здесь вскрыт скв. Роксферде на глубине 2335 м и скв. Губен 2 на глубине 2497 м. К северу поверхность фундамента испытывает значительное погружение, до глубин 4450 м (скв. Пекензен 7) и более (скв. Ангермюнде 1 и Гранзее 2). Несколько севернее пробуренная скважина Пархим 1 глубиной 7030 м поверхности фундамента не достигла.

Трассирование большинства разломов фундамента условно, опирается в значительной мере на материалы, полученные в районах складчатого обрамления. В пределах выступов складчатых сооружений установлены региональные разломы трех основных простираний: северо-западного, или герцинского; север-северо-восточного, или рейнского; и северо-восточного, или рудногорского. Разломы герцинского простирания преобладают в восточной половине бассейна. Крупнейшие из них создают разломные ограничения бассейна. К их числу принадлежит: ли-

Рис. 1. Схема тектоники Среднеевропейского бассейна

1 — щиты; 2 — области погруженного залегания докембрийского фундамента; 3 — выступы каледонского фундамента или области его неглубокого залегания; 4 — области погруженного залегания каледонского фундамента; 5 — массивы, сложенные докембрийскими образованиями, частично переработанные каледонскими движениями; 6 — выступы вариссийского фундамента на поверхности или области его неглубокого залегания; 7 — области погруженного залегания вариссийского фундамента; 8 — северная граница вариссийской складчатости; 9 — тектонические швы; 10 — важнейшие тектонические нарушения; 11 — граница распространения отложений саксона. Важнейшие тектонические элементы: I — Арденны, II — Рейнские сланцевые горы, III — Флехтинген, IV — Гарц, V — Тюрингский лес, VI — Рудные горы, VII — Лаузиц, VIII — Предсудетский блок, IX — Восточные Судеты, X — Свентокшиские горы, XI — Англо-Брабантский массив, XII — Центральноанглийский массив, XIII — выступ Рингкебинг-Фюн, XIV — Восточно-Эльбский массив, XV — Среднесевероморское поднятие, XVI — Норвежско-Датский прогиб, XVII — Центральный грабен, XVIII — грабен Викинг

ния Тейсера — Торнквиста, представляющая собой тектонический шов, а также разломы, отделяющие приподнятые блоки варисцид от Средне-европейского бассейна. Линия Тейсера — Торнквиста представляет собой систему глубинных разломов довендского заложения, которые разделяют древнюю Восточно-Европейскую и молодую Западно-Европейскую платформы. Одним из наиболее значительных и протяженных разломов последней является линеамент Эльбы, прослеженный на расстоянии около 500 км от северо-западного окончания блока Флехтингена до южного края Рудных гор. Линеамент Эльбы ограничен тектоническими зонами рейнского простираения: на западе зоной Средиземное море — Мьезен и на востоке Мораво-Силезской. Амплитуды смещения в зоне линеамента достигают 2—3 км. Весьма крупный разлом северо-западного простираения выявлен на северном борту Средневропейского бассейна, на о. Рюген. Амплитуда разлома оценивается в 3—4 км.

Вторая главная система разломов, обладающая рейнским простираением, наиболее четко проявлена в области Верхнего Рейна. Здесь расположен Верхнерейнский грабен, относящийся к линеаменту Средиземное море — Мьезен. Амплитуды ограничивающих грабен разломов достигают 5 км на востоке и 3 км на западе. Предполагается, что названный линеамент пересекает весь Средневропейский бассейн.

Во внутренних районах бассейна существование разломов можно предполагать преимущественно по данным гравитационных и магнитных исследований. Наиболее обоснованными представляются разломы, ограничивающие гипотетический Восточно-Эльбский массив. Последний ограничен разломами герцинского и рудногорского простираений.

В акватории Северного моря присходит заметная смена простираений разломов: начинают преобладать разломы меридионального простираения. Такие разломы ограничивают грабены Центральный и Хорн. Смена герцинских простираений на меридиональные в акватории Северного моря обусловлена смыканием в этой части региона структур Средневропейского бассейна и североатлантического шельфа.

**Проблема выявления основных структур платформенного чехла.** В разрезе платформенного чехла Средневропейского бассейна присутствует довольно мощный (до 1,5 км) соленосный комплекс цехштейна, подвергшийся процессам соляного тектогенеза, что создало своеобразную тектоническую этажность осадочной толщи. Это своеобразие проявляется прежде всего в четко выраженной дисгармоничности структур, развитых в подстилающих и перекрывающих галокинетически активный соленосный комплекс. В связи с этим в разрезе платформенного чехла следует выделять три различно дислоцированных структурных комплекса: подсолевой, соленосный и надсолевой.

*Подсолевой структурный комплекс.* Строение подсолевого комплекса, особенно его нижних частей, в значительной мере определяется структурой фундамента. Для комплекса характерны резкие изменения мощностей и степени дислоцированности слагающих его отложений, широкое развитие в приразломных зонах наземного вулканизма центрального типа. В связи с тем, что фундамент Средневропейского бассейна имеет различный возраст, возникает проблема стратиграфического объема толщ, слагающих подсолевой этаж. Наиболее древние платформенные отложения могли формироваться над докембрийскими срединными массивами. Существование подобных осадков установлено пока лишь в пределах Центральноанглийского массива. В пределах каледонид платформенный чехол начинается породами нижнего девона, в пределах варисцид — силеза. Начинаясь разновозрастными образованиями, подсолевой комплекс Средневропейского бассейна повсеместно заканчивается отложениями саксона. Структура отложений подсолевого комплекса изучена недостаточно, особенно это касается его нижней девонско-динантской части. Сравнительно полно может быть охарактеризована структура силез-ротлигендесовых отложений. По распределению мощностей отложений силеза вдоль фронта варисцид намечается система палеовпадин, из которых наиболее глубокая Вестфальская. Из поднятий наи-

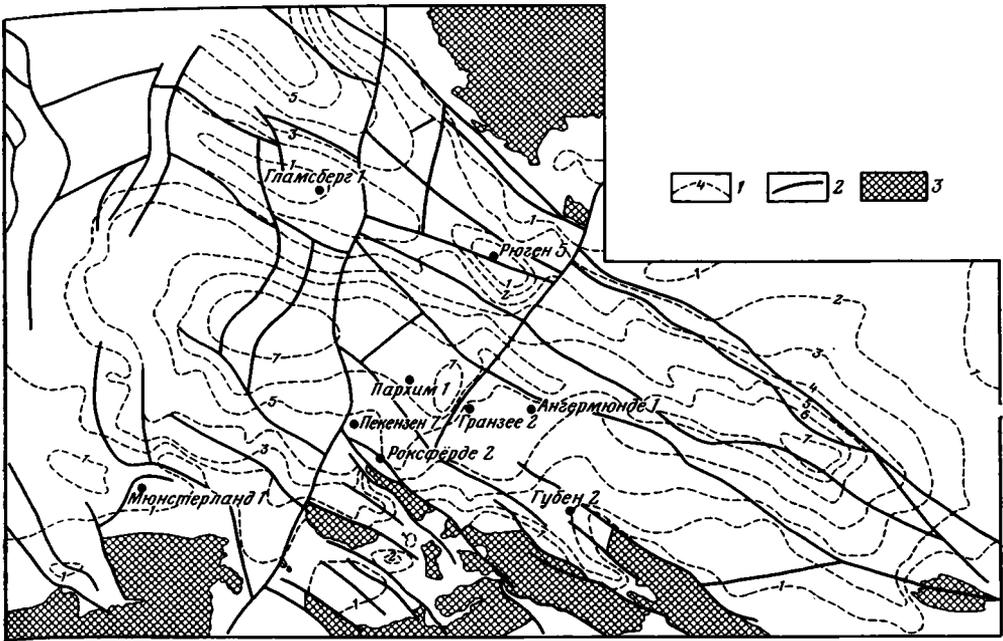


Рис. 2. Схема рельефа допермской поверхности восточной части Среднеевропейского бассейна. По К. Шмидту, Г. Катцунгу и Д. Франке [9] с уточнением положения разломов 1 — изолинии допермской поверхности (в км); 2 — разломы; 3 — выступы фундамента

более четко выражено Нидерландское. Определенное представление о современной структуре пород силеза дает карта рельефа его кровли [8], хотя она и является не стратиграфической, а размытой поверхностью (рис. 2). Кровля допермских отложений испытывает общее погружение к осевой зоне Среднеевропейского бассейна, где располагается цепочка прогибов преимущественно герцинского простираения. Южный борт бассейна осложнен отдельными выступами, наиболее крупным из которых является Альтмаркский. Вдоль северного борта бассейна располагается обширная приподнятая зона, оконтуриваемая изолинией —2000 м и включающая поднятие Рингкебинг-Фюн и зону погружения Балтийского щита. Указанная приподнятая зона отделяет Датский прогиб от осевой части Среднеевропейского бассейна. Некоторые крупные палеоэлементы (Вестфальская впадина, Нидерландское поднятие) по разным причинам (вследствие эрозионного характера границы или значительных перестроек структурных планов) по кровле допермских отложений не прослеживаются.

Наиболее полно и достоверно изучена структура нижнепермского комплекса, особенно красноцветов саксона. Последние залегают на отложениях силеза или более древних породах, либо подстилаются вулканогенным формационным комплексом отэна. Центры вулканической деятельности находятся в междуречье Везера и Эмса (мощность эффузивов до 200 м); в полосе, охватывающей острова Фемарн, Лолланд и побережье Балтийского моря (мощность эффузивов более 2000 м); в зоне, примыкающей к выходам складчатых вариссийских образований Гарца, Флехтингена (мощность эффузивов более 2000 м), а также Лаузица и Западных Судет (мощность эффузивов более 1000 м). Кроме указанного вулканыта отэна встречены на склонах поднятия Рингкебинг-Фюн, в акватории Северного моря. Излияния отэнских эффузивов, несомненно, связаны с чрезвычайно активной к завершению вариссийского орогенеза разломной тектоникой, особенно в обрамлении Восточно-Эльбского массива. Решение проблемы приуроченности столь мощных излияний эффузивов к территории, примыкающей к массиву, следует искать, очевидно, в особенностях тектонического положения этого райо-

на в системе варисцид. Здесь происходит резкая смена простираний варисцидских складок с северо-восточного на юго-восточное. В зоне смены простираний находится относительно стабильный блок, по периферии которого, очевидно, и возникли ослабленные зоны, послужившие путями подъема лав к поверхности. С вулканогенными отложениями связаны субвулканические интрузии (силлы, некки), образующие тела мощностью до 200 м, залегающие в породах силеза. Роль осадочных пород отэна вне приподнятых частей варисцидского пояса незначительна [6].

Залегающая над образованиями отэна красноцветная молассоидная, частично соленосная толща саксона достигает мощности 1500 м, а возможно, и более. В большинстве случаев палеоструктура толщи находит отражение в современном структурном плане. По отложениям саксона Среднеевропейский бассейн представляет собой субширотно ориентированную структуру: южный ее борт пологий, северный значительно круче. Ось прогиба смещена к северу. Область развития максимальной мощности саксона охватывает районы Немецкой бухты и Шлезвиг-Гольштейна, а также область Восточно-Эльбского массива. К северу от основной области прогиба, отделяясь от нее поднятиями Рингкебинг-Фюн и Среднесевероморским, располагается Северный пермский бассейн [5]. Отложения саксона, особенно нижние части разреза, представляют собой толщу, компенсирующую эрозионно-тектонические неровности подстилающего рельефа. Соответственно структурные элементы, осложняющие строение бассейна, формируются в саксоне как эрозионно-тектонические формы. К ним подлежат палеоподнятия: Среднесевероморское, Рингкебинг-Фюн, Восточно-Английское, Нидерландское, Хунте, Альтмаркское, Одербрухско-Волштынское, Шпрее—Найсе. В значительной мере указанные поднятия унаследованы от структур допермского комплекса. Наиболее четко палеовыступы фиксируются по распределению мощностей нижних горизонтов саксона, в сглаженной форме — по распределению мощностей средних горизонтов. Верхняя пачка саксона залегает плащеобразно, по распределению ее мощностей наличие крупных поднятий и прогибов не фиксируется. Это свидетельствует о том, что к концу саксона бассейн достиг относительного тектонического равновесия.

Современный региональный тектонический план отложений саксона может быть охарактеризован по структурной карте его кровли, отражающей внутреннюю структуру комплекса (рис. 3). Кровля отложений саксона испытывает погружение от прибортовых частей Среднеевропейского бассейна (200—500 м) к его внутренним районам (до глубин 6—7 км). Большинство из указанных выше палеоподнятий нашло отражение в современной структуре бассейна в виде крупных поперечных поднятий типа структурных носов. В то же время наиболее значительные палеоподнятия востока бассейна (Одербрухско-Волштынское и Шпрее—Найсе) в современной структуре отражения практически не получили. Здесь располагается Предсудетская моноклираль [4]. Характерно, что северный, более крутой борт бассейна, не осложнен крупными поднятиями и представляет собой моноклираль. В центральной части бассейна, оконтуривающейся изогипсой — 3500 м, выделяются зоны максимального погружения: Куяско-Поморская (с глубиной погружения более 6 км), Северо-Германская (кровля саксона ниже 7 км), Восточно-Английская в юго-восточной части акватории Северного моря (кровля саксона ниже 3,5 км) и Центральное-североморская между поднятиями Рингкебинг-Фюн и Среднесевероморским (кровля саксона ниже 6 км).

Данные о структуре Северного пермского бассейна практически отсутствуют. Имеются лишь сведения о том, что в северной части Ютландского полуострова глубина погружения кровли саксона превышает 6 км.

Наиболее сложным строением отложения саксона характеризуются в районах Шлезвиг-Гольштейна, где в разрезе принимают участие мощные пласты каменной соли, подвергшиеся процессам соляного тектогенеза.

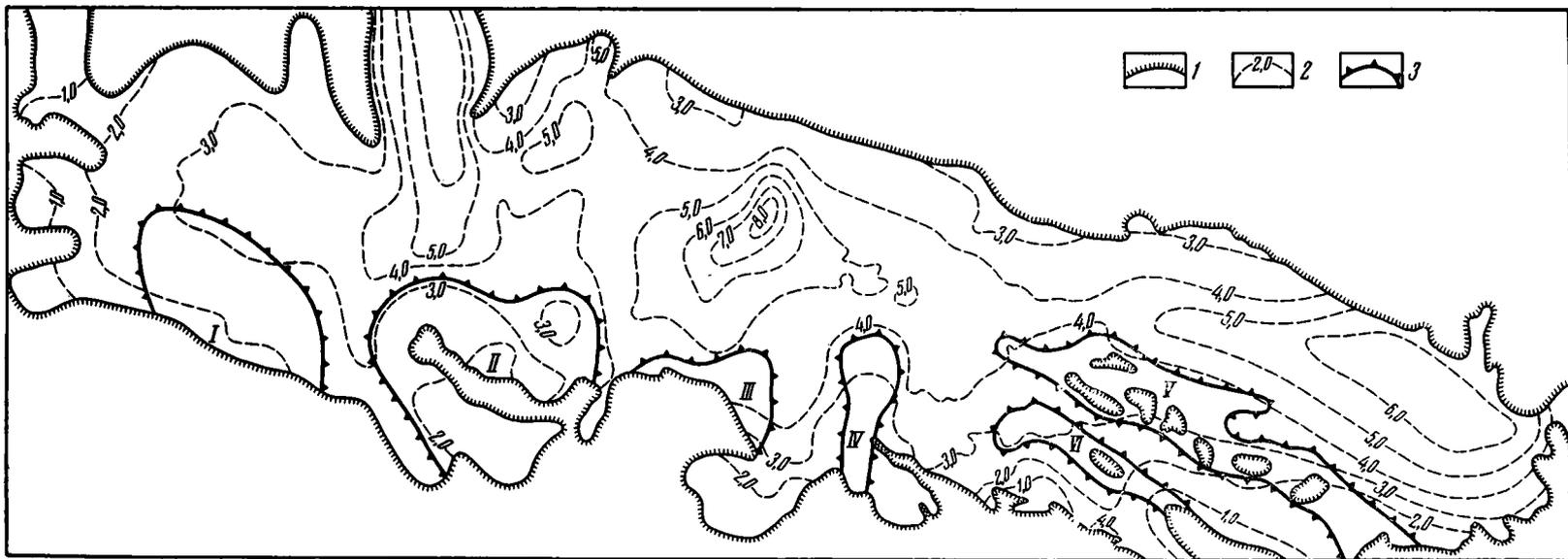


Рис. 3. Структурная схема по кровле отложений саксона Среднеевропейского бассейна. Составлена по материалам Х. Хетцера и др. [6]; Б. А. Соловьева и Т. С. Бандловой [10], С. П. Максимова, П. В. Анцупова и др. [5]  
 1 — граница распространения отложений саксона; 2 — изогипсы поверхности отложений саксона; 3 — важнейшие палеоподнятия: I — Восточно-Английское, II — Нидерландское, III — Хунте, IV — Альмаркское, V — Одербрухско-Волштынское, VI — Шпрее — Найсе

*Соленосный структурный комплекс.* В центральной части Средне-европейского бассейна соленосный комплекс залегает без следов существенного несогласия на отложениях саксона. В пределах бассейна обособляются области наиболее интенсивного погружения, разделенные областями замедленного погружения, из которых наиболее крупные поднятия — Рингкебинг-Фюн и Среднесевероморское. В наиболее прогнутых участках развиты мощные толщи соленосных отложений, достигавшие в первичном ненарушенном залегании, по оценкам большинства исследователей, до 1,5—2 км. В относительно приподнятых зонах распространены в значительной мере карбонатно-сульфатные и терригенные осадки.

Слагающая рассматриваемый структурный комплекс соленосная толща вследствие своей пластичности обусловила формирование многочисленных солянокупольных поднятий. В результате отмечается дисгармония в структуре подошвы и кровли соленосного комплекса. Первая осложнена пологими локальными поднятиями с амплитудой в несколько десятков—сотен метров, вторая характеризуется поднятиями амплитудой до нескольких тысяч метров. Наиболее интенсивное развитие солянокупольных структур отмечено в зонах наибольшего прогибания подсолевого ложа бассейна. Среди локальных солянокупольных поднятий выделяются различные морфологические типы структур. Ф. Трусхейм [10] выделил соляные подушки, соляные диапиры и соляные стены.

Мощность соленосного комплекса меняется в очень широких пределах и зависит от интенсивности соляного тектогенеза в том или ином районе. В краевых зонах она в общем выдерживается по площади, в центральной части бассейна изменяется от 4—5 км в ядрах солянокупольных поднятий до 100 м и менее в межкупольных зонах.

*Надсолевой структурный комплекс.* Мощность пород надсолевого комплекса в региональном плане меняется от первых сотен метров в прибортовых частях бассейна до 4—5 км, а возможно, и более в его центральной части.

Тектоническое строение мезозойской части надсолевого комплекса во внутренних районах бассейна предопределено деформациями соленосного комплекса цехштейна, обусловившими существование большого числа солянокупольных поднятий, разделенных межкупольными депрессиями. Отложения мезозоя в пределах сводовых и присводовых частей куполов характеризуется резко сокращенной мощностью (десятки—сотни метров), а иногда и полностью отсутствуют; в то же время в смежных межкупольных зонах мощность этого комплекса измеряется тысячами метров.

Для присводовых частей куполов характерны многочисленные несогласия в толще мезозойских отложений, некоторые из них прослеживаются в межкупольных зонах. Существование региональных перерывов позволяет выделить в составе надсолевого комплекса Среднеевропейского бассейна триасово-юрский, нижнемеловой (доальбский) и верхнемеловой (включая альб) и третичный структурные ярусы. Границы между ярусами в пределах бассейна скользящие: местами они опускаются, в других участках поднимаются вверх по разрезу.

В региональном плане породы надсолевого мезозоя образуют крупные поднятия и прогибы. При этом для каждого из структурных ярусов мезозойской части разреза характерен самостоятельный структурный план. Выявление крупных структурных элементов представляет значительные трудности вследствие влияния соляной тектоники, искажающей региональный тектонический план. Несмотря на это, основные элементы региональной структуры надсолевого комплекса Среднеевропейского бассейна, по-видимому, выявлены. Следует указать, что проблема выделения региональных структур надсолевого комплекса солянокупольных бассейнов принадлежит к числу наиболее труднорешаемых тектонических проблем. Как показывают фактические материалы, возможность решения этой проблемы в значительной мере определяется соотношением поднимающихся масс солей с перекрывающими их массами надсолевых отложений. Для Среднеевропейского бассейна соотношение

площади соляных куполов и межкупольных пространств на докайнозойской поверхности в среднем может быть оценено 30:70, т. е. лишь не более  $\frac{1}{3}$  площади бассейна занято соляными куполами. Это позволяет при тектоническом анализе выявить региональный структурный план, сняв локальное влияние солянокупольной тектоники.

Региональный структурный план отложений триаса менее других искажен процессами соляного тектогенеза. Анализ мощностей свидетельствует о том, что строение пород триаса в целом наследует структуру пермского плана, что говорит о сохранении общей направленности тектонических движений. Прогибы, выполненные мощными толщами нижнетриасовых отложений (до 1—1,2 км), выявлены в зонах глубокого погружения подсолевого ложа Поморско-Куявской, Северо-Германской (включая южную часть акватории Северного моря) и Датской. Последние разделены поднятием Рингкебинг-Фюн и Среднесевероморским. В южной прибортовой зоне по отложениям триаса установлены крупные субмеридионально ориентированные, поперечные по отношению к борту бассейна структуры: выступы — Нидерландский, Хунте, Альтмаркский и впадины Западно-Нидерландская, Эмса, Южно-Ганноверская, Тюрингская. Таким образом, в триасе получили наиболее четкое отражение структуры субмеридиональной ориентировки; одновременно же произошло заложение, частично по разломам, новых структурных элементов преимущественно субмеридионального простирания. Так, происходит усложнение строения выступа Рингкебинг-Фюн, который расщепляется грабеном Хорн; обособляются зоны ускоренного прогибания: грабен Викинг, впадины Норвежско-Датская и Соул-Пит.

При формировании юрских структур большое влияние оказали процессы соляного тектогенеза. Тем не менее выявленные области максимального прогибания характеризуют региональные палеоструктурные особенности юрских отложений. Анализ распределения мощностей юры позволил выявить прогибы, ограниченные в некоторых случаях разломами. К числу таких структур принадлежат трого: Гифхорнский, Гамбургский, Восточно-Гольштейнский (Брамштедт-Кильский), Западно-Гольштейнский (Хайде), Западно-Нидерландский, Соул-Пит, Норвежско-Датский, Викинг, Центральный. Наиболее четкие разломные ограничения характеризуют трого в акватории Северного моря: Центральный и Викинг. Значительные подвижки по разломам в юрское время обусловили появление эффузивов в Центральном грабене. В большинстве случаев названные трого представляют собой довольно узкие прогибы, сопряженные с соляными стенами или цепочками соляных куполов и выполнены преимущественно толщами лейаса и доггера мощностью до 1—1,5 км.

Сопряженность большинства трогов с линейными солянокупольными структурами свидетельствует об определенном влиянии на развитие прогибов соляного тектогенеза. В то же время удается выявить связь размещения этих прогибов с крупными элементами нижнего тектонического этажа. Гифхорнско-Гамбургский и Восточно-Гольштейнский трого имеют рейнское простирание и находятся в тектонической зоне Средиземное море — Мьезен. Грабены Центральное североморский и Викинг располагаются в осевой наиболее погруженной части акватории Северного моря, между подсолевыми поднятиями Рингкебинг-Фюн и Среднесевероморским. Пространственная связь юрских трогов с линейными тектонически подвижными зонами отражает, по-видимому, определенные генетические связи подсолевых и надсолевых структур.

Мальмский структурный план существенно отличен от структурного плана нижележащих комплексов. Значительная северная часть бассейна приподнята по отложениям мальма. Наиболее четкой новообразованной структурой является Нижнесаксонский бассейн, имеющий общее герцинское простирание и расположенный несколько севернее Рейнского массива. Бассейн ограничен с севера зоной относительного поднятия общего герцинского простирания, получившего наименование блока Пом-

пецкого. В мальмских прогибах развиты толщи преимущественно карбонатного состава мощностью до 1200—1500 м.

Юрские отложения несогласно перекрыты нижнемеловыми отложениями. До альба общий план развития крупных структур Среднеевропейского бассейна сходен с мальмским. Четко выражен Нижнесаксонский бассейн. Сравнительно неглубокий прогиб фиксируется в пределах Поморско-Куявской зоны. В акватории Северного моря в течение нижнего мела продолжается развитие грабенов **Центрального и Викинг**.

Для альба характерно общее погружение Среднеевропейского бассейна. В течение верхнего мела продолжается региональное прогибание. Накапливаются карбонатные толщи мощностью до 1 км и редко более. Выявление крупных структур позднемелового возраста представляет значительные трудности, так как локальные изменения мощностей (от первых десятков метров до 1,5 км), обусловленные соляной тектоникой, проявляются в гораздо более резкой форме, чем изменения мощностей в региональном плане. Тем не менее устанавливается широкое развитие позднемеловых инверсионных движений в пределах бассейна. Характерно, что эти участки инверсии совпадают либо с зонами повышенных мощностей триаса (впадина Соул-Пит, Центральный грабен, Западно-Нидерландский прогиб), либо мальма — нижнего мела (Нижнесаксонский бассейн). К концу позднего мела отмечается общее поднятие Среднеевропейского бассейна.

На рубеже мела и кайнозоя территория Среднеевропейского бассейна была в целом поднята и поверхность подвергалась размыву. В это время происходит значительная перестройка структурного плана. Воздымаются блоки варисцийского основания: Флехтинген, Гарц, Тюрингский лес, Арденны, Рейнский массив, Вогезы, Шварцвальд и др. Названные массивы превращаются в омоложенные горы складчатого обрамления Среднеевропейского бассейна. Между поднявшимися массивами оформляются наложенные межгорные впадины: Субгерцинская, Тюрингская. В это же время многие вершины соляных массивов оказываются выведенными на докайнозойскую поверхность.

В кайнозойское время в осевой части акватории Северного моря формируется крупная наложенная структура — Центральносевероморский трог с амплитудой прогибания 3800 м.

Наиболее крупными положительными кайнозойскими новообразованиями являются Среднепольский (Поморско-Куявский) вал и приподнятые блоки варисцид обрамления.

Анализ проблем тектоники Среднеевропейского солянокупольного бассейна позволил прийти к следующим выводам.

1. Среднеевропейский бассейн развит на гетерогенном палеозойском складчатом основании, каледонском на севере и варисцийском на юге, осложненном докембрийскими массивами.

2. Сочленение варисцид с областями каледонской консолидации происходит в ряде районов с помощью впадин краевого прогиба.

3. Среднеевропейский бассейн представляет собой региональную депрессию ротлигендесового возраста, сформировавшуюся перед поясом варисцид и наложившуюся на структурные элементы более ранних этапов развития эпипалеозойской платформы.

4. В платформенном чехле Среднеевропейского бассейна выделяются следующие структурные комплексы: подсолевой, который включает отложения девона, динанта, силеза и ротлигендеса в пределах эпикаледонской платформы или силеза и ротлигендеса в пределах эпиварисцийской платформы: соленосный, сложенный породами цехштейна; и надсолевой мезозойско-кайнозойский.

5. Соленосный комплекс цехштейна в региональном плане наследует доверхнепермский (ротлигендесовый) структурный план. Расшифровка общего плана строения отложений цехштейна затруднена вследствие проявлений соляного тектогенеза. Характерно возрастание степени структурной дифференциации комплекса с увеличением глубины залегания и, вероятно, мощности.

6. Породы мезозойского надсолевого этажа Среднеевропейского бассейна в региональном плане образуют крупные поднятия и прогибы. Структурные планы пород триаса и юры в целом являются унаследованными от структур подстилающих комплексов. Для отложений мела и особенно кайнозоя характерна перестройка тектонических планов. Выявляются не только структурные новообразования, но и инверсионные структуры.

#### Литература

1. Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольдбехер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания.— Сов. геология, 1974, № 5, с. 37—43.
2. Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания.— Геотектоника, 1975, № 3, с. 3—14.
3. Дикенштейн Г. Х., Глушко В. В., Соловьев Б. А., Чернышев С. М., Боровиков В. Н., Тарханов М. И. Месторождения нефти и газа Северо-Западноевропейской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1975. 208 с.
4. Максимов С. П., Анцупов П. В., Дикенштейн Г. Х., Карнковский П. И., Кораб З., Скарбек К., Сливинский З., Снегирева О. В., Фомкин К. В., Чернобров Б. С. Новые данные о перспективах газоносности нижнепермских терригенных отложений Польши.— Сов. геология, 1980, № 7, с. 32—40.
5. Hetzer H., Solov'ev B. A., Silonow F. A. Erdöl-erdgasgeologische Rajonierung des Nordseeaquatoriums.— Z. angew. Geol., 1977, H. 10, S. 500—508.
6. Katzung G. Das Permosiles in Südteil der DDR.— Ber., dtsh. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 1970, B. 15, H. 1, S. 5—21.
7. Katzung G. Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon-Senke und in den angrenzenden Gebieten.— Z. geol. Wiss. Berlin, 1975, B. 3, 11, S. 1453—1472.
8. Schmidt K., Katzung G., Franke D. Zur Entwicklung des präpermischen Untergrundes und des Magmatismus im südwestlichen Vorfeld des Osteuropäischen Tafel.— Z. angew. Geol., 1977, H. 9, S. 426—436.
9. Solov'ev B. A., Bandlowa T. S. Die Hauptmerkmale der tektonik der salzführenden Mitteleuropäischen Senke.— Z. angew. Geol., 1979, H. 9, S. 419—425.
10. Trusheim F. Über die Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.— Z. dt. geol. Gesellsch. Hannover, 1957, B. 109, 1, S. 255—266.

ВНИГНИ  
Москва

Поступила в редакцию  
7.IX.1981

УДК 551.242.31 (235.211)

БУРТМАН В. С.

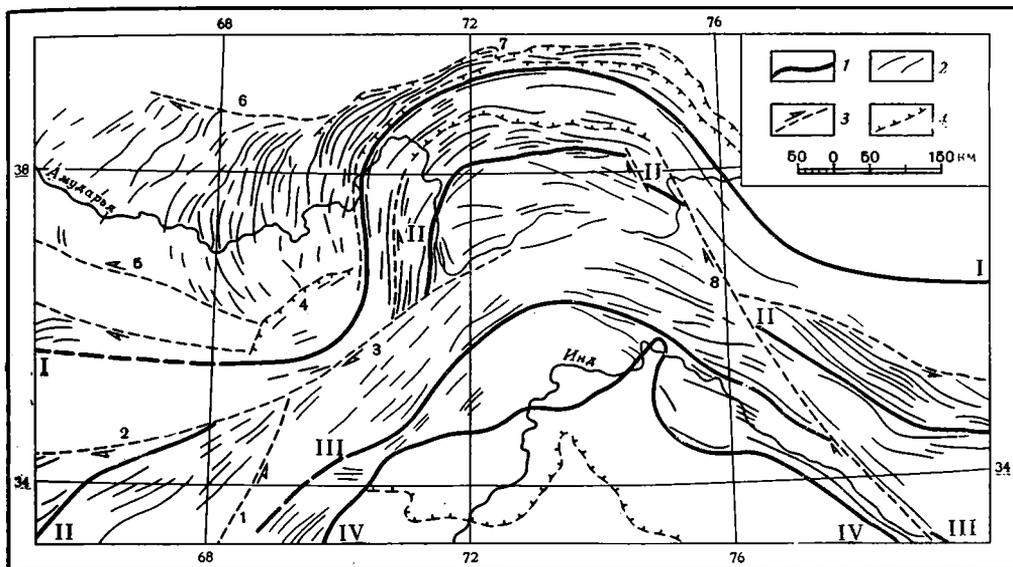
## ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ПАМИР-ПЕНДЖАБСКОГО СИНТАКСИСА

Памир-Пенджабский синтаксис образован породами, которые слагали кору трех океанических структур и их континентальные окраины. В пределах синтаксиса все тектонические зоны очерчивают дугу, которая огибает выступ Индийской плиты. Проведена оценка гипотез о способе формирования синтаксиса, опираясь на данные о геометрии синтаксиса и характере его границ, результаты изучения кинематики складчатых дуговых структур и современных движений. Наилучшее соответствие с фактами имеет гипотеза о пододвигании Пенджабского выступа Индостана под альпийскую складчатую область. На уровне нижней части коры этот выступ действует как клин и раздвигает жесткие массивы. Гравитационное пластическое стекание коровых масс с пододвигаемого выступа приводит к скучиванию тектонических зон в виде синтаксиса. На формирование внутренней структуры синтаксиса, вероятно, влиял также приток коровых масс из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных плит.

Памир-Пенджабский синтаксис образован породами, которые слагали кору трех океанических структур и их континентальные окраины. Сутура океана Палеотетис (I, рисунок) возникла в карбоне. Она проходит по территории Северного Памира, Западного и Центрального Куньлуня. Продолжение этой сутуры на запад можно проследить на территории Северного Афганистана и Южной Туркмении [3, 5]. Сутура океана Мезотетис (II, рисунок), который был закрыт в конце раннего мела, проходит вдоль границы Центрального и Южного Памира [28]. Западное продолжение этой сутуры, смещенное по сдвигам, находится в Афганистане в зоне Фарахруд. Восточное продолжение сутуры, также смещенное по сдвигу, вероятно, расположено в Центральном Тибете (Джанг-Танге), где описаны офиолиты в ассоциации со складчатыми раннемезозойскими отложениями [46, 50]. Сутура главной ветви океана Тетис (IV, рисунок) проходит из зоны Инда в зону Кветта. В Кохистане вероятное положение главной сутуры отмечено офиолитами Шанг-ла [44, 57]. Эта сутура возникла в палеогене в результате схождения Индийской литосферной плиты и островной дуги у окраины Евразийской плиты. Еще одна сутура (III, рисунок) отмечает столкновение островной дуги с Евразийским континентом.

Памир-Пенджабский синтаксис имеет в плане форму дуги, которая огибает выступ Индийской плиты. Все тектонические зоны, включая сутуры разновозрастных океанов, очерчивают эту дугу. Были предложены различные объяснения дугообразной формы синтаксиса, основанные на разных тектонических представлениях. Для оценки этих представлений необходимо использовать результаты исследований, которые независимы от тектонических построений. Таким качеством обладают результаты изучения палеомагнитных свойств пород. Во внешней зоне Северного Памира было проведено палеомагнитное исследование меловых и палеогеновых отложений [3, 4, 9, 10, 38]. Результаты этой работы позволяют сделать выбор общей концепции происхождения синтаксиса.

Многие исследователи считают дугообразную форму Памира первичной, обусловленной формой седиментационных бассейнов и поднятий или ограничивавших их разломов. Такая точка зрения в разных модификациях изложена в работах И. В. Архипова, Б. П. Бархатова, Н. А. Беляевского, Г. П. Винниченко, П. Д. Виноградова, В. Н. Крестникова, М. М. Кухтикова, А. П. Марковского, Б. А. Петрушевского, Д. П. Резвого, Н. М. Синицина. Палеомагнитное исследование показало, что Памирская дуга вторична и изложенная точка зрения ошибочна.



Структурная схема синтаксиса. Составлена по картам 1, 7, 14, 21, 31, 41, 42 и др.  
 1 — сутуры океанических структур; 2 — оси альпийских складок; 3 — сдвиги; 4 — над-  
 влиги

Иная система взглядов рассматривает дугообразную форму Памир-Пенджабского синтаксиса как вторичное явление — результат деформации. Таковы представления Г. Гайдена и Д. В. Наливкина, установивших дугообразную форму синтаксиса [27, 47], а также Э. Аргана, Д. Вадиа, Д. И. Мушкетова и многих последующих исследователей. Палеомагнитные исследования подтверждают эту точку зрения.

Д. И. Мушкетов [26] предполагал, что Пенджабский выступ Индостана оказывал влияние на структуру Средней Азии в течение всего фанерозоя. И. Е. Губин [16] считает, что Памирские дуги возникли в варисцийскую эпоху. Большинство исследователей относят формирование дугообразной формы синтаксиса к альпийскому циклу и рассматривают Памир-Пенджабское сучивание как результат взаимодействия Индийской и Евразийской литосферных плит. Палеомагнитное исследование показало, что Памирская дуга начала формироваться после палеогена. Это произошло после схождения Индийской и Евразийской литосферных плит, время которого (40—50 млн. лет) определено независимыми методами — по магнитным аномалиям дна Индийского океана [49, 50] и по геологическим данным [15, 32, 52].

Многочисленны высказывания о причине и способе формирования структуры синтаксиса. По мнению многих исследователей, Пенджабский выступ Индостанской платформы играет роль жесткого клина, внедрение которого в жесткопластичную Евразию обусловило возникновение Памир-Пенджабского сучивания и его дугообразную форму. Некоторые авторы считают, что взаимодействие Индийской и Евразийской плит оказало влияние на формирование новейшей структуры значительной части Евразии [22, 34, 51]. В соответствии с этой точкой зрения можно различать область интенсивной переработки структур, простирающуюся до Тарима и Гиссаро-Алая, и область рассеянных деформаций, охватывающую пространство вплоть до Байкала.

Другая идея состоит в том, что Индийский континент был пододвинут под Евразийскую континентальную кору на значительное расстояние и индостанская кора подстилает всю Высокую Азию, включая Каракорум и Памир [2, 32, 40, 48, 53, 54]. Геодинамическая модель, отражающая эту систему взглядов, выглядит следующим образом [53]. При сближении Индийской и Евразийской плит океаническая кора Тетиса поглощалась в Индской зоне субдукции, которая отмерла при столкновении плит. В дальнейшем Индийская плита поддвигалась под отслаиваемую кору

Азии, а верхняя мантия Евразийской плиты опускалась вниз и поглощалась.

Пододвигание Пенджабского выступа Индостана в северном направлении могло вызвать гравитационное стекание масс земной коры с этого выступа и привести к скупиванию коры и формированию синтаксиса. Эта идея была рассмотрена С. А. Захаровым [18] и отвергнута, так как она не соответствует его гипотезе зонного тектогенеза. С. А. Захаров [17—19] вслед за Э. Арганом считает, что синтаксис возник вследствие пластического потока коровых масс. Это течение «втянуло за собой Джеламский клин платформы, образовало крутые изгибы структурных зон, сместило вершины дуг к северу на сотни километров» [20].

В поисках причин возникновения синтаксиса некоторые исследователи обратились к подкоровым течениям. Р. Ритсема [55] высказал предположение о существовании течения в верхней мантии, которое вызывает сжимающие напряжения в коре и перемещения по разломам. А. Дезио [42], поддерживая эти взгляды, приводит аналогию со льдиной, которую течение увлекает в залив. Роль льдины играет континентальная кора, которую подкоровый поток увлекает в промежуток между Таримским и Таджикско-Каракумским массивами. В. А. Леглером и И. А. Пржиялговской [24] было высказано предположение о существовании в палеогене бассейна с утоненной континентальной корой перед фронтомдвигающегося Памира.

Формирование Памирской дуги рассматривают также как следствие взаимного сближения Таримского и Таджикско-Каракумского массивов [42, 56].

К описанным гипотезам можно добавить предположение о том, что при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса происходило пластическое течение вдоль складчатого пояса вследствие отжимания коры из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных плит. Эта гипотеза основана на данных о кинематике литосферных плит. После столкновения с Евразией Индийская плита испытывала вращение против часовой стрелки: направление ее относительно движения постепенно изменилось от северо-восточного до северного и северо-северо-западного [51, 53]. Такая траектория движения Индийской плиты относительно Евразии должна иметь следствием то, что напряжения в Гималайско-Тибетской зоне конвергенции возрастали в юго-восточном направлении вдоль этой зоны. Этот градиент напряжений, поддерживаемый в течение миллионов лет, мог вызвать пластическое течение коровых масс вдоль складчатого пояса в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса.

Для оценки гипотез об условиях формирования Памир-Пенджабского синтаксиса наибольшее значение имеют данные о геометрии синтаксиса и характере его границ, результаты изучения кинематики дуговых структур и современных движений.

**Геометрия синтаксиса.** Складчатые структуры, развитые в пределах синтаксиса, очерчивают две дуговые системы — Гиндукуш-Каракорумскую и Памирскую, которые дисгармоничны одна по отношению к другой. Вершина Гиндукуш-Каракорумской дуги находится на 73-м меридиане, радиус ее кривизны — 200 км. Ось смятия имеет северо-северо-западное простираие, близкое к меридиональному.

Памирская дуга очерчена структурами Памира, Куньлуня и Бадахшана. Западное крыло дуги осложнено системой левых сдвигов (Дарвазский и др.). Западный Бадахшан изучен слабо. Имеющиеся материалы о строении этого района позволяют думать, что сдвиги не нарушили общей картины пластической деформации. По-видимому, амплитуда сдвигов была относительно невелика<sup>1</sup>, и разрыва тектонических зон не произошло.

<sup>1</sup> С. А. Захаров [17, 18] определил амплитуду Дарвазского сдвига в 150—200 км на основании предположения, что морской триас хребта Васмикух является смещенным по сдвигу продолжением аналогичных отложений, развитых в предгорьях Гиндукуша. В. А. Бельский [6] предложил более простое объяснение феномена хребта Васмикух. Величину смещения по Дарвазскому сдвигу этот исследователь оценивает в несколько десятков километров.

Восточное крыло Памирской дуги нарушено Памиро-Каракорумским правым сдвигом [11, 30]. Этот сдвиг (см. 8 на рисунке) имеет северо-западное простираение, близкое к направлению относительного движения Индийской и Евразийской плит. Амплитуда сдвига в направлении на северо-запад уменьшается, будучи компенсированной системой надвигов и поддвигов Памира. Скудные сведения о Куньлуне не позволяют определить место затухания сдвига, но вероятно, что сутура Палеотетиса переходит в Западный Куньлунь без смещения. Структуры Западного Куньлуна простираются вдоль сдвига и поворачивают на восток в Центральном Куньлуне. В целом структуры Северного Памира, Западного и Центрального Куньлуна очерчивают правую горизонтальную флексуру, сопряженную с Памиро-Каракорумским сдвигом.

Ось Памирской дуги проходит в северо-западном направлении через хребет Академии наук. Описанные особенности строения крыльев дуги имеют следствием то, что радиусы кривизны разных частей дуги различны. Вершина дуги — отрезок, который находится вне зон фланговых флексур и сдвигов, имеет на Северном Памире радиус кривизны более 250 км, т. е. эта часть Памирской дуги положе Гиндукуш-Каракорумской дуги. Однако в целом Памирская дуга является более сжатой по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской. Резкая дисгармония между этими дугами возникла на западном крыле синтаксиса в результате смещения по Зебак-Муньянскому правому сдвигу (см. 3 на рисунке). Этот сдвиг описан А. Децио [42] как продолжение Гиндукуш-Герирудского сдвига (см. 2 на рисунке).

В генетическом аспекте наиболее важными являются следующие особенности геометрии Памир-Пенджабского синтаксиса.

1. Внешняя и внутренняя дуговые системы синтаксиса дисгармоничны между собой, и внешняя дуговая система более сжата по сравнению с внутренней. При этом внешняя (Памирская) дуговая система асимметрична: ее западное крыло значительно круче восточного.

2. На флангах синтаксиса развиты сдвиги, амплитуда которых увеличивается в южном направлении. Такое изменение амплитуды было отмечено для Памиро-Каракорумского сдвига [11, 30]. Аналогичная закономерность вытекает из сравнения амплитуд Дарваз-Бадахшанских сдвигов с величиной перемещения по Макуро-Чаманскому сдвигу.

3. Внутренняя структура синтаксиса отличается высокой степенью тектонического скупивания, и земная кора в его пределах значительно толще нормальной континентальной коры [23].

**Границы синтаксиса.** Северной границей синтаксиса является Вахшский надвиг (см. 7 на рисунке), который имеет пологий сместитель [8] и амплитуду перекрытия не менее 50 км и, вероятно, более 100 км [33].

Северо-западную границу синтаксиса обычно проводят вдоль внешней границы пучка складок, выходящего из Памиро-Алайского сближения, т. е. по границе внешней зоны Северного Памира. Такая граница синтаксиса в значительной мере формальна, так как вся структура мезозойско-кайнозойских отложений Таджикской депрессии обусловлена формированием Памир-Пенджабского синтаксиса. Структурный план депрессии конформен с синтаксисом. Поперечное сокращение, обусловленное складчатостью и надвигами в депрессии и Байсунском антиклинории, составляет примерно 100 км [12, 17, 24]. Эти деформации, развитые к северо-западу и западу от формальной границы синтаксиса, все вместе замещают Вахшский надвиг. Поэтому Таджикскую депрессию и юго-западные отроги Гиссарского хребта лучше включить в состав Памир-Пенджабского синтаксиса и проводить его границу вдоль Южно-Гиссарской системы сдвигов (см. 6 на рисунке).

На границе синтаксиса с Таримским блоком в предгорьях Западного Куньлуна обнаружены надвиги [1]. Амплитуда и, следовательно, значение этого явления пока неясны. Это может быть локальный надвиг, обычный на границе хребта и впадины, либо свидетельство надвигания синтаксиса на западную часть Таримского блока не только в северном, но и в северо-восточном направлении. В последнем случае возникает ин-

тересная ситуация, когда Памир оказывается надвинут в трех направлениях — на север, запад и восток.

Границей синтаксиса с Северо-Афганским блоком служит Ишкамышский надвиг (см. 4 на рисунке), с Южно-Афганским блоком — Макуро-Чаманский левый сдвиг (см. 1 на рисунке). Южная граница синтаксиса — Главный пограничный надвиг Гималаев.

Важным аспектом рассматриваемой проблемы является соотношение синтаксиса со сдвигами Центральной и Средней Азии. Этому вопросу посвящено значительное число исследований [12, 18, 22, 24, 30, 34, 42, 51 и др.]. Анализ движений по сдвигам показывает, что формирование синтаксиса сопровождалось следующими перемещениями: а) смещением Таджикского блока в западном направлении вдоль правых Южно-Гиссарских сдвигов (см. 6 на рисунке), ограничивающих блок с севера, и левого Альбурз-Мормульского сдвига (см. 5 на рисунке) на южном краю блока; б) смещением Южно-Афганского блока в западном направлении по Гиндукуш-Герирудскому правому сдвигу (см. 2 на рисунке); в) смещением Тибетского блока в восточном направлении по Алтынтагскому левому сдвигу. Молодые складчатые деформации на северном краю Таримского блока и данные о механизме очагов землетрясений свидетельствуют о движении этого блока в северном направлении.

**Кинематика Памирской дуги.** Исследование истории формирования Памирской дуги палеомагнитным методом [3, 38] показало, что в раннем мелу тектонические зоны Северного Памира имели форму пологой дуги, выпуклой в юго-восточном направлении. В палеогене они были почти прямолинейны и имели северо-восточное простираие. Современная Памирская дуга, выпуклая к северу, возникла после палеогена. Величина горизонтального перемещения Северного Памира при формировании Памирской дуги, вероятно, была близка 300 км, и она не могла быть более 600 км. Движение масс в послепалеогеновое время происходило в северо-западном направлении.

**Современные движения.** Полюс вращения Индийской плиты относительно Евразийской расположен в районе Красного моря и имеет координаты 20,4° с. ш. и 36,9° в. д. [13]. Памирский блок ныне движется совместно с Индийской плитой, и полюс его вращения относительно Евразии, вероятно, близок к полюсу вращения Индийской плиты. Вектор движения Памира относительно Евразии в этом случае имеет северо-западное направление (около 340°). Это находится в согласии с определениями направления горизонтального смещения Северного Памира, полученными геодезическими методами. Повторные исследования с помощью светодальномеров показали, что хребты Петра Первого и Гиссарский сближаются со скоростью 1,5—2 см/год. Горизонтальная проекция вектора смещения имеет северо-северо-западное направление. Повторные триангуляции дали интересный результат: пункт, расположенный в северо-восточной части Вахшского хребта, перемещается со скоростью 2 см/год в юго-западном направлении вдоль простираия тектонической зоны и складчатых структур [29]. Это смещение, вероятно, является следствием продольного растяжения внешней зоны Северного Памира и свидетельствует в пользу того, что формирование (изгибание) Памирской дуги продолжается в настоящее время.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представления о причине и способе формирования Памир-Пенджабского синтаксиса можно сгруппировать вокруг следующих идей: а) деформация коры вследствие внедрения жесткого Пенджабского клина в жесткопластичную Евразию, б) деформация коры вследствие взаимного сближения Таримского и Таджикско-Каракумского жестких массивов, в) деформация коры как реакция на течение в верхней мантии, г) гравитационное пластическое течение коровых масс с пододвигаемого Пенджабского выступа Индостанской плиты, д) пластическое течение коровых масс из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных

плит. Опираясь на изложенные данные, можно выбрать гипотезы для дальнейшей разработки.

А. Внедрение жесткого клина. При внедрении жесткого клина в пластичное тело возникает система дуговых складок, которые облекают клин. При этом степень сжатия дуг уменьшается по мере удаления от клина. Данные о геометрии Памир-Пенджабского синтаксиса находятся в противоречии с этим механизмом деформации, так как Памирская дуга более сжата по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской дугой. Для спасения гипотезы необходимо привлечь вспомогательные силы для объяснения большого сжатия Памирской дуги.

Б. Сближение Таримского и Таджикско-Каракумского блоков может быть причиной большего сжатия Памирской дуги в рамках предыдущей гипотезы или объяснить дугообразную форму всего синтаксиса. В случае такого сближения на границе Гаджикско-Каракумского блока с Тянь-Шанем должны были происходить левосдвиговые перемещения. Эта граница хорошо изучена, и здесь установлены правосторонние смещения [17, 18 и др.], которые противоречат обсуждаемой гипотезе. Кроме того, в противоречии с гипотезой находятся данные о направлении смещений по сдвигам, которые развиты на крыльях Памирской дуги. В случае формирования этой дуги как складки продольного изгиба (под действием сжатия с флангов) пластическая деформация должна сопровождаться правыми сдвигами на западном крыле и левыми сдвигами на восточном крыле дуги. В действительности картина обратная: на куньлуньском крыле дуги развиты правые сдвиги, а на бадахшанском — левые сдвиги [11, 17, 30].

В. Течение в верхней мантии. Гипотеза непроверяема геологическими методами. Она возникла в результате анализа сейсмологических данных о глубокофокусных землетрясениях Гиндукуша [55]. Позднее эти данные получили иную интерпретацию [25, 35, 39].

Г. Стекание коровых масс с пододвигаемого выступа Индостанской плиты. В соответствии с этой гипотезой Пенджабский выступ Индостана пододвигается под альпийскую складчатую область и играет двоякую роль. На уровне нижней части коры этот выступ действует как клин и раздвигает жесткие массивы. Гравитационное пластическое стекание коровых масс с пододвигаемого выступа приводит к скучиванию тектонических зон в виде синтаксиса. Известный фактический материал не противоречит этому способу формирования синтаксиса. Гипотеза хорошо объясняет характер границ синтаксиса и особенности его геометрии. Она находится в согласии с картиной движений по разломам Центральной и Средней Азии. Данные об очагах коровых и мантийных землетрясений [36, 37, 39] также не противоречат этой гипотезе.

Д. Приток коровых масс из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных плит. Следствия из этой гипотезы не противоречат фактам. Гипотеза не претендует на объяснение происхождения всего синтаксиса, которое лучше объясняет предыдущая гипотеза. Приток коровых масс с юго-востока мог влиять на формирование внутренней структуры синтаксиса. Этим можно объяснить асимметрию его строения и особенности кинематики Памирской дуги в третичное время.

## Литература

1. Афанасьева Н. С., Фараджев В. А. Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 68—73.
2. Арган Э. Тектоника Азии. ОНТИ, 1935. 192 с.
3. Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги.— Геотектоника, 1982, № 3, с. 100—120.
4. Баженов М. Л., Буртман В. С., Гурарий Г. С. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом.— Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1137—1139.
5. Белов А. А. История тектонического развития альпийской складчатой области в палеозое: Автореферат докторской дис. М., 1979. 60 с.

6. *Бельский В. А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 256 с.
7. *Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 210 с.
8. *Буланже Ю. Д., Гусева Т. В., Демьянова Т. Е., Певнев А. К., Шевченко В. И.* Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане по геодезическим и гравиметрическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 4, с. 16—24.
9. *Буртман В. С., Гурарий Г. З.* Исследование внешней дуги Памира палеомагнитным методом.— В кн. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм (тезисы докл. VIII конф. по вопр. геомагнит. поля, магнетизма горн. пород и палеомагнетизма, ч. II). М., 1970, с. 152—153.
10. *Буртман В. С., Гурарий Г. З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным).— Геотектоника, 1973, № 2, с. 190—195.
11. *Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В.* Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—172.
12. *Васильчиков М. В.* О главных тектонических движениях, сформировавших современную структуру Афгано-Таджикской депрессии и сопредельных территорий.— Тр. ВНИГНИ, Тадж. отд. Вып. 133 (Пробл. нефтегазоносности Таджикистана, № 4). Душанбе, 1972, с. 73—81.
13. *Галушкин Ю. И., Ушаков С. А.* Мгновенная кинематика относительного перемещения литосферных плит Земли.— В кн.: Строение литосферных плит. Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М., 1979, с. 27—53.
14. Геологическая карта Китая масштаба 1 : 4 000 000. Пекин, 1976.
15. *Гансер А.* Гималаи.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, с. 326—339.
16. *Губин И. Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
17. *Захаров С. А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сеймотектонического районирования Южного Таджикистана.— В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964, с. 33—78.
18. *Захаров С. А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
19. *Захаров С. А.* О природе Памиро-Пенджабского синтаксиса.— В кн.: Тектоника. Геология альпид «тетисного» происхождения. Междунар. геол. конгр., Париж, 1980, 26-я сессия. Докл. сов. геологов. М., 1980, с. 198—206.
20. *Захаров С. А., Ачилов Г. Ш., Бельский В. А.* О тектоническом развитии западной части Центральной Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 191—201.
21. *Захаров С. А., Кухтиков М. М., Левен Э. Я., Винниченко Г. П.* Тектоническая карта Таджикской ССР.— В кн.: Атлас Таджикской ССР. Душанбе—Москва, 1968, с. 18—19.
22. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
23. *Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана.— В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 50—60.
24. *Леглер В. А., Пржиялговская И. А.* Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии.— В кн.: Строение литосферных плит. Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М., 1979, с. 125—188.
25. *Лукк А. А., Винник Л. П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 73—80.
26. *Мушкетов Д. И.* Региональная геотектоника. Л.— М.: ОНТИ, 1935. 528 с.
27. *Наливкин Д. В.* Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир.— Изв. Русск. геогр. о-ва, 1916, т. 52, вып. 3, с. 12—18.
28. *Пашков Б. Р., Швольман В. А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.
29. *Певнев А. К., Гусева Т. В., Одинов Н. Н., Сапрыкин Г. В.* Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978, с. 86—92.
30. *Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 156—172.
31. *Славин В. И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 205 с.
32. *Стонли Р.* Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 248—264.
33. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
34. *Трифонов В. Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
35. *Уломов В. И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.
36. *Широкова Е. И.* Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 11, с. 22—36.

37. Широкова Е. И. Механизм очагов памирских землетрясений с глубиной 100—140 км.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 11, с. 60—66.
38. *Bazhenov M. L., Burtman V. S.* Formation of the Pamirs-Punjab syntaxis: implications from paleomagnetic investigations of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs.— In: Contemporary geoscientical research in Himalaya. V. 1. Dehra Dun, India, 1981, p. 71—81.
39. *Billington S., Isacks B. G., Barazangi M.* Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindukush-Pamir region: a contorted Benioff zone.— *Geology*, 1977, v. 5, № 11, p. 699—704.
40. *Carey S. W.* The orocline concept in geotectonics. Pt I.— *Roy. Soc. Tasmania Proc.*, 1955, v. 89, p. 255—288.
41. *Desio A.* Sulla strutture tettonica dell'Asia Centrale.— *Acad. Naz. Lincei. Estratto Rend. Classe Sci. fisiche, matem. e natur. ser. VIII*, 1965, v. 38, f. 6, p. 780—786.
42. *Desio A.* Some geotectonic problems of the Kashmir—Karakorum—Hindukush and Pamir area.— In: *Geotettonica della zone orogeniche del Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindukush—Pamir.*— *Atti convegni Lincei*, 1976, v. 21, p. 115—129.
43. *Desio A.* Corrélation entre les structures des chaines du Nord-Est de l'Afghanistan et du Nord-Quest du Pakistan.— *Mém. hors — sér. Soc. géol. France*, 1977, № 8, p. 179—188.
44. *Gansser A.* Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan and the Himalaya.— In: *Geodynamics of the Pakistan. Quetta, Pakistan*, 1979, p. 193—213.
45. *Gansser A.* Ophiolitic belts of the Himalayan and Tibetan region (map 1 : 2 500 000).— In: *International atlas of ophiolites. UNESCO*, 1979.
46. *Gansser A.* The significance of the Himalayan suture zone.— *Tectonophysics*, 1980, v. 62, № 1—2, p. 37—52.
47. *Hayden H. H.* Notes of the geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs.— *Rec. Geol. Surv. India*, 1915, v. 45, pt 4, p. 1—30.
48. *Holmes A.* Principles of Physical Geology. London, 1965. 900 p.
49. *McKenzie D. P., Sclater J. G.* The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous.— *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 1971, v. 25, № 5, p. 437—528.
50. *Molnar P., Burke K.* Erik Norin Penrose Conference on Tibet.— *Geology*, 1977, v. 5, № 8, p. 461—463.
51. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a continental collision.— *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.
52. *Molnar P., Tapponnier P.* The collision between India and Eurasia.— *Scient. Amer.*, 1977, v. 236, № 4, p. 30—41.
53. *Powell O., Conaghan P. J.* Plate Tectonics and the Himalayas.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 20, № 1, p. 1—12.
54. *Powell C., Conaghan P. J.* Tectonic models of the Tibetal Plateau.— *Geology*, 1975, v. 3, № 12, p. 727—731.
55. *Ritsema R. A.* The fault-plane solutions of earthquakes of the Hindukuch centre.— *Tectonophysics*, 1966, v. 3, № 2, p. 147—163.
56. *Sarwar G., DeLong K. A.* Arcs, oroclines, syntaxes: the curvatures of mountain belts in Pakistan.— In: *Geodynamics of Pakistan. Quetta, Pakistan*, 1979, p. 341—350.
57. *Tahirikheli R. A. K., Mattauer M., Proust F., Tapponnier P.* The India Eurasia suture zone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale.— In: *Geodynamics of Pakistan, Quetta, Pakistan*, 1979, p. 124—130.

УДК 550.83 : 551.24

КУРБАНОВ М. К., РЖАНИЦЫН В. А.

**СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ТУРКМЕНИСТАНА  
ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

В работе характеризуется блоковая структура Западного Туркменистана, изученная по системе интерпретационных профилей методом гравитационного моделирования. В качестве априорной информации использованы материалы комплексных исследований геологического разреза и сейсмогеологические разрезы по профилям ГСЗ. Блоковыми подвижками по системе наклонных разломов в условиях преобладающего тангенциального сжатия объясняется геологическая структура и современная тектоническая активность. Выделены участки наиболее вероятных тектонических напряжений.

Изучению глубинного строения территории Западного Туркменистана посвящено большое количество научных публикаций [1—3, 5—7, 11, 16 и др.]. Особенности построения плотностной модели и геологической интерпретации результатов количественных расчетов по глубинному разрезу в западной части Копетдага и примыкающих к нему территорий опубликованы авторами данной статьи [14, 15] и приведены на рис. 1. По интерпретационному профилю, совпадающему с сейсмологическим разрезом вдоль профиля ГСЗ Атрек — Большой Балхан — Кошоба, был подобран плотностной разрез, компенсирующий гравитационное поле как в локальном, так и в региональном планах (рис. 2). Локальные особенности и поля компенсированы плотностными неоднородностями, обусловленными дислокациями слоев осадочных пород и рельефом кристаллического основания. В региональном плане поле обусловлено рельефом глубинных сейсмических границ, которые условно аппроксимировались плотностными границами. При подборе методом минимизации в рельефе глубинных границ проявились ступенчатые погружения и поднятия, с которыми отождествляются зоны тектонических нарушений. По таким ступеням протрассированы на глубину зоны разломов, обусловившие блоковое строение консолидированной части земной коры. Кроме того, блоковые подвижки фундамента обусловили дислокации вышележащих осадков. Сведенные воедино эти данные характеризуют тектонические особенности глубинной части коры и ее верхней части, позволяют в первом приближении определить причинную связь между глубинной тектоникой и обусловленной ею геологической структурой территории, выявить определенные закономерности формирования древнего и современного рельефа Западной Туркмении, наметить основные зоны повышенной тектонической активности. Эти сведения в комплексе с данными других независимых методов могут быть использованы для выявления и прослеживания на глубину и в плане зон повышенной сейсмичности, а также для прогнозирования возможных полезных ископаемых.

Уже на первом этапе исследований были получены новые представления о глубинном механизме формирования депрессии за счет погружения мобильного блока консолидированной земной коры по системе наклонных разломов под надвигающиеся части Туранской и Аравийской плит [3]. Часть земной коры, опущенная ниже среднего уровня границ раздела *M*, подвергалась переработке, инъецирована плотным интрузивным веществом, вследствие чего она превратилась в вещество, близкое по физическим свойствам к породам верхней мантии. Подобной переработке с инъецией плотного интрузивного вещества подвергалась и вышележащая толща пород, условно отнесенная к «гранитному» слою консолидированной коры. Это привело к общему уплотнению и утяжелению

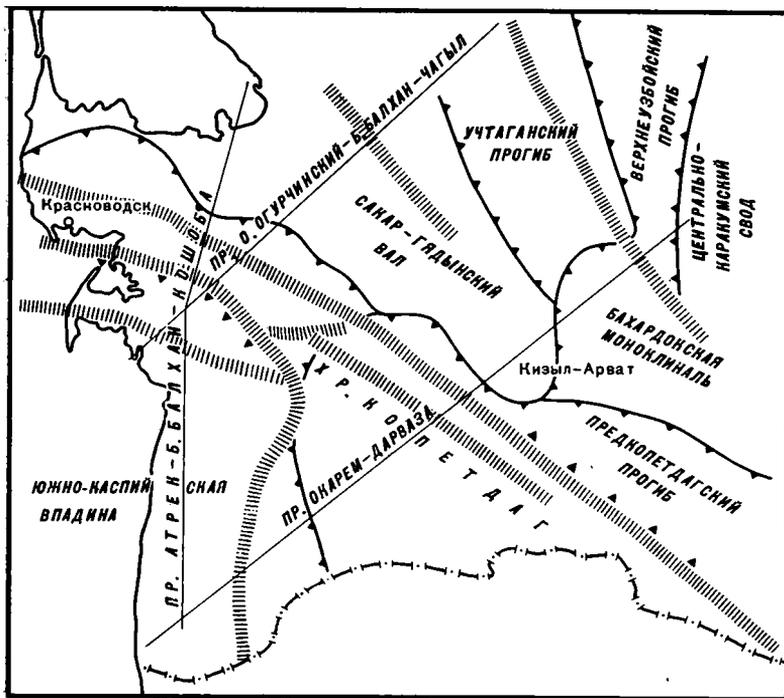


Рис. 1. Схема расположения интерпретационных профилей (элементы тектоники по данным [4])

земной коры и повышению ее упругих свойств. Глубинные сейсмические границы при этом должны переместиться вверх и скоростной разрез будет свидетельствовать о выклинивании пород, характеризующихся относительно низкими кажущимися скоростями, т. е. об утонении и исчезновении «гранитного» слоя в пределах прогибов.

Рассмотрим модель глубинной структуры территории Западно-Туркменской депрессии на примере более детального пересечения. Глубинный геологический разрез (рис. 3) совпадает с профилем КМПВ — ГСЗ: Окарем-Дарваза [20]. Разрез пересекает с юго-запада на северо-восток важнейшие структурные элементы западного Туркменистана. Гравитационное поле достаточно дифференцированное, что свидетельствует о сложных дислокациях пород верхней части земной коры. Сейсмологический разрез демонстрирует значительные деформации глубинных сейсмических границ (рис. 3, б). Плотностным границам, совпадающим со стратиграфическими и сейсмологическими разделами, придавались избыточные плотности в различной степени обоснованно. Верхние части геологического разреза в пределах глубин, доступных для непосредственных исследований, характеризовались установленными избыточными плотностями [11—13, 18]. На значительных глубинах плотности осадочных пород задавались с поправкой на уплотнение с глубиной. На поверхности кристаллического фундамента избыточные плотности задавались дифференцировано с учетом плотности осадочных пород в зоне контакта и осредненной плотности пород, условно отнесенных к «гранитному» слою консолидированной коры, принятой равной  $2,70 \text{ г/см}^3$ . На глубинных плотностных границах, которыми аппроксимировались сейсмические разделы на профиле ГСЗ, избыточные плотности задавались приближенными в тех же пределах, в которых они задавались на глубинных разрезах, освещенных в публикациях [2, 14]. В процессе подбора параметров плотностной модели избыточные плотности уточнялись.

Все плотностные границы аппроксимировались горизонтальными ступенями, размеры которых увеличивались с глубиной, за исключением участков сложного тектонического строения в пределах дифференциро-

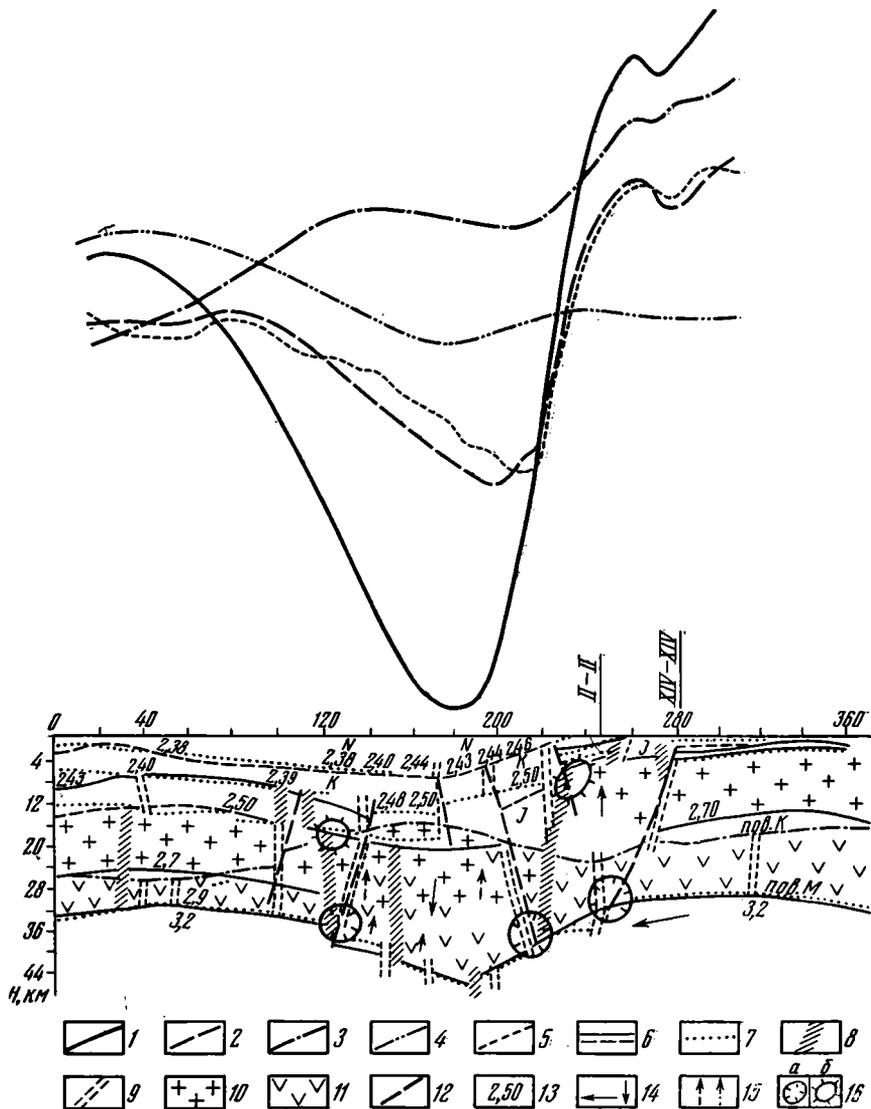


Рис. 2. Разрез земной коры Западного Туркменистана по профилю ГСЗ: Атрек — Большой Балхан — Кошоба (с элементами механизма формирования глубинной структуры) Аномалия силы тяжести: 1 — наблюдаемая, рассчитанная; 2 — от подобранного варианта плотностной модели; 3 — от подобранного рельефа раздела М; 4 — от подобранного рельефа раздела К; 5 — от модели с подобранными избыточными плотностями; рельеф глубинных границ с модели: 6 — заданной, 7 — подобранной; зоны разломов по данным: 8 — сейсмозазведок, 9 — гравиметрии; породы, условно отнесенные к слоям консолидированной коры: 10 — «гранитному», 11 — «базальтовому», 12 — зоны смещения блоков, 13 — значение плотностей пород, 14 — направление перемещения вещества литосферы и блоков земной коры, 15 — направление процессов переработки (базификации) вещества коры в опускающемся блоке; 16 — зоны предполагаемых напряжений: а — сжатия, б — растяжения

ванного гравитационного поля. На таких участках плотностные границы задавались небольшими по протяженности отрезками с тем, чтобы более детально охарактеризовать резкое изменение свойств пород по глубине или по плотности. От всех глубинных плотностных границ рассчитан суммарный гравитационный эффект (рис. 3, а).

При визуальном сопоставлении теоретически рассчитанной аномалии силы тяжести с наблюдаемым полем становится ясным, что они различаются весьма существенно, хотя при качественном сопоставлении аномалий с контурами плотностных границ могли быть установлены некото-

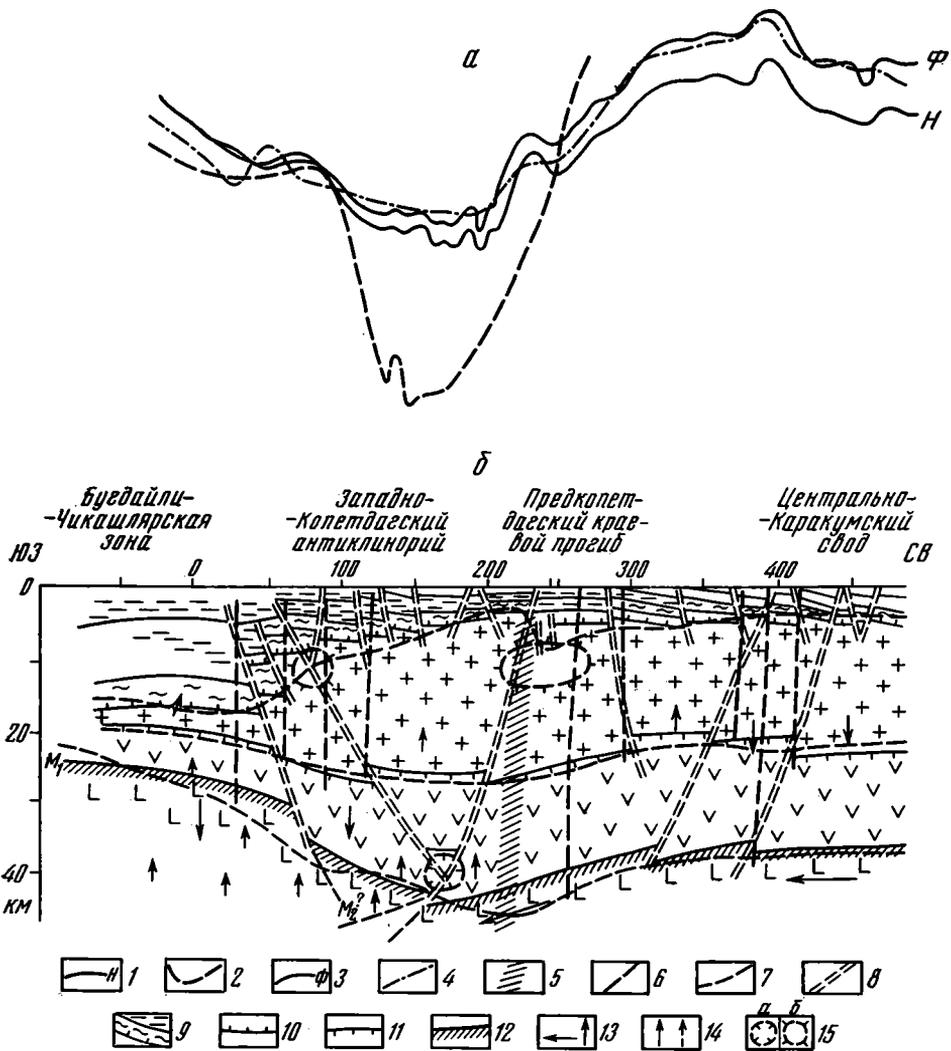


Рис. 3. Разрез земной коры Южного Туркменистана по профилю Окарем — Дарваза  
 а — сопоставление графиков аномалий силы тяжести: 1 — наблюдаемая, 2 — рассчитанная от начальной схемы, 3 — наблюдаемая с исключенным фоном, 4 — рассчитанная от подобранной плотностной модели; б — глубинный геологический разрез с элементами предполагаемых тектонических напряжений; элементы сейсмологического разреза (по данным [20]): 5 — планетарная область глубинных разломов, 6 — глубинные разломы консолидированной коры, 7 — глубинные границы земной коры; элементы тектонической структуры, подобранные по данным гравиметрии методом минимизации: 8 — тектонические контакты, 9 — границы осадочных слоев, 10 — поверхность кристаллического основания, 11 — раздел К, 12 — раздел М, 13 — направление перемещения вещества литосферы и блоков коры, 14 — направление процессов переработки (базификации) вещества коры в погружающихся блоках, 15 — зоны предполагаемых напряжений: а — сжатия, б — растяжения

рые корреляционные связи с каждой из них [16]. Суммарный эффект от всех глубинных границ заданной плотностной модели, образующих вложенную структуру в пределах прогиба, оказался значительно интенсивнее наблюдаемого. Это значит, что глубина плотностных границ или избыточные плотности в пределах прогиба заданы со значительным превышением по сравнению с истинным их положением и что установленные ранее корреляционные связи, использованные при построении первоначальной плотностной модели, могут лишь весьма приближенно характеризовать глубинное строение изучаемой территории.

Подбор оптимальных глубин аппроксимационных ступеней методом минимизации показывает, что в экстремальной зоне раздел М необхо-

димо приподнять на 6—7 км, а границу Конрада — на 3—4 км. Несколько сгладились различия сопоставляемых полей на градиентных участках за счет более пологого погружения плотностных границ в бортовых зонах прогиба. При этом наметились зоны ступенеобразного погружения и воздымания глубинных границ, которые позволяют в первом приближении протрассировать на глубину зоны разрывных нарушений, обеспечивающих вертикальные перемещения блоков земной коры как по всей мощности, так и в отдельных ее частях — в верхней или в нижней. В пределах изучаемой территории развиты тектонические нарушения, относящиеся преимущественно к зоне глубинного Копетдагского разлома [1]. Эти нарушения хорошо изучены в плане, по ним фиксируются современные движения сдвигового характера. Предполагается, что и в геологическом прошлом преобладали движения такого же характера [4]. В данном случае представилась возможность проследить тектонические нарушения на глубину и существенным образом дополнить или свести воедино разломы, четко фиксируемые данными ГСЗ и геологическими наблюдениями [9, 20].

Как и по профилю Атрек — Большой Балхан — Кошоба, по данной подобранной плотностной схеме отмечается утонение «гранитного» слоя в пределах прогиба за счет поднятия плотностной границы, условно отождествленной с кровлей «базальтового» слоя [14]. На этом же участке наблюдается поднятие плотностной границы, соответствующей разделу *M*, максимальное погружение которой происходит под Западно-Копетдагским антиклинорием. Под Мессеррианской ступенью отмечается согласное воздымание глубинных границ в направлении Каспийского моря при одновременном увеличении мощности отложений осадочного комплекса. В пределах Южно-Каспийской впадины отмечается практически полное «выклинивание» пород с плотностями, характерными для «гранитного» слоя консолидированной коры. Они сменяются породами, отнесенными по плотностным характеристикам к «базальтовому» слою (2,85—2,9 г/см<sup>3</sup>). О подобном соотношении пород на глубине указывалось в публикациях, но приводились только общие закономерности погружения или воздымания скоростных или плотностных границ [20].

На западном участке изучаемого профиля соотношение осадочных пород и глубинных границ то же, что и в центральной части профиля Атрек — Большой Балхан — Кошоба, т. е. происходит уплотнение погруженного мобильного блока консолидированной земной коры при его переработке. В нижней части погруженного блока породы коры приобретают свойства пород верхней мантии. Таким образом, происходит превращение континентальной коры в субокеаническую с отсутствием «гранитного» слоя на локальном участке [19].

Условия моделирования рельефа подошвы земной коры под Южно-Каспийской впадиной по данному профилю хуже, чем по профилю Атрек — Кошоба. По линии изучаемого глубинного разреза значительный подъем глубинных границ отмечается на периферии интерпретационного профиля. Поэтому можно с уверенностью говорить о тенденции к значительному воздыманию указанных границ, но трудно судить об интенсивности поднятия. Все же можно отметить резкий ступенчатый подъем границ, очевидно, за счет блокового перемещения по зоне тектонического ограничения Южно-Каспийской впадины с востока [21].

Данным глубинным геологическим разрезом охарактеризовано большое число геологических структур восточнее Каспийского моря (см. рис. 1). При подборе была установлена определенная закономерность между рельефом глубинных плотностных границ и структурой верхней части коры, проявившаяся в блоковом строении кристаллического основания и в складчатости осадочного комплекса. Конфигурация глубинных границ подбиралась по гравитационным данным, поэтому наиболее подробно охарактеризованы детали строения верхней части земной коры, а глубинные особенности проявляются в сглаженном виде. Как правило, приподнятым блокам в рельефе фундамента соответствуют приподнятые участки в рельефе раздела *K*, хоть полной корреляции не отмечается.

Раздел *К* более сглажен по сравнению с рельефом фундамента, хотя в нем наблюдаются резкие ступени, особенно в пределах прогиба. Еще более сглаженной является плотностная граница, соответствующая разделу *М*. На ней отмечается меньшее количество ступеней, но они являются более высокоамплитудными. В пределах прогиба наблюдаются резкие ступени погружений и воздыманий амплитудой до 10 км. По этим характеристикам можно судить о том, что геологическая структура обусловлена глубинной тектоникой и что количество разрывных нарушений возрастает с уменьшением глубины. В этом же направлении уменьшаются размеры блоков и, как правило, амплитуда вертикальных перемещений.

С целью сужения области развития зон тектонических контактов, проявившихся в рельефе глубинных границ, последние были аппроксимированы наборами вертикальных уступов, пространственное положение и избыточные плотности на которых уточнялись методом минимизации.

Для увязки в единое целое геологических структур плотностная модель трансформирована в геолого-тектоническую схему с учетом имеющихся сведений физико-геологического характера. Результаты геологической интерпретации представлены на рис. 3, б. Геологическая интерпретация результатов уточнения плотностной схемы производилась с учетом следующих особенностей. В первую очередь по ступеням в рельефе плотностных границ были протрассированы на глубину тектонические нарушения, обеспечивающие блоковые перемещения одного направления с примерным сохранением мощностей деформированных слоев в пределах глубин, полученных по данным сейсморазведки. При этом проявилась система сопряженных наклонных разломов, обеспечивающих вертикальные перемещения клиновидных блоков как в условиях тангенциального сжатия, так и при растяжении земной коры.

Наиболее резкие блоковые перемещения наблюдаются в пределах Бугдайли-Чикишлярской зоны погружения фундамента. Основные перемещения происходили по системе наклонных нарушений типа надвига, который прослеживается по всем глубинным границам, но по разделам *К* и *М* он проявляется не совсем четко. По-видимому, на большой глубине ступень по зоне нарушения сглажена переработкой вещества консолидированной коры при его погружении. Краевой надвиг, падающий к северо-востоку и выполаживающийся с глубиной (в среднем под углом около  $50^\circ$ ), ограничивает Южно-Каспийскую впадину с востока. Он же ограничивает с запада структуру Западно-Копетдагского антиклинория. На результативном геологическом разрезе зона разграничения этих крупных структур представлена системой из трех разломов, падающих к востоку. При этом два разлома, ограничивающие с востока и с запада Бугдайли-Чикишлярскую зону, прослеживаются в виде ступеней на всю мощность земной коры, обеспечивая надвигание краевой части Туранской плиты в виде Мессерианской ступени на блок Южно-Каспийской впадины. Между этими разрывами прослеживается согласный с ними надвиг, обеспечивающий перемещение небольших блоков пород, отнесенных по физическим свойствам к «гранитному» слою консолидированной коры. При надвиге эти клиновидные блоки могли затягиваться на значительную глубину и при этом подвергаться уплотнению, о чем свидетельствует повышение при подборе плотностей пород в них до  $2,8 \text{ г/см}^3$ .

Навстречу указанному положопадающим разломом к западу примерно под таким же углом наклона падает разлом, ограничивающий с востока Западно-Копетдагский антиклинорий. Он входит в систему Копетдаг-Большебалханской зоны глубинного разлома и условно может быть назван Копетдагским надвигом, так как обеспечивает не только сдвиг, но и вертикальное перемещение пород при последовательном перемещении горно-складчатой области Копетдага в сторону платформы [1, 8].

В тектоническом плане территория Мессерианской ступени совместно с Западно-Копетдагским антиклинорием представляет собой клиновидный блок, относительно приподнятый в современном рельефе и опущенный в рельефе раздела *М*. Формально такое погружение можно рассмат-

ривать как корни гор, в них искать причину изостатической уравновешенности земной коры [10, 19]. Но в данном случае можно не только констатировать увеличение мощности консолидированной части коры в пределах горно-складчатых областей, но и рассмотреть возможную тектоническую причину такого утолщения.

По наклонному разлому, падающему к югу (Копетдагский надвиг), западная окраина Туранской плиты заталкивается за счет тангенциального сжатия под мобильный блок. С другой стороны под этот же блок заталкивается блок Южно-Каспийской впадины. Таким образом, под мобильным блоком образуется утолщение земной коры на его окраинах. Но сам мобильный блок, охватывающий территорию Мессерианской ступени и Западно-Копетдагского антиклинория, является клиновидным и относительно приподнятым в рельефе глубинных границ земной коры, хоть с юга со стороны Южно-Каспийской впадины подъем мобильного блока затушеван переработкой вещества консолидированной коры. При этом механизме формирования мобильного блока неизбежно должен характеризоваться поднятием в рельефе фундамента со сложным строением поверхности кристаллического основания в виде приподнятых и опущенных блоков. Перекрывающие фундамент осадки должны были сминаться в сложную систему складчатости с преобладанием надвигообразования, захватывающего все более молодые отложения. Это должно было происходить за счет медленного, но неуклонного надвигания горно-складчатой области мобильного блока на ослабленную краевую часть платформы. Именно такая геологическая структура получена подбором верхней части плотного разреза и в большинстве случаев подтверждается геологическими наблюдениями [4]. В плотностных границах, отождествляемых с поверхностью фундамента и вышележащих слоев осадочных пород, проявились ступенеобразные поднятия и погружения в виде отдельных взбросов и надвигов, особенно в слоях осадочных пород. Для того чтобы судить в деталях о структуре этого комплекса, необходимы более крупномасштабные построения с опорой на высокоточные наблюдения. В данном случае может рассматриваться лишь схема формирования геологической структуры верхней части земной коры.

При формировании сводообразного поднятия за счет тангенциального сжатия и вытеснения вверх клинообразного мобильного блока консолидированной коры на его поверхности должны возникать условия растяжения. Но данная структура имеет свои особенности. Сводовое поднятие формируется при выжимании блока по системе нарушений, крутизна которых возрастает с уменьшением глубины. Поэтому в верхней части мобильного блока будет формироваться зона тангенциального сжатия. При этом клиновидные блоки, образованные за счет системы нарушений, согласных и сопряженных ограничивающим надвигом, должны выжиматься вверх с формированием системы горстов при общем воздымании рельефа фундамента и вышележащих слоев к центру структуры. При этом осадочные слои могут деформироваться с образованием складчатости, что и наблюдается на изучаемом участке.

Особенно сложным строением в пределах мобильного блока характеризуется зона Мессерианской ступени. Западная ее часть представлена блоком, приподнятым в виде горста за счет взброса по разлому, сопряженному с ограничивающим основным надвигом (условно Мессерианский надвиг). И западнее и восточнее горста наблюдается складчатость за счет надвигообразования в осадочных слоях. Восточнее горста картируется опущенный блок с амплитудой погружения до 1,5—2 км по фундаменту и до 0,5—0,6 км по слоям верхней части осадочного комплекса. Этот блок ограничен наклонными разломами, падающими к периферии структуры. С востока к этому блоку, погруженному в виде микрограбена, примыкает целая система блоков, образующих структуру самой Мессерианской ступени. Это, собственно, набор ступеней, воздымающихся в виде взбросов к северо-востоку на фоне общего погружения в этом же направлении, представляющего собой южное крыло Куйлярской синклиналиной зоны [4]. Взбросы осуществляются по системе

наклонных нарушений, согласных с ограничивающим разломом, и обеспечивают поднятие западной части блока с одновременным небольшим ее разворотом. При этом должны формироваться сопряженные разломы взбросового типа, осложняющие еще больше эту сложную тектоническую структуру.

С северо-востока Мессерианская ступень ограничивается относительно приподнятым клиновидным блоком Западно-Копетдагского антиклинория. В центральной части Куйлярской синклиналильной зоны отмечается небольшой погруженный блок, возникший за счет сбросов по разломам, падающим от центра структуры. Следующий, более северный приподнятый блок является симметричным Мессерианской ступени, вернее, ее горстообразной части, что хорошо видно при визуальном анализе гравитационного поля. Этот блок представляет собой приподнятое основание Копетдагской горно-складчатой области и с севера ограничен Копетдагским надвигом, по которому сверху формируется складчатость Копетдага, а снизу происходит погружение периферийных частей Туранской плиты.

Севернее в глубинных границах четко проявлена структура Предкопетдагского прогиба, который в структурном отношении является симметричным Бугдайли-Чикишлярской зоне прогиба. В его пределах фундамент сначала ступенеобразно погружается на глубину до 7 км по зоне Копетдагского надвига, а затем по системе параллельных взбросов ступенеобразно воздымается до глубин 4—5 км в пределах Сокар-Гядынского вала. Последний обусловлен взбросом по разлому, падающему к северу, прослеженному в виде ступени в рельефе *K* и являющемуся сопряженным разломом, по которому осуществляется подвиг окраины Туранской плиты. При этом край плиты изгибается, и при достижении критических положений такое изгибание консолидированной коры сопровождается трещинами отрыва, раскрывающимися сверху вниз. Эти трещины могут возникать или подновляться в настоящее время. Поэтому их выявление и картирование имеет большой смысл при прогнозе перспектив металлогении и возможных источников мелкофокусных землетрясений.

При взбросе осуществлялся разворот блока с его дополнительным раздроблением и с пологим погружением северной части в пределы Сансыз-Куйминского прогиба. Его строение также сложное. В рельефе фундамента отмечается система ступенчатого погружения за счет развернутых при взбросе блоков кристаллического основания. С севера она ограничена вздернутым блоком в пределах Сансызского поднятия, возникшего, по-видимому, за счет вытеснения клиновидного блока консолидированной коры при тангенциальном сжатии. Этот блок ограничен с юга взбросом, а с севера — зоной надвига, который прослеживается по всем глубинным границам земной коры при возрастании амплитуды ступенчатого погружения с глубиной.

По разделу *M* взброс фиксируется в виде ступени амплитудой более 3 км. По этой зоне весь блок надвинут к северу на зону Верхнеузбойского прогиба. Последний представляет собой относительно погруженный блок, сопряженный с севера с относительно приподнятым блоком примерно тех же размеров. Эти блоки разделены между собой зоной взброса по трещине отрыва. Разлом является сопряженным зоной надвига, отделяющего Сансыз-Куйминский прогиб от Зеагли-Дарвазинского поднятия. Сам надвиг прослеживается в виде ступени по всем глубинным границам и характеризуется взбросом южного крыла с амплитудой до 2 км. На глубине это нарушение фиксируется в виде зоны, параллельной зоне взброса, формирующего Верхнеузбойский прогиб. Оно также сопровождается разломом, обусловившим взброс северного крыла и асимметричное строение прогиба.

Зеагли-Дарвазинское поднятие с юга ограничено небольшим, но резко выраженным в рельефе фундамента и осадочных слоев погруженным клиновидным блоком с амплитудой вертикального перемещения по кровле фундамента более 1,5 км. В осадочных слоях амплитуда смеще-

ния меньше и само смещение сглажено. В этом месте и на других участках разломы фундамента проявляются в осадочных слоях в виде флексурных перегибов, реже надвигов. Поднятие территориально относится к Центрально-Каракумскому своду, который образован в результате воздымания клинообразных блоков кристаллических пород по системе взбросов, падающих к центру структуры. Севернее свод не охарактеризован наблюдениями и отражен в геологическом разрезе схематично.

При анализе глубинного геологического разреза были получены новые данные, охарактеризованные в следующих выводах.

1) С севера на юг от Центрально-Каракумского поднятия в пределах Каракумской платформы отмечается утолщение земной коры за счет ступенеобразного погружения раздела *M* по системе взбросов, возникших при поддвиге периферийной части Туранской плиты под мобильный блок Копетдагской зоны.

2) Зоны взбросов прослеживаются на всю мощность земной коры, сопровождаются в верхней части разреза сопряженными разломами, обуславливающими мелкоблоковую структуру верхней части коры, которая, таким образом, увязывается в единую систему с глубинной тектоникой.

3) Количество разрывных нарушений в консолидированной части земной коры возрастает снизу вверх при одновременном уменьшении амплитуды вертикальных перемещений.

4) Максимальные мощности земной коры фиксируются в районе Копетдагской горно-складчатой области. Утолщение коры происходит за счет погружений периферийных блоков Туранской плиты (Каракумской платформы) с севера и блока Южно-Каспийской впадины с юга, вследствие чего горно-складчатая область приурочена к относительно приподнятому блоку земной коры. Последний тем не менее характеризуется значительным утолщением коры на периферийных участках за счет погружений соседних блоков. Погружение происходит по системе наклонных разломов, и поэтому деформации верхней части коры значительно смещены по латерали от места однозначных деформаций глубинных границ. При этом гравитационные ступени могут быть значительно растянуты и даже взаимно скомпенсированы, что может привести к относительно спокойному характеру гравитационного поля в региональном плане.

5) Значительные дислокации верхней части приподнятого Копетдагского мобильного блока обусловлены тангенциальным сжатием верхней части клиновидного блока за счет увеличения крутизны ограничивающих разломов.

6) При повышении тангенциальных напряжений клиновидные блоки выжимались вверх, обусловив сложный рельеф кристаллического фундамента и значительные деформации слоев осадочных пород. Последние в ряде случаев могли создавать структуры, удобные для концентрации нефти и газа.

7) При прогнозе нефтегазоносности значительный интерес представляют участки ступенчатого погружения рельефа и фундамента, особенно в пределах Мессерианской и Сангызской ступеней, сходных по своему внутреннему строению с центральной частью Припятской впадины. Здесь, а также на некоторых соседних участках необходимо ставить более детальные и целенаправленные исследования.

8) Значительный интерес при поисковых и прогнозных работах представляют зоны взбросов преимущественно северного падения, сопряженных с основными надвиговыми зонами Западного Туркменистана. Эти зоны нарушения развиваются в условиях перегиба консолидированной коры при ее погружении, раскрываются сверху вниз и могут служить каналами для интрузий, эффузивных образований, поступления и концентрации рудного вещества. Они могут являться источником мелкофокусных землетрясений, которые могут быть локализованы при объемных построениях.

9) В зоне Копетдаг-Большебалханского глубинного разлома наряду со значительными сдвиговыми подвижками наблюдаются существенные вертикальные перемещения преимущественно сбросо-надвигового характера, формирующие основные типы тектонических структур — зон предгорных прогибов и горно-складчатой области.

#### Литература

1. *Амурский Г. И.* Копетдагский глубинный разлом.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 42—50.
2. *Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наукова думка, 1976, 220 с.
3. *Вольвовский И. С.* Сейсмическая характеристика основных стратиграфических горизонтов в разрезе платформенного чехла Туранской плиты.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 176—190.
4. Геолого-тектоническая карта Копетдага и зоны его сочленения с Туранской плитой/Ред. Вальбе С. П. Ростов-на-Дону, фабрика им. Ильича, 1972.
5. *Годин Ю. Н.* Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, 4, Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1960, с. 15—27.
6. *Годин Ю. Н.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1961, 22 с.
7. *Годин Ю. Н.* Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими данными. М.: Недра, 1969, 252 с.
8. *Горелов С. К., Кульмамедов М., Курбанов М.* Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. М.: Наука, 1979, с. 108.
9. *Дикенштейн Г. Х.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности запада Средней Азии — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 113—122.
10. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 212.
11. *Киреев Б. И., Кравченко А. А.* Результаты применения высокоточной гравиметрии с целью прямых поисков нефти и газа в Западно-Туркменской низменности.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 256—257.
12. *Кравченко А. А., Киреев Б. И.* Плотностная характеристика мезозойскокайнозойских пород Западно-Туркменской низменности.— В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 173—176.
13. *Кузовкина Т. Н., Старобинец М. Е.* Новые данные о морфологии поверхности пермо-триасовых отложений в северной Туркмении.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 85—88.
14. *Курбанов М. К., Ржаницын В. А.* Построение плотностной модели земной коры Западного Туркменистана.— В кн.: Геофиз. сборник АН УССР, 1978, вып. 82, с. 67—74.
15. *Курбанов М. К., Ржаницын В. А.* Гравитационная модель земной коры юга Туркмении.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии земли. Киев: Наукова думка, 1979, с. 193—198.
16. *Одеков О. А., Каратаев Г. И., Васов О. К. и др.* Структура земной коры юга Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1974, 196 с.
17. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры Юго-Восточной Европы.— В кн.: Геофиз. сборник АН УССР, 1967, вып. 19, с. 13—30.
18. *Сытин Ю. И.* Основные структурные особенности складчатого фундамента запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова.— В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 105—112.
19. *Субботин С. И.* Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза. Киев: Наукова думка, 1979, с. 474.
20. *Хариков Б. А.* Геофизическая характеристика структуры земной коры юго-западной Туркмении.— В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. Л.: Наука, 1969, с. 165—173.
21. *Чамо С. С.* Глубинное тектоническое строение восточного борта Южно-Каспийской впадины по данным КМПВ.— В кн.: Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат, вып. 35, 1962, с. 19—22.

Институт сейсмологии АН ТуркмССР  
Ашхабад  
Институт геофизики АН УССР  
Киев

Поступила в редакцию  
17.V.1979

УДК 551.242.31 (571.651)

БОГДАНОВ Н. А., ВИШНЕВСКАЯ В. С., СУХОВ А. Н.,  
ФЕДОРЧУК А. В., ЧЕХОВИЧ В. Д.

### ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АЛЕУТСКОЙ ВПАДИНЫ (БЕРИНГОВО МОРЕ)

Впервые дается описание пояса олистостром, протягивающегося вдоль западного побережья Алеутской впадины. Олистостромовые образования надвинуты с востока на вулканогенные толщи Олюторского хребта. В составе их выделяется матрица терригенного состава и олистолиты, представленные базальтами и кремнистыми породами океанического типа. Образование олистостромов, по-видимому, обусловлено спредингом в осевой части Командорской глубоководной впадины, в результате которого Восточно-Олюторский блок субокеанической коры перемещался в восточном направлении. Это приводило к скупиванию океанической коры под ним и частичной обдукции верхних горизонтов меловой океанической коры Алеутской впадины на край блока, следствием чего и явилось возникновение олистостром.

Алеутская глубоководная впадина Берингова моря с запада ограничивается сложным горным сооружением, прослеживающимся с севера на юг почти на 900 км. Северная часть этой горной системы — Олюторский хребет — расположена на побережье Азии, в пределах Корякского нагорья, простираясь от долины р. Ильпи до Олюторского полуострова на 250 км. Непосредственным орографическим продолжением Олюторского хребта на юге служит подводный хребет Ширшова протяженностью 650 км, который разделяет Алеутскую и Командорскую глубоководные впадины. По данным глубоководного бурения [11], возраст базальтов этих двух впадин различен — в Алеутской он доолигоценый, а в Командорской — среднеолигоценый.

В пределах Мирового океана особый интерес привлекают структуры, имеющие свое продолжение на континентах. Их примеры очень редки, так как обычно в зоне сочленения океан — континент прослеживается резкий структурный уступ, часто возникающий над крупным тектоническим швом. Так как орографически подводный хребет Ширшова и Олюторский хребет представляют собой единое целое, то возможно, что их геологическое строение, судя по данным драгирования и сейсмоакустического профилирования, имеет много общего [8, 10]. Поэтому благодаря данным по геологии Олюторского хребта можно ответить на многие вопросы о природе подводного хребта Ширшова и подойти к объяснению характера и природы Алеутской и Командорской глубоководных впадин. С этой целью в течение нескольких лет сотрудники Института литосферы АН СССР проводят свои исследования вдоль восточного склона Олюторского хребта.

В изучение геологии Олюторского хребта большой вклад внесли сотрудники Института геологии Арктики и объединения «Аэрогеология», проводившие здесь среднемасштабную геологическую съемку.

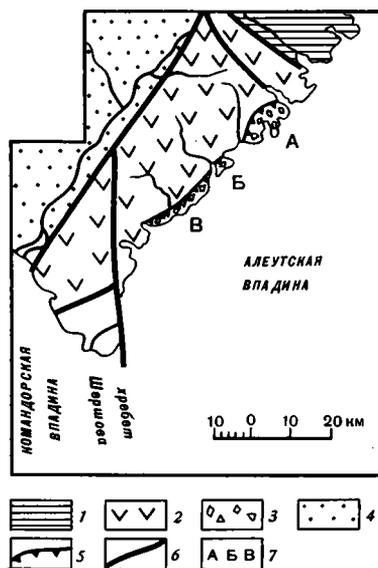
Ими было установлено, что в северной части хребта преимущественным распространением пользуются вулканогенно-кремнистые комплексы, а на остальной большей его площади — вулканогенные. Вулканогенно-кремнистый комплекс выделялся как ватынская свита, а вулканогенные как ватынская и ачайваямская свиты. В связи с бедностью этих образований фаунистическими остатками и лишь начавшимся изучением заключающейся в них микрофауны радиолярий, возраст этих свит не является твердо установленным. Общепринят сантон-кампанский возраст для ватынской и маастрихт-датский, возможно также палеоценовый — для ачайваямской [1, 6]. Разделение вулканогенных комплексов

на ватынскую и ачайваямскую свиты очень условно и обычно проводится весьма субъективно в связи с левыдержанностью строения вулканогенных разрезов и невозможностью их интерполяции даже на не очень большие расстояния. По этой причине в данной статье авторы сознательно избегают использования названий этих свит, оперируя в тексте термином «комплекс», который отвечает тому или иному типу разреза, а также конкретными данными о возрасте.

Вулканогенно-кремнистый комплекс образован пестроцветными, преимущественно красными, кремнистыми и глинисто-кремнистыми отложениями в ассоциации с потоками базальтовых лав. Возраст комплекса устанавливается как коньяк-кампанский, хотя в его составе встречаются образования более древнего, альб-туронского возраста [4].

Рис. 1. Схема расположения пояса олистостром

1 — вулканогенно-кремнистый комплекс (альб — кампан); 2 — вулканогенный комплекс (коньяк — палеоцен); 3 — олистостромовый пояс; 4 — кайнозойские образования, 5 — надвиги; 6 — региональные разломы, дешифрируемые по космоснимкам; 7 — изученные участки распространения олистостромов: А — лагуна Аят, Б — междуречье Мачевна — Таманваям, В — лагуна Тигиль



Вулканогенный комплекс сложен мощными толщами массивных пироксен-плагиофировых базальтов, а также агломератов, лаво- и туфобрекчий и туфов основного состава, отличительной чертой которых является слабо выраженная миндалекаменность. В верхних частях комплекса объем пирокластических пород возрастает, увеличивается степень их дифференцированности, появляются лавы и туфы роговообманковых андезитов. Во временном отношении вулканогенный комплекс охватывает возрастной интервал коньяк — палеоцен (?). В петрохимическом отношении они представляют собой переходный тип от толеитовой к известково-щелочной серии и, вероятно, могут рассматриваться как палеоаналоги остаточных островных дуг [3, 5, 9].

Исследования, проведенные нами в ряде районов западного побережья Алеутской впадины (лагуна Аят, бухта Таман, лагуна Тигиль), привели к обнаружению хорошо обнаженных разрезов, характер которых исключительно резко отличается от разрезов, описанных в Олюторском хребте (рис. 1).

Так, например, в прибрежном районе от бухты Глубокой до мыса Витгенштейна развита толща тонкообломочных, флишеидного характера пород видимой мощностью более 1 км. В ее составе преобладают тонкослоистые от темно-серых до черных аргиллиты и алевролиты с редкими маломощными (10—15 см) прослоями тонкозернистых песчаников, которые на отдельных участках разреза входят в состав ритмично построенных флишевых пачек с характерной градационной слоистостью, знаками нагрузки. По всему разрезу встречаются овальные и шарообразные песчаные конкреции размером в диаметре от нескольких сантиметров до 20—30 см и иногда даже до 1,5 м. Интересно отметить,

что многие из них имеют корку окислов марганца толщиной от 1 до 3—4 см.

Внутри этой кратко описанной флишоидной толщи практически по всему видимому разрезу рассеяны различного размера блоки явно чужеродных образований, большая часть которых имеет отчетливо тектонические, а другие скрытотектонические контакты с вмещающей матрицей. По своему характеру большая часть этих блоков, которые в зависимости от размеров и характера контактов могут называться олистолитами или олистоплаками, не имеет аналогов среди отложений вулканогенно-кремнистого комплекса. Исключение составляют блоки кремнистых пород, которые в целом схожи с таковыми из разреза названного комплекса.

Вулканические породы представлены базальтовыми лавами, которые образуют неправильной формы отторженцы, хорошо картируемые и дешифрируемые на аэрофотоснимках. Отмечены два типа лав. К первому относятся базальты с мелкоподушечной отдельностью размером 20—40 см, межподушечное пространство которых выполнено гиалокластитовым или карбонатным материалом. С этими лавами ассоциируют сургучные глинисто-кремнистые породы и гиалокластиты. Для второго типа характерны крупноподушечные (размер 0,5—1,5 м в диаметре) базальты порфировой структуры с крупными вкрапленниками плагиоклаза. Петрографически оба типа весьма схожи с подушечными толеитовыми базальтами океанического типа.

Блоки кремнистых пород представлены зеленовато-серыми, серыми, реже красноватыми слоистыми породами, которые не прослеживаются по простиранию более чем на первые сотни метров и явно представляют собой инородные образования, хотя в некоторых случаях имеют с флишоидной матрицей псевдостратиграфические контакты типа «осадочных клиппов».

Крупные олистоплаки образуют непрослеживающиеся по простиранию блоки слоистых с радиоляриями коньяка — кампана кремнистых пород и кремнистых аргиллитов, иногда с потоками шаровых лав, которые залегают практически согласно, без особых следов тектонического воздействия на вмещающие аргиллиты. Они являются блоками чужеродных образований, сползших и захороненных в процессе осадконакопления флишоидной толщи.

Наглядный пример скопления разнородных и разновозрастных блоков, не прослеживающихся по простиранию внутри флишоидной толщи, являют собой разрезы по трем параллельным логам, впадающие в устьевую часть лимана Аят. Практически непрерывная обнаженность по ним вскрывает породы на 150—200 м по вертикали. Нижние части этих логов врезаны в аргиллит-алевролитовую флишоидную толщу. Гипсометрически и структурно выше в среднем логу располагается блок, сложенный шаровыми афировыми базальтами с характерной буро-красной окраской, видимая мощность которого составляет 10—12 м. На них залегают полутора-двухметровый горизонт сургучных глинисто-кремнистых пород с оскольчатый изломом, окраска которых обусловлена присутствием большого количества окислов железа. В этих кремнистых породах в изобилии присутствуют остатки радиолярий, комплекс которых характерен для коньяка — сантона (здесь и далее определения В. С. Вишневской). Выше, вероятно тектонически, залегают блок гиалокластитов видимой мощностью 3—4 м, облик и петрографические особенности которых резко отличают их от расположенных в непосредственной близости базальтов. Еще выше по склону среди тектонизированных темных аргиллитов располагается блок серых и голубовато-серых кремнистых пород мощностью около 3 м, также содержащих обильные остатки радиолярий, комплекс которых указывает на маастрихт-датский возраст. Венчает разрез тектонизированная флишоидная толща, в которой снова отмечаются два блока шаровых афировых лав мощностью 3—4 м, разделенных пачкой аргиллитов.

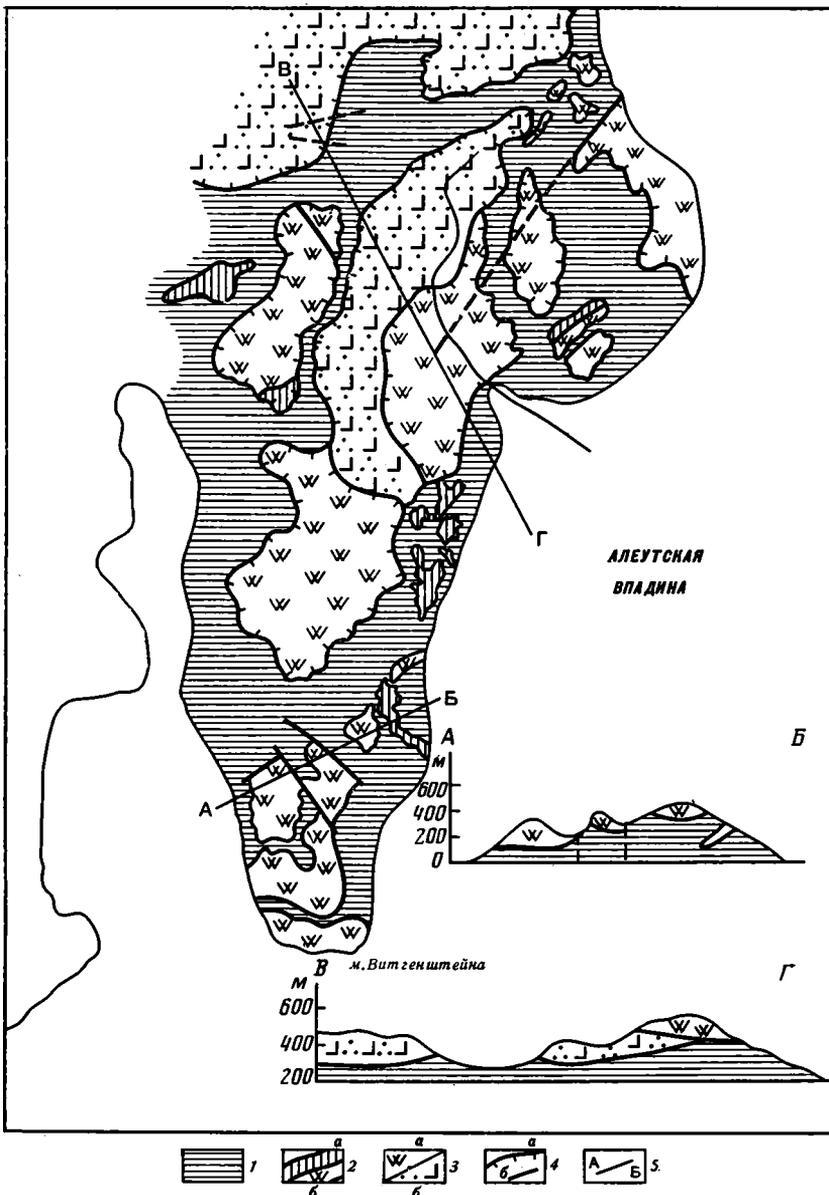


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрезы участка Аят  
 1 — флишoidная олистостромовая толща; 2 — олистоплаки подушечных базальтов (а) и кремнистых пород (б); 3 — кремнисто-вулканогенный комплекс: а — кремнистые породы; б — туфы и туфобрекчии базальтов; 4 — тектонические границы: а — надвиги, б — прощели; А—Б — линии профилей

Подобное скопление на весьма незначительном вертикальном интервале столь разнородных и разновозрастных пород, не прослеживающихся по простирацию и в тектонических взаимоотношениях, свидетельствует об олистостромовой его природе.

Согласно результатам дешифрирования космических снимков, флишoidная олистостромовая толща надвинута с востока на образования вулканогенного комплекса.

Интересно отметить, что структурно выше терригенной олистостромовой толщи располагаются две крупные субгоризонтально залегающие на ней тектонические пластины. Нижняя сложена зеленовато-серыми псаммитовыми кристалло-витрокластическими туфами и различной размерности туфобрекчиями базальтов обычно порфировой структуры. Видимая мощность этой пластины порядка 100—150 м. Отчетливый текто-

нический субгоризонтальный контакт ее прекрасно картируется в верховьях руч. Аят (рис. 2). Самостоятельная крупная тектоническая пластина, залегающая либо непосредственно на олистостромовой толще, либо на нижней пластине, сложена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми породами обычно с заметной слоистостью. Видимая мощность этой пластины порядка 200—250 м. В некоторых случаях, как, например, на западном склоне руч. Аят, между первой и второй пластинами зажаты маломощные милониты, сложенные тектонизированными породами олистостромовой толщи, которая, видимо, служила «смазкой» при перемещении верхнего кремнистого покрова.

Характер образований, слагающих нижнюю и верхнюю пластины, достаточно хорошо сопоставляется с породами вулканогенно-кремнистого комплекса, широко развитыми непосредственно к северу от описываемого района.

Возраст флишоидной толщи как матрицы олистостромы непосредственно в районе лагуны Аят может быть определен лишь косвенно, на основании сопоставления с возрастными определениями включенных в нее олистолитов. Естественно, что время ее формирования должно быть во всяком случае несколько более поздним, чем возраст включений. Определения маастрихт-датского возраста олистолитов позволяют принять возраст матрицы более молодым, скорее всего палеогеновым.

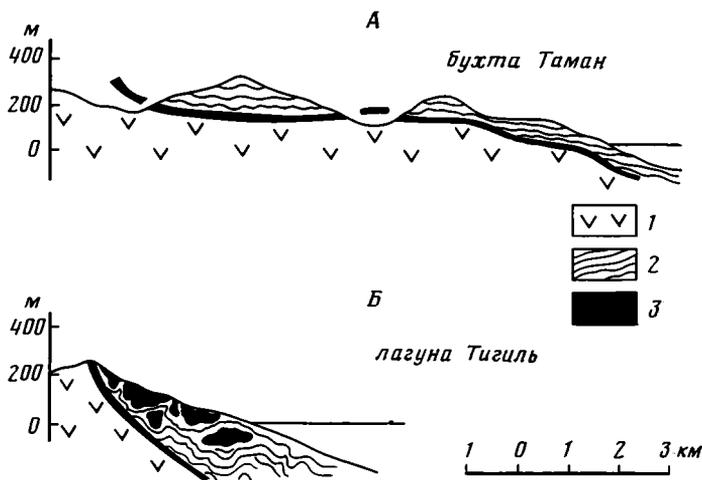


Рис. 3. Геологические разрезы олистостромовой толщи: А — бухта Таман, Б — лагуна Тигиль  
1 — параавтохтонная вулканогенная толща Олюторского хребта; 2, 3 — олистострома (2 — матрица терригенного состава, 3 — олистолиты пород океанического происхождения)

В 20—25 км южнее рассмотренного района (по побережью) на участке междуречья в нижнем течении рек Мачевна и Таманьям развиты породы вулканогенного комплекса, представленные преимущественно лавами и лавобрекчиями пироксен-плагиоклазовых базальтов и в меньшей степени их туфами и туфобрекчиями. На них тектонически, образуя бескорневой субгоризонтальный покров, налегает толща флишоидного облика, сложенная темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами и маломощными пачками тонкослоистых туфогенно-кремнистых пород (рис. 3, А). В кремнистых породах с примесью карбонатного материала обнаружены фораминиферы, которые, по заключению В. А. Крашенинникова, принадлежат палеогену. Внутри флишоидной толщи местами отмечаются чужеродные блоки массивных кремнистых пород и афировых базальтовых лав. Общий характер разреза и наличие включений позволяют считать эти образования аналогом описанной выше олистостромовой толщи в районе лагуны Аят.

Еще южнее, в районе лагуны Тигиль (рис. 3, Б) также развиты породы вулканогенного комплекса. Они представлены толщей зеленых

туфов. Туфы псаммитовой размерности обладают кристаллокластической структурой и сложены обломками плагиоклаза и клинопироксена, сцементированными разложенным пепловым материалом. В составе толщи присутствуют также кремнистые туффиты.

В морских береговых обрывах к югу от лагуны Тигиль на толщу зеленых туфов по относительно крутому (около 45°) надвигу, осложненному местами встречными разломами, налегает олистостромовая толща. Туфы и кремнистые туффиты в зоне разлома тонко рассланцованы и цеолитизированы; под микроскопом в них обнаруживаются катакластические структуры. Ширина тектонизированной зоны не менее первых сотен метров.

Строение олистостромовой толщи в этом районе несколько отличается от описанного выше. Основным различием служит существенное преобладание по объему олистолитов над матрицей и очень сильная тектоническая переработка последней.

Матрица олистостромовой толщи (рис. 4) сложена черными аргиллитами, в меньшей степени алевролитами и песчаниками. Местами в аргиллитах появляются прослои и линзы кремней серого и зеленого цвета. Породы матрицы перемяты, тонко рассланцованы; для них характерны отчетливые структуры катаклаза.

Олистолиты составляют от 50 до 80% объема олистостромовой толщи. Размер их колеблется от нескольких до десятков метров. Форма олистолитов неправильно-изометричная, реже пластинообразная. Какая-либо ориентировка в их расположении отсутствует. Породы олистолитов в различной степени рассланцованы, причем степень их рассланцованности не зависит от характера деформаций во вмещающих их глинистых сланцах.

В составе олистолитов выделяются базальты, кремнистые породы, туфы и габброиды. Базальты и кремнистые породы распространены в олистостроме равномерно, тогда как туфы тяготеют к ее нижней части. Что касается габброидов, то они отмечены как в нижних частях олистостромов, так и в виде пластин, тектонически затертых в зонах разломов внутри толщи зеленых туфов.

Базальты слагают наибольшее количество глыб. Они характеризуются подушечной отдельностью, массивной или слабоминдалекаменной текстурой. Среди них выделяются две разности. Первая представлена породами пятнистой красно-зеленой окраски, с подушечной отдельностью. Во вкрапленниках представлен исключительно плагиоклаз; основная масса интерсертальная, сложена лейстами плагиоклаза, редкими микролитами клинопироксена, рудным минералом и разложенным стеклом. Межподушечное выполнение сложено красной кремнистой породой, вероятно, абиогенного происхождения. Вторая разность — это темные серо-зеленые афировые породы. Они обладают интерсертальной, местами вариолитовой структурой и сложены лейстами плагиоклаза с заключенными между ними зернами клинопироксена, рудного минерала, а также девитрифицированным стеклом. Межподушечное выполнение представлено серым карбонатно-кремнистым материалом.

Кремнистые породы образуют линзы и прослои среди плагиофировых базальтов, а также слагают самостоятельные глыбы. Они представлены сливными красно-бурыми яшмами и кремнистыми туффитами, содержащими иноцерамовые слои. Туфы слагают относительно немногочисленные глыбы и представлены двумя разностями. Первая из них аналогична подстилающим олистострому породам, описанным выше. Вторая — это голубоватые рассланцованные породы витрокристаллокластического состава, сложенные обломками плагиоклаза, иногда кварца и хлоритизированным и карбонатизированным стеклом.

Габброиды олистолитов представляют собой темно-серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, единичных зерен ортопироксена, акцессорного биотита и рудного минерала.

Три описанных участка являются, по-видимому, фрагментами единого пояса олистостром, протягивающегося вдоль западного побережья



Рис. 4. Фотография олистостромовой толщи в районе лагуны Тигиль; видны терригенная матрица и небольшие олистолиты вулканогенно-кремнистого состава

Алеутской впадины. В пользу этого говорит сходство терригенных пород по составу (они состоят в основном из переотложенного вулканогенного материала) и возрасту (вероятно, палеогеновому); состав олистолитов районов Аята и Тигиля также аналогичен. Это в первую очередь базальты, структурно-текстурные и минералогические особенности которых сближают их с афировыми и плагифировыми толентами океанов. Подушечная отдельность свидетельствует о подводном их излиянии, а состав межподушечного заполнения говорит об их глубоководности. Переслаивающиеся с ними кремнистые породы представляют собой окремненные вулканогенные образования (тонкообломочные туффиты и гиалокластиты).

Состав и характер большей части описанных олистолитов достаточно убедительно свидетельствует в пользу их океанической природы. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта, к которому с востока примыкает пояс олистостром, соответствует, как говорилось выше, внутриокеаническому поднятию типа остаточных или ремнантных островных дуг.

Флишоидная толща, надвинутая с востока на позднемиоценовые вулканы и являющаяся матрицей олистостромы, судя по текстурным признакам (градационная слоистость, знаки нагрузки и т. д.), присутствию конкреций с марганцевистой коркой, представляет собой глубоководное образование, формирование которого происходило, вероятно, у подножия островной дуги. Вулканические породы дуги были частичным источником терригенного материала флишоидной толщи, в пользу чего свидетельствуют устанавливаемые при петрографическом изучении обломки вулканитов в породах флишоидной толщи.

Таким образом, наличие единого пояса олистостром вдоль восточного края Олюторского хребта, содержащего в олистолитах преимущественно породы океанической коры, может свидетельствовать о том, что в раннетретичное время весь Восточно-Олюторский блок субокеанической коры перемещался по направлению на восток. Время перемещения этого блока, вероятнее всего, падает на начало эоцена — средний олигоцен. Возможно, что его перемещение было обусловлено процессами

ми спрединга в осевой части глубоководной Командорской впадины. Движение Восточно-Олюторского блока приводило к скупиванию океанической коры под ним [2, 7] и частичной обдукции верхних горизонтов меловой океанической коры Алеутской впадины на край блока. Разделение пластин океанической коры на отдельные фрагменты и захоронение в виде олистолитов во флишеидных толщах осадочного клина, формировавшихся у подножия хребта, привело к образованию пояса олистостром вдоль зоны сочленения Алеутской впадины с субокеанским вулканическим хребтом.

#### Литература

1. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 85—95.
2. Богданов Н. А. О тектоническом скупивании коры в океанах.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 133—146.
3. Богданов Н. А., Сухов А. Н., Чехович В. Д. Базальтоидные комплексы Олюторского хребта.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. М., 1980.
4. Вишневская В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д. О возрасте ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 71—78.
5. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
6. Егизаров Б. Х., Дундо О. П., Аникеева Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья.— Тр. НИИГА. Т. 148. Л.: Недра, 1965. 343 с.
7. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
8. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 286 с.
9. Karig D. E. Remnant arc.— Bull. Geol. Soc., 1972, v. 83, № 4, p. 1057—1068.
10. Ludwig W. Y. Structure of the Bering Sea basins — In: The Geology of Continental Maryins/Eds Burk C. A., Drake C. L., Springer — Verlag, 1974, № 4, p. 661—668.
11. Sholl D. W., Greager J. S. Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) results in Far North Pacific and Aleutian Ridge and Bering Sea.— Init. Reports of DSDP, Washington, 1973, v. 19, p. 897—913.

Институт литосферы АН СССР

Поступила в редакцию  
25.V.1981

ФИЛАТОВА Н. И., ДВОРЯНКИН А. И., ДОРОГУТИНА А. П.,  
КУЗНЕЦОВА И. А., МАЖЕНШТЕЙН Ф. А., СМЕЛОВСКАЯ М. М.

## СТРОЕНИЕ МЕЛОВЫХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОЯСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение космических снимков (с привлечением геолого-геофизических данных) позволило выявить дополнительную информацию о тектонической структуре меловых магматических поясов Северо-Востока СССР. Для Охотско-Чукотского пояса уточнено строение и размещение главных магмоподводящих разломов, а также поперечных к ним линеаментов, причем многие широтные и меридиональные разрывы выявлены впервые. Установлено, что магматические пояса являются средоточием кольцевых тектоно-магматических структур, размещение которых предопределено линейными разломами. Выявлены закономерности расположения кольцевых структур, связанных с мантийным и коровым магматизмом. Сгущение крупнейших кольцевых мегасистем, связанных с анатектическим магматизмом, отдешифрировано на участке кардинального изменения простираания ОЧВП. Анализ закономерностей размещения различного рода тектоно-магматических кольцевых структур позволил реконструировать геодинамическую обстановку на территории формирования магматических поясов. Отходящие от ОЧВП в пределы мезозойских поперечные меловые магматические пояса представляют собой цепочки кольцевых тектоно-магматических структур, размещающихся вдоль линейных или дуговых разломов, причленяющихся к магмоподводящим линеаментам ОЧВП, с которыми обнаруживается структурная и генетическая связь, подчеркнутая геофизическими данными.

Меловой известково-щелочной магматизм довольно широко проявился на Северо-Востоке СССР. Наибольшие его объемы сконцентрированы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), сведения о котором изложены в многочисленных публикациях. Кроме того, на Северо-Востоке СССР откартированы меловые известково-щелочные магматические пояса меньшего размера, поперечные по отношению к ОЧВП, размещающиеся в тылу последнего. Мнения геологов о тектонической природе этих поясов и их соотношении с ОЧВП различны [3, 5, 6].

Изучение космических снимков (КС) магматических поясов Северо-Востока СССР (с привлечением геолого-геофизических материалов) позволило уточнить, а в ряде случаев получить дополнительную информацию об их строении и соотношении друг с другом.

На КС ареалы мелового известково-щелочного магматизма фиксируются скоплением разнообразных кольцевых тектоно-магматических структур. Следует подчеркнуть, что, хотя кольцевые структуры выделялись здесь по наземным работам и ранее, однако изучение КС показывает недооценку их роли в строении рассматриваемых поясов. Кроме того, на КС установлено, что размещение кольцевых тектоно-магматических структур подчинено линейным разломам<sup>1</sup>, вследствие чего последние рассматриваются в первую очередь.

### ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС

#### 1. Линейные разломы

Главные магмоподводящие линеаменты ОЧВП на КС дешифрируются несколько в иной конфигурации и более полно по сравнению с их изображением на геологических и тектонических картах. На КС установ-

<sup>1</sup> Эта взаимосвязь подтверждает эндогенный генезис описываемых здесь кольцевых структур. Кольцевые структуры экзогенного происхождения, выделенные на Северо-Востоке СССР, здесь не рассматриваются.

лено, что разломы, предопределяющие положение большей (за исключением крайней северо-восточной) части ОЧВП, не составляют единой зоны, а образуют несколько мощных, протяженных систем общего северо-восточного простирания, пересекающихся друг с другом под острым углом. Из сопоставления их с геологическими данными следует, что указанные разломы, рассекающие краевую часть дорифейского континента (значительно переработанного в палеозое и мезозое), были магмоподводящими лишь на отдельных отрезках, ограниченных местами их взаимопересечений. Таким образом, магмоподводящие отрезки отдельных систем составляли в плане ломаную зигзагообразную линию, что и предопределило извилистую конфигурацию ОЧВП (на Чукотке эта линия под прямым углом причленяется к магмоподводящим разломам северо-западной ориентировки). Аналогичную форму имеет и гравитационная ступень регионального поля силы тяжести, сопровождающая ОЧВП.

Отдешифрованные магмоподводящие системы ОЧВП образованы сгущением кулисообразно расположенных составляющих, нарушенных поперечными разломами (сдвигами). Ниже эти системы рассматриваются на примере восточной части пояса.

Между п-овом Пьягина и мысом Валижгенским на КС отчетливо выделяется контролирующая магматизм Кони-Охотская система разломов (азимут  $30-45^\circ$ ). Восточнее, вдоль побережий Гижигинской и Пенжинской губы, отдешифрована широкая (200 км) Охотско-Пенжинская система разломов (рис. 1), имеющая уже иное ( $60-70^\circ$ ) простирание; магмоподводящим является ее отрезок, ограниченный с запада Кони-Охотской, а с востока Анадырско-Орловской системами разрывов. Последняя, имеющая ориентировку  $40^\circ$ , обуславливает простирание ОЧВП в бассейне р. Анадырь. В северо-восточной ее части четко дешифрируются две параллельные магмоподводящие составляющие, отстоящие друг от друга на 30 км, ранее выделявшиеся как Анадырский и Орловско-Каменский разломы. На северо-востоке они, как это видно на КС, ограничиваются Еропольско-Амгуэмским разломом, а юго-западнее долины р. Пенжины сменяются широкой (до 100 км) зоной параллельных разломов, выраженных на КС значительно менее четко, поскольку в мелу они не были магмоподводящими; по наземным работам эта зона обычно не выделялась. Юго-западное продолжение Анадырского разлома при наземных работах показывалось по-разному [7—9], общим в его изображении на ранее составленных картах было изменение простирания с северо-восточного на восток-северо-восточное. Однако на КС выяснилось, что в эту изломанную в плане линию объединялись составляющие двух разных систем разломов — Охотско-Пенжинской и Анадырско-Орловской [11].

Судя по КС, наиболее вероятным продолжением Анадырского разлома на юго-западе является Микинско-Пенжинский разлом (рис. 2), который несколько смещен в связи с поперечными сдвигами.

Далее на северо-восток, в пределах Анадырского плоскогорья, пояс, судя по КС, связан с серией параллельных разломов восток-северо-восточного простирания (Еропольско-Амгуэмским, Верхнеанадырским), магмоподводящая роль которых затухает вблизи поперечной Чаунской системы разрывов. Возможным юго-западным продолжением Еропольско-Амгуэмского разлома являются Авлондинский и Омолонский разломы, расположенные по отношению друг к другу кулисообразно, что вызвано, вероятнее всего, сдвиговыми перемещениями.

На крайнем северо-востоке ОЧВП отдешифрованы разломы северо-западной ориентировки, обуславливающие резкое изменение простирания пояса; это Чаунская система разрывов (в близкой конфигурации изображенная на геологических и тектонических картах), а также Курпкинский и Эргувеемский разломы (см. рис. 4).

Усложняет восточную часть ОЧВП отчетливо дешифрирующаяся Канчаланская система разломов (см. рис. 3) восток-северо-восточного простирания, будучи магмоподводящей на участке, ограничен-

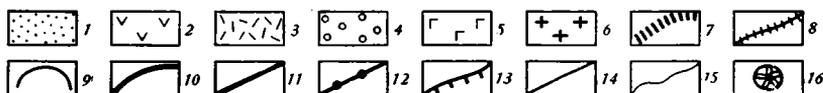
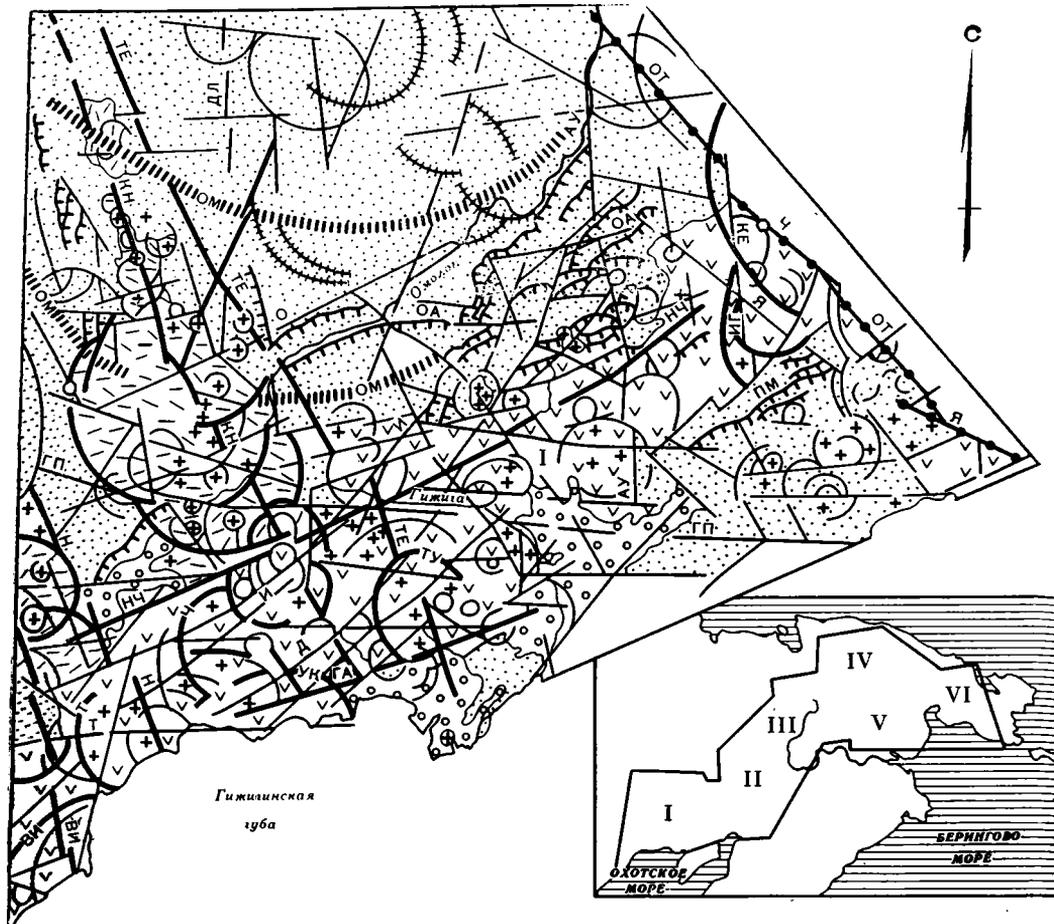


Рис. 1. Структурная схема Гижигинского сектора (I) Охотско-Чукотского вулканогенно-го пояса по космическим данным

1 — дорифейские — мезозойские образования фундамента ОЧВП; 2 — нижне-верхнемеловые известково-щелочные вулканогенные образования ОЧВП; 3 — нижне-верхнемеловые известково-щелочные магматические образования в зонах северо-западных и дуговых разломов, причленяющихся к ОЧВП; 4 — сенонские — палеогеновые субщелочные и щелочные базальтоиды; 5 — кайнозойские терригенные образования; 6 — ранне-верхнемеловые гранитоиды; 7 — дуговые разломы метаморфогенных кольцевых структур предположительно дорифейского возраста; 8 — дуговые разломы девонских кольцевых тектоно-магматических структур; 9 — дуговые и кольцевые разломы меловых кольцевых тектоно-магматических структур; 10 — дуговые разломы внешнего ограничения меловых кольцевых тектоно-магматических мегасистем и сложнопостроенных систем; 11 — крупные магмоподводящие разломы; 12 — разломы, разграничивающие секторы ОЧВП; 13 — вадвиги и взбросо-надвиги; 14 — разломы прочие; 15 — границы интрузивные и стратиграфические; 16 — метеоритный кратер оз. Эльгыгытгын

Разломы вертикальные и крутонаклонные. Кони-Охотская система: Д — Джольский, И — Имяханский; Омсукчанская система разломов: Ви — Вилигинский, Н — Насучанский; Сугойская система: КН — Коркодонско-Наяханский, ТЕ — Тебанинский; Охотско-Пенжинская система: НЧ — Некучанско-Чайвавеемский, ГА — Гармандинско-Пареньский, О — Омолонский; Охотско-Корякская система: Т — Тавагумский, ГП — Гижигинско-Парапольский, АУ — Ауланджинский, ДЛ — Долманский, КЕ — Кегалинский, ОТ — Омолонско-Тыльхойский, Ч — Чахнитский, Я — Якваамский. Системы надвигов и взбросо-надвигов: ОА — Омолано-Ауланджинская, ПМ — Паренско-Мургальская. Кольцевые структуры: ВИ — Вилигинская, ОМ — Омолонская, КГ — Кегалинская, Н — Наяханская, Т — Тавагумская, ТУ — Туромгинская, У — Уйканинская, Ч — Чалбуинская. На врезке к рис. 1 показано расположение секторов Охотско-Чукотского пояса: I — Гижигинский, II — Пенжинский, III — Анадырский, IV — Центрально-Чукотский, V — Канчаланский, VI — Беринговский

ном меридиональными Танжурерским и Крестовским разломами, создали кулисообразность в строении пояса.

Упомянутые отдешифрованные системы разломов, как это следует из сопоставления их с геологическими данными, являлись проводниками мантийных расплавов (дифференцированных в промежуточных очагах до сравнительно кремнекислых разностей). Однако в тылу ОЧВП, во внешней его зоне, вдоль них располагаются обширные поля вулканитов кислого состава, связанных, вероятно, с очагами палингенной магмы [7].

**Прочие линейные разломы**, отдешифрованные в пределах ОЧВП, пересекают в северо-западном, широтном и меридиональном направлении рассмотренные выше системы разрывов, нередко протягиваясь на многие сотни километров через разновозрастные тектонические области и являясь, таким образом, трансрегиональными; они существенно влияют на локализацию кольцевых тектоно-магматических структур. Из КС следует, что роль этих линейных элементов меняется вдоль простирания пояса, что позволило выделить в пределах рассматриваемой его части шесть поперечных зон или секторов (в иных границах по сравнению с данными В. Ф. Белого [1]) — Гижигинский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский, Канчаланский, Беринговский, которые, как это будет показано ниже, различаются и характером кольцевых структур.

Отдешифрованные на КС разломы северо-западной ориентировки (в большинстве случаев известные и ранее по наземным работам) нередко обособляют в ОЧВП поперечные поднятые блоки фундамента, в пределах которых располагаются того же направления цепочки тектоно-магматических кольцевых структур с интенсивно проявленным коровым, реже мантийным магматизмом с преобладанием интрузивных образований; на отдельных этапах они играли роль сдвигов. Наиболее крупные разломы этой ориентировки обычно выражены линейными отрицательными аномалиями поля силы тяжести.

Из рассматриваемой группы разломов следует упомянуть четко дешифрирующиеся на КС Омсукчанскую и Сугойскую системы разломов, играющие важную магмо- и рудоконтролирующую роль в Гижигинском секторе ОЧВП и обуславливающие резко выраженную поперечную зональность этого сектора. Четко дешифрируются также Омолон-Тылхойский и Чахнитский разломы, разграничивающие Гижигинский и Пенжинский секторы (см. рис. 1, 2).

Березовская зона разломов [2], пересекающая Пенжинский сектор, наиболее четко на КС проявлена во внешней зоне ОЧВП, тогда как юго-восточнее долины р. Холоховчан она выражена на КС пунктирно. Отчетливо дешифрируются составляющие ее Чалбугчанский и Уш-Урукчанский разломы, обособляющие во внешней зоне ОЧВП поперечный поднятый блок фундамента с приуроченными к нему меловыми кислыми вулканитами и гранитоидами; во внутренней зоне пояса, в пределах Ичигемского хребта, первый из них (отчетливо проявленный как сдвиг [7]) контролирует размещение поперечной полосы массивов гранитоидов.

Пенжинский сектор ОЧВП пересекает еще один протяженный линейный элемент северо-западной ориентировки — Пенжинско-Аниваямский, уходящий, судя по КС, в пределы Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. Геологическое его значение подчеркивается приуроченностью к северо-западной его части обширных полей верхнемеловых вулканитов кислого состава и сенопалеогеновых базальтоидов.

На границе Пенжинского и Анадырского секторов ОЧВП отдешифрован протяженный Мургалско-Налгимский разлом (прослеженный на КС до Таловско-Майнского поднятия), который с востока ограничивает магмоподводящий отрезок Охотско-Пенжинской системы разрывов; устанавливается сдвиговая его природа (по смещению верхнеюрских — сеноманских терригенно-вулканогенных образований и массивов меловых гранитоидов).

Восточнее, в Анадырском секторе, отдешифрованные разломы северо-западной ориентировки располагаются веерообразно в секторе между 300—330°.



В Канчаланском секторе, на междуречье Танюер — Канчалан, от-  
дешифрирована широкая (60 км) и протяженная (240 км) система раз-  
ломов, ориентированная по азимуту 295—305°.

Из отдешифрированных разломов широтной ориентировки прежде  
всего следует отметить Охотско-Корякскую систему [12], отображенную  
на КС рядом параллельных составляющих общей шириной 130 км. Она  
протягивается из Приохотья к побережью Берингова моря (см. рис. 1).

Восточнее, в Пенжинском секторе, отдешифрированы два протяжен-  
ных (180—200 км) широтных разлома — Верхнеокланский (протягиваю-  
щийся из долины р. Тылхой через верховья р. Оклан в долину р. Хиуз-  
ная) и Шайбовеемский (прослеживающийся из долины р. Шайбовеем  
в долину р. Пенжины). Эти разломы, выраженные на КС пунктирно, при  
наземных работах не выявлялись или изображались фрагментарно, тог-  
да как геологическое их значение как магмолокализирующих и рудокон-  
тролирующих структур весьма существенно.

Широтные разломы отдешифрированы и в более восточных частях  
ОЧВП. Из них следует отметить зону разломов шириной 35 км, протя-  
гивающуюся на 200 км в северо-западной периферической части Цент-  
рально-Чукотского сектора (рис. 3).

В Канчаланском секторе отдешифрирована широтная Амгуэмская  
система разломов, ширина которой достигает 70 км; ей соответствует  
горизонтальный градиент поля силы тяжести.

Из отдешифрированных меридиональных разломов следует указать  
Маметчинско-Шайбовеемский сдвиг, который из ОЧВП прослеживается  
в Олойскую зону и Корякино. В ОЧВП Маметчинско-Шайбовеемский  
разлом выражен неодинаково: от устья р. Микина до верховья р. Оклан  
это единый прямолинейный линеамент, который в бассейнах рек Оклан  
и Шайбовеем сменяется зоной параллельных составляющих шириной  
около 10 км; севернее, в левобережье р. Пенжины, количество составляю-  
щих возрастает, а ширина зоны увеличивается до 35 км (см. рис. 2).

Еще один протяженный (до 400 км) трансрегиональный разлом ме-  
ридиональной ориентировки — Пенжинско-Яблонский — дешифрируется  
на границе Пенжинского и Анадырского секторов.

В месте изменения простирания ОЧВП с северо-восточного на севе-  
ро-западное, на границе Анадырского и Центрально-Чукотского секторов  
отдешифрировано три мощных субмеридиональных разлома. Этчикун-  
ский разлом прослеживается на КС от верховьев р. Кэвеема до р. Гит-  
ленкууль на 210 км и состоит из коротких кулисообразно расположенных  
разрывов; этому разлому соответствует линейная положительная ано-  
малия регионального поля силы тяжести. Два других долготных разло-  
ма — Чинейвеемско-Юрумкувеемский и Бельский располагаются сбли-  
женно и образуют единую систему общей шириной не менее 40 км и

Рис. 2. Структурная схема Пенжинского (II) и Анадырского (III) секторов Охотско-  
Чукотского вулканогенного пояса по космическим данным

Условные обозначения см. на рис. 1. Буквенные обозначения: *разломы, вертикальные и крутонаклонные*. Анадырско-Орловская система: МП — Микинско-Пенжинская, ОК — Орловско-Каменский; Березовская система: У — Ум-Урукчанский, ЧА — Чалбугчанский, А — Анадырский, АВ — Авлондинский, Б — Бельский; БА — Большеанюйский, ВА — Верхнеанадырский, ВО — Верхнеокланский, ЕА — Еропольско-Амгуэмский, КА — Кай-емравеемский, МА — Малоанюйский, МК — Мечкеревско-Кэйнинвеемский, МН — Мур-гальско-Налгимский, МШ — Маметчинско-Шайбовеемский, ОМ — Окланско-Мургаль-ский, ОТ — Омолонно-Тылхойский, ПА — Пенжинско-Аниваямский, ПП — Пельвельвеемско-Пеледонский, ПЯ — Пенжинско-Яблонский, РБ — Раучуанско-Бельский, Т — Тытыльвее-мский, ТУ — Теньвельвеемско-Упринский, Ч — Чахнитский, ЧЮ — Чинейвеемско-Юрумкувеемский, Ш — Шайбовеемский, Я — Якваамский. Системы надвигов и взросо-  
надвигов: ПМ — Пареньско-Мургальская. Кольцевые структуры: АН — Верхнеанюйская, АУ — Аунейская, ВА — Верхнеанадырская, ВЖ — Ворожейская, ВП — Верхнепенжин-ская, ВО — Верхнеокланская, Е — Еропольская, ИИ — Ичегемская, ИР — Иргунейская, КГ — Кегалинская, КШ — Кегалинско-Шайбовеемская, МК — Макковеемская, МЧ — Малочалбугчанская, НУ — Нургесинская, ОК — Окланская, ОР — Орловкинская, ОУ — Олойско-Умкувеемская, ПЕ — Пенжинская, ПО — Правопенжинская, ТХ — Тылхойская, УМ — Умкыневеемская, ХО — Хайокланская, Ч — Чалбугчанская, Ю — Юрумкувеем-ская, ЮВ — Южно-Вапанайская, ЮЛ — Юлговаамская, Я — Яблонская, ЯР — Яраква-  
амская



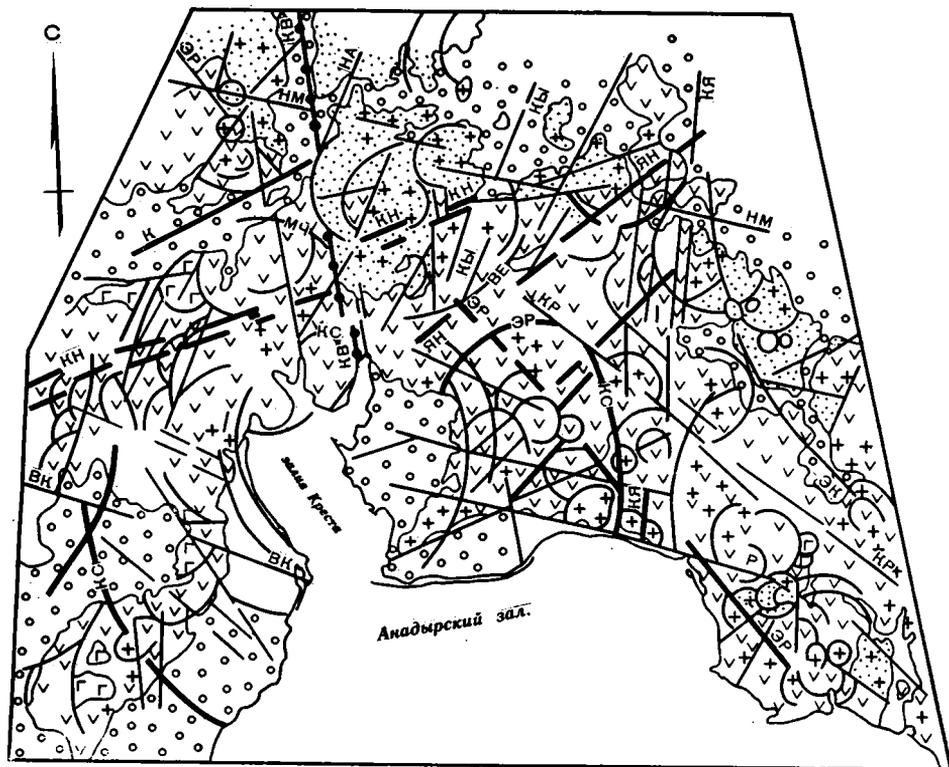


Рис. 4. Структурная схема Беринговского сектора (VI) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по космическим данным

Условные обозначения см. на рис. 1. Буквенные обозначения: *разломы вертикальные и крутонаклонные, Кымынейвеемская система*: KB — Кымынейвеемский, HA — Наунэсонский, BK — Верхнеканчаланский, K — Колючивеемский, KB — Крестовский, KH — Канчаланский, KP — Курупкинский, KY — Кэуянвувээмский, NM — Нижнемараваамский, P — Руддерский, ER — Эргувеемский, YN — Яранамавеемский. *Кольцевые структуры*: VE — Вельмайская, KS — Крестовская, LY — Лимгытынотская, LN — Линатхырвуваамская, MC — Матачингайская, ER — Эргувеемская

полосу шириной около 40 км, протягивающуюся в юго-восточной (прилежащей к Пенжинскому прогибу) части ОЧВП, из долины р. Большой Чалбугчан в бассейн р. Мургаль (см. рис. 2). Западное продолжение полосы этих надвиговых структур отдешифрировано в бассейне р. Парень (см. рис. 1), в связи с чем здесь выделена единая Пареньско-Мургальская система субпараллельных надвигов и взбросо-надвигов, имеющая чешуйчатое строение, с общим наклоном плоскостей сместителей на юго-восток.

Выделение на KS этих надвиговых структур согласуется с наземными наблюдениями [8], подтверждающими их распространение в бассейне р. Пенжины, причем в аллохтонном залегании установлены не только породы фундамента ОЧВП, но и альб-сеноманские вулканы среднего — основного состава. Запечатывающие эти надвиги сеноманские отложения определяют поздне меловой возраст надвигообразования. Указанные надвиги являются, вероятно, отражением интенсивных горизонтальных перемещений, которые происходили в меловое время в южнее расположенных участках Корякско-Камчатской тектонической области.

Еще один участок взбросо-надвигового строения отдешифрирован в северной части ОЧВП, на юго-западном окончании Верхнеанадырского разлома, в бассейнах рек Яблон и Афонькина (см. рис. 2). Субпараллельно расположенные взбросо-надвиги (с наклоном плоскостей сместителей на юго-восток) имеют протяженность около 80 км. Проведенные наземные работы подтверждают возможность присутствия здесь этих структур, причем в аллохтонном залегании находятся, вероятнее всего,

альб-сеноманские терригенные и вулканогенные (среднего — основного состава) отложения, а поздне меловые вулканиты кислого состава (макковеевская свита) образуют неавтохтон.

## 2. Кольцевые структуры

Космическое изображение показывает, что ОЧВП является средоточием разнообразных меловых кольцевых структур, диаметр которых колеблется от первых сотен метров до первых сотен километров. Выделяются элементарные кольцевые структуры (кальдеры, купола), образованные концентрически расположенными дугowymi и кольцевыми разломами в сочетании с радиальными разрывами, а также кольцевые системы, состоящие из совокупности элементарных кольцевых структур (нередко имеющие вид «шарикоподшипника»); кольцевые системы поперечником более 100 км выделены в ранг кольцевых мегасистем.

Геолого-геофизическая интерпретация отдекшифрованных кольцевых структур свидетельствует о тектоно-магматической их природе, что было подтверждено и при проверочных наземных работах в пределах некоторых из них (например, ниже рассмотренной Юрумкувеевской). Доказательством генетической связи всех отдекшифрованных в пределах ОЧВП кольцевых структур с процессами магматизма служит закономерное расположение в их пределах меловых вулканических и интрузивных образований; в зависимости от преобладания тех или иных магматических фаций тектоно-магматические кольцевые структуры разделены на вулканотектонические, плутоно-тектонические, вулканоплутоно-тектонические. Геологические материалы показывают, что кольцевые структуры генетически могут быть связаны с мантийным или палингенным, коровым магматизмом. Первые из них располагаются, как правило, вдоль интенсивных горизонтальных градиентов поля силы тяжести (соответствующих глубинным подкоровым разломам), тогда как вторым нередко отвечают отрицательные гравитационные аномалии (отражающие, вероятно, положение меловых коровых очагов анатектической магмы, что в ряде случаев доказывается выходами в этих участках гранитоидов).

Характеристика кольцевых структур дана по отдельным секторам ОЧВП, поскольку их размещение определяется линейными разломами, а роль последних значительно меняется вдоль простирания пояса.

**В Гижигинском секторе** кольцевые тектоно-магматические структуры образуют ряды восток-северо-восточного и северо-западного простирания вдоль составляющих Охотско-Пенжинской, Омсукчанской и Сугойской систем разломов. Сгущение их наблюдается в узлах пересечения этих разнонаправленных разломов, особенно если в пересечении участвуют и субширотные разрывы Охотско-Корякской системы. На рассматриваемом отрезке ОЧВП преобладают кольцевые системы, имеющие первые десятки километров в поперечнике; наиболее крупные из них — Вилигинская, Уйканинская, Кегалинская, Таватумская, Чалбуинская, Наяханская и Туромчинская (см. рис. 1).

В Гижигинском секторе вдоль разломов северо-западной ориентировки (обособляющих в ОЧВП поперечные поднятые блоки фундамента) располагаются преимущественно плутоно-тектонические кольцевые структуры с интенсивно проявленным гранитоидным магматизмом; местами параллельно им протягиваются ряды вулканотектонических структур, сложенных кислыми вулканитами. Таким образом, северо-западные разломы контролировали здесь кольцевые структуры, связанные скорее всего с коровым палингенным магматизмом.

Отдекшифрованные кольцевые (вулканотектоно- и вулканоплутоно-тектонические) структуры вдоль разломов Охотско-Пенжинской системы обусловлены проявлением мантийного среднего — основного магматизма; однако в тылу ОЧВП, вдоль северных составляющих этой системы, располагаются кольцевые структуры, сложенные умеренно кислыми вулканитами, вероятнее всего, палингенного происхождения.

**В Пенжинском секторе** ряды кольцевых структур имеют преимущественно восток-северо-восточное простираание (предопределенное составляющими Охотско-Пенжинской системы разрывов); отдешифрованные поперечные ряды выражены не столь резко, как в Гижигинском секторе.

Вдоль указанной восток-северо-восточной системы разломов размещаются два параллельных ряда структур, связанных с проявлением среднего — основного магматизма: более северный — вулкано- и вулкано-плутоно-тектонических и более южный — плутоно-тектонических. В северном ряду отдешифрованы две крупнейшие кольцевые мегасистемы — Верхнепенжинская и Верхнеокланская (см. рис. 2).

Первая из них (диаметром около 210 км) занимает верховья рек Олой и Пенжина. Центр ее приурочен к пересечению разломов северо-восточного, северо-западного, широтного и меридионального направления (интересно отметить, что обе упомянутые мегасистемы имеют одну меридиональную ось — Маметчинско-Шайбовеемский разлом). На КС Верхнепенжинская мегасистема выражена фрагментарно. Внешним ее ограничением служит северный дуговой разлом, располагающийся в верховьях р. Олой и лишенный магматических проявлений. В более внутренней части, вдоль кольцевого разлома диаметром около 100 км размещается ряд отрицательных вулкано-тектонических структур от 20 до 65 км в поперечнике, сложенных альб-сеноманскими вулканитами среднего — основного состава. В центральной части Верхнепенжинской мегасистемы располагаются три кольцевые структуры диаметром 15—30 км, в пределах которых кроме упомянутых вулканитов вскрываются и массивы гранитоидов, обилие которых позволяет предполагать здесь крупный меловой периферический очаг мантийной магмы.

Верхнеокланская кольцевая мегасистема диаметром около 125 км отдешифрована в бассейнах рек Шайбовеем и Оклан. Центральная ее часть приурочена к узлу пересечения Окланско-Мургальского глубинного разлома с разрывными нарушениями широтного и меридионального простираания. Обрамляющий дуговой разлом наблюдается лишь в северной ее части, в бассейне р. Шайбовеем. В центральной части, вдоль широтного Верхнеокланского разлома располагаются две кольцевые вулкано-плутоно-тектонические системы — Окланская и Хайокланская — равного диаметра (около 40 км).

В рассматриваемом секторе отдешифрована Пенжинская кольцевая система, также образованная породами среднего — основного состава. Она имеет эллиптическую форму, ориентированную вдоль Пенжинско-Анивьямского разлома; больший радиус составляет 40—50 км, меньший — 25 км. В центральной ее части указанный разлом пересекается с Окланско-Мургальским и Анадырским, дополняющимися широтными и меридиональными разрывами. По периферии этой кольцевой системы располагаются кольцевые структуры диаметром 15—20 км, образующие несколько закономерно размещающихся сгущений. К Пенжинской кольцевой системе приурочены сенон-палеогеновые субщелочные базальтоиды. Однако не исключено, что эта система возникла еще в альб-сеноманское время при формировании известково-щелочной вулкано-плутоноической ассоциации (на что указывает присутствие этих пород в ряде кольцевых структур, осложняющих периферию рассматриваемой системы), а сенон-палеогеновые базальтоиды использовали при внедрении обновленные дуговые разломы.

Ряд плутоно-тектонических кольцевых структур Пенжинского сектора группируется во фронтальной части ОЧВП, характеризующейся чешуйчато-надвиговым строением (причем на КС устанавливается, что образование Пареньско-Мургальской надвиговой системы предшествовало этапу формирования этих кольцевых структур). Диаметры плутоно-тектонических структур весьма разнообразны — от первых сотен метров до первых десятков километров. Различны они и по степени сложности, а в морфологическом отношении практически все являются купольными структурами, связанными с формированием меловых (вероятнее всего, сеноманских) массивов гранитоидов. Наиболее крупные из этих коль-

цевых структур — Тылхойская, Юлговаамская, Малочалбугчанская, Чалбугчанская, Ичигемская, Праволенжинская. Хотя региональный структурный контроль этих кольцевых структур осуществляется восток-северо-восточными разломами Охотско-Пенжинской системы, локальное их размещение определяется узлами пересечения указанных разломов линейными элементами иных направлений — северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального.

В Пенжинском секторе дешифрованы кольцевые структуры (Кегалинско-Шайбовеямская, Макковеемская, Еропольская и др.), связанные, судя по геологическим данным, с палингенным магматизмом. Эти кольцевые структуры группируются в тылу ОЧВП (к северо-западу от вышеописанной полосы кольцевых структур, сложенных породами среднего — основного состава) и приурочены к блоку восток-северо-восточного простираения, ограниченному Анадырским, Еропольско-Амгуэмским и Окланско-Мургальским разломами. Судя по наземным работам [10], они являются обширными (диаметром до 100 км) вулкано-тектоническими депрессиями, заполненными мощными толщами вулканитов (главным образом туфов и игнимбритов) кислого и умеренно кислого состава, фациальная зональность в пределах которых подчиняется центральной симметрии.

В Анадырском секторе ОЧВП кольцевые структуры, образованные меловыми магматическими породами среднего — основного состава, размещаются вдоль разломов северо-восточного простираения — Анадырского, Орловско-Каменского, Мечкеревско-Кэйнынвеемского, в меньшей степени — вдоль Тытыльвеемского. Их размеры колеблются от первых до первых десятков километров. Скопление этих кольцевых структур на снимках наблюдается в местах пересечения указанных линейных разломами северо-западного, широтного и меридионального направлений. Среди рассматриваемой группы кольцевых структур, судя по геологическим данным, присутствуют вулкано-тектонические и плутоно-тектонические. Последние концентрируются в основном в двух участках — во фронтальной части ОЧВП, вдоль Орловско-Каменского разлома, а также в тылу вулканического пояса, по северному его обрамлению (см. рис. 2).

Кольцевые структуры, связанные (судя по наземным работам) с интенсивным кислым магматизмом, представлены преимущественно вулкано-тектоническим типом и образуют в Анадырском секторе ряды вдоль разломов северо-восточного, северо-западного и меридионального простираения. Наиболее четко дешифрируются два северо-восточных ряда таких кольцевых структур — вдоль Анадырского разлома (Иргунейская, Аунейская и др.), а также в блоке, ограниченном Еропольско-Амгуэмским и Мечкеревско-Кэйнынвеемским разломами (Верхнеанадырская, Унынвеевская, Верхнеанюйская и др.). В их пределах широко развиты мощные пирокластические образования кислого состава, обладающие концентрической фациальной зональностью [10]. Следует также отметить меридиональный ряд подобного рода кольцевых структур, дешифрованный на границе Анадырского и Центрально-Чукотского секторов, вдоль Чинейвеемско-Юрумкувеемского и Бельского разломов, который включает четыре частично перекрывающиеся друг друга кольцевые структуры диаметром от 60 до 100 км; их центры приурочены к узлам пересечения указанных разломов с линейными элементами иных направлений (прежде всего субширотных и северо-восточных). В их пределах широко развиты игнимбриты умеренно кислого состава. Наиболее крупной в этом меридиональном ряду является Юрумкувеемская кольцевая мегасистема, обладающая эллипсоидальной формой (протяженность длинной оси 135, короткой 120 км). В периферической ее части располагается кольцевой грабен шириной 25—30 км, в который «вписаны» многочисленные элементарные кольцевые структуры диаметром от первых километров до 20 км, возникшие в связи с извержением наиболее молодых в районе позднемеловых игнимбритов умеренно кислого состава, которые и слагают этот грабен. Многие дуговые и кольцевые разломы ме-

ловых кольцевых структур Анадырского сектора (как и в других секторах ОЧВП) позднее были обновлены и использованы в сеноне и палеогене при внедрении щелочных и субщелочных базальтоидов.

**Центрально-Чукотский сектор ОЧВП** на космическом изображении выделяется благодаря сгущению крупнейших кольцевых мегасистем, которые, как это следует из геологических материалов, сложены мощными меловыми кремнекислыми вулканогенными образованиями со значительной ролью игнимбритов. Не менее специфичен структурный контроль этих кольцевых мегасистем (не встречающийся более ни в одном из секторов ОЧВП); они располагаются в месте торцового сочленения двух мощных систем разломов — северо-восточного и северо-западного простираний, что определяет резкое изменение ориентировки ОЧВП в пределах Чукотского полуострова. На стыке этих двух разнонаправленных систем разломов возникли, очевидно, условия повышенной проницаемости и высокого теплового режима, обеспечившие формирование обширных коровых палингенных магматических очагов. Отдешифрированная на КС Паляваам-Пегтымельская вулканоплутонотектоническая кольцевая мегасистема (см. рис. 3) диаметром около 180 км заложилась, вероятно, над наиболее крупным из таких очагов, вследствие чего она выражена в региональном поле силы тяжести интенсивным минимумом. Последний в наблюдаемом поле силы тяжести распадается на ряд локальных отрицательных аномалий, соответствующих, вероятно, небольшим близповерхностным магматическим очагам (что подтверждается наличием на таких участках гранитоидных массивов, контактово измененных пород, или скоплением даек), вызвавшим формирование кольцевых структур, составляющих Паляваам-Пегтымельскую мегасистему. Широко развиты в пределах этой мегасистемы вулканиты умеренно кислого состава.

В южной части Центрально-Чукотского сектора отдешифрированы еще две кольцевые вулканотектонические мегасистемы — Пыкарваамская и Осиновская (см. рис. 3) диаметром соответственно 130 и 180 км. И в этих мегасистемах преимущественно развиты вулканиты кислого состава (особенно игнимбриты).

**Канчаланский сектор ОЧВП**, судя по КС, занимает крупная Танюрер-Канчаланская кольцевая мегасистема диаметром 180 км (см. рис. 3). Центр ее расположен на пересечении Канчаланской системы разломов с разломами северо-западной ориентировки. Ее внешний обвод дешифрируется в виде дуговых разломов, на которые насажены кольцевые структуры меньшего диаметра. Внутренняя часть Танюрер-Канчаланской кольцевой мегасистемы осложнена кольцевыми структурами диаметром от первых до первых десятков километров. Однозначное толкование геологической природы рассматриваемой мегасистемы затруднительно. В периферической и центральной ее частях вскрываются меловые интрузивные породы (от габбро до гранитов включительно), приуроченные к поднятым блокам фундамента ОЧВП; кроме того, в ее пределах развиты меловые вулканиты кислого состава. Можно предположить, что Танюрер-Канчаланская кольцевая мегасистема возникла в раннем мелу как отражение мантийного магматического очага, с которым связаны вскрывающиеся ныне интрузивные породы; таким образом, на начальном этапе рассматриваемая мегасистема формировалась как плутонотектоническая. Впоследствии, когда мощный тепловой поток, вызванный мантийными распадами, обусловил возникновение корового очага анатектической магмы, в пределах этой мегасистемы возникли вулканотектонические структуры, образованные вулканитами кислого состава.

Дуговые разломы рассмотренной мегасистемы и усложняющих кольцевых структур обновлялись и позднее, являясь магмоподводящими для сенонских и палеогеновых базальтоидов.

К северо-востоку от Танюрер-Канчаланской кольцевой мегасистемы в Канчаланском секторе отдешифрирована Экитыкинская кольцевая система диаметром 108 км, приуроченная к пересечению Нижнемаравамского разлома разломами северо-восточного простирания. Формирование этой кольцевой системы связано, по-видимому, с проявлением корового

магматизма как в интрузивной, так и в эффузивной форме; об этом свидетельствует присутствие в ее пределах как гранитоидных массивов, так и вулканитов кислого состава (игнимбригов, туфов), выходы которых образуют полукольцо в южной ее части.

**В пределах Беринговского сектора ОЧВП** отдешифрованные меловые тектоно-магматические кольцевые структуры в целом сгруппированы в полосу, контролируемую магмоподводящими разломами северо-западного простирания (см. рис. 4). Большая часть этих кольцевых структур, судя по геологическим данным, связана с кислым (палингенным) магматизмом, меньшая — с известково-щелочным базальтоидным магматизмом. Один из участков скопления кольцевых структур, образованных мантийными магматическими породами, размещается вдоль Курупкинского и Эргувеевского разломов. Это вулcano-плутоно-тектонические и вулcano-тектонические кольцевые структуры диаметром от 10 до 40 км. Чаще всего они сложены меловыми вулканогенными породами среднего — основного состава, а в некоторых из них в центральной или периферической части вскрываются массивы гранитоидов. Наиболее крупная из этих кольцевых структур Вельмайская.

Среди кольцевых структур Беринговского сектора, связанных с палингенным магматизмом, на КС выделяется крупнейшая (диаметром около 280 км) Крестовская кольцевая мегасистема; центр ее приурочен к пересечению Крестовского, Кымынейвеевского и Руддерского разломов и погружен под воды залива Креста (равно как и южная часть мегасистемы). Крестовская мегасистема характеризуется концентрическим строением, подчеркнутым серией дуговых разломов различного радиуса кривизны. Большинство их обновлялось на неотектоническом этапе, формируя, в частности, конфигурацию береговой линии залива Креста.

В строении Крестовской мегасистемы участвует ряд кольцевых систем диаметром 30—80 км, располагающихся как по ее периферии, так и в центральной части, вписываясь между концентрическими кольцевыми разломами. Обнажающиеся в пределах этой кольцевой мегасистемы альб-сеноманские дифференцированные вулканиты среднего и кислого состава подчинены в своем размещении линейным разломам — Канчаланскому и Крестовскому, тогда как вулканиты кислого состава больших объемов (в том числе и игнимбриги) залегают вдоль дуговых разломов. Контролирует дуговые разломы и размещение гранитоидов. В поле силы тяжести центральной части мегасистемы соответствует положительная аномалия; она обрамлена локальными минимумами. Таким образом, становление Крестовской кольцевой мегасистемы связано, вероятно, с формированием ряда коровых очагов анатектической магмы, которые, возможно, были связаны с единым, более глубинным очагом.

#### **ПРОЧИЕ МЕЛОВЫЕ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Как известно, к ОЧВП с севера примыкает ряд линейно вытянутых зон меловых вулканогенных образований, ассоциирующихся с массивами гранитоидов, причем последние в этих зонах обычно резко преобладают над наземными фациями. Эти магматические меловые пояса (затухающие в северо-западном направлении) имеют поперечное по отношению к ОЧВП простирание и располагаются в тылу последнего на структурно мезозойд. На КС установлено, что указанные пояса размещаются вдоль крупных зон разрывных нарушений, которые, судя по геологическим материалам, имеют древнее (иногда дорифейское) заложение, но неоднократно обновлялись позднее. При изучении космического изображения выявлено два типа таких разрывных нарушений, характеризовавшихся в мелу повышенной магматической деятельностью и определявших конфигурацию и ориентировку поперечных меловых магматических поясов,— это мощные зоны разломов северо-западной ориентировки, а также дуговые разломы большого радиуса кривизны, принадлежащие древним (возможно, дорифейским) метаморфогенным и магматогенным

кольцевым структурам. Особенность расположения указанных разломов заключается, судя по КС, в непосредственном их сопряжении (пересечении) с магмоподводящими линейными элементами ОЧВП. Вдоль этих зон разломов локализуются известково-щелочные магматические образования (чаще в интрузивной фации) либо кислого и умеренно кислого состава (вероятно, продукты коровых палингенных магм), либо породы среднего — основного состава, по возрасту соответствующие образованиям ОЧВП.

На КС отчетливо наблюдается, что внутреннее строение рассматриваемых магматических очагов, подобно ОЧВП, характеризуется сгущением кольцевых структур, размещение которых диктуется указанными выше магмоподводящими разломами.

На территории Северо-Востока СССР, к востоку от долины р. Коркодон, отдешифрировано четыре меловых магматических пояса, связанных с мощными зонами разломов северо-западной ориентировки — Омсукчанской, Сугойской, Малоанюйской и Чаунской. Наиболее протяженный (230 км) из них отдешифрирован в долине р. Коркодон: на КС он выделяется в виде ориентированной вдоль Сугойской системы разломов полосы кольцевых структур, постепенно сужающейся и выклинивающейся в северо-западном направлении (см. рис. 1); максимальная (80—90 км) ширина отмечается в месте ее слияния с ОЧВП; минимальную ширину — 5—10 км рассматриваемый пояс имеет на северо-западном окончании. Такой же закономерностью обладают и тектоно-магматические кольцевые структуры — наиболее крупные из них (диаметром до 80—90 км) располагаются вблизи сочленения этого пояса с ОЧВП, а по мере удаления от последнего их размеры постепенно уменьшаются до 3—4 км в поперечнике. Расположены эти кольцевые структуры таким образом, что каждая более северная структура перекрывает более южную, что позволяет сделать вывод о постепенном их заложении в направлении с юго-востока на северо-запад и предполагать поступление магматических расплавов с юго-востока, из пределов ОЧВП. Локализация отдельных кольцевых тектоно-магматических структур рассматриваемой зоны определяется, как правило, узлом пересечения главного магмоподводящего Коркодонско-Наяханского разлома с поперечными линейными элементами северо-восточного и субширотного простираний. Судя по приуроченности к центральным их частям массивов меловых гранитоидов, эти структуры являются плутоно-тектоническими и лишь немногие из них, в пределах которых гранитоиды ассоциируются с вулканитами кислого состава, могут быть отнесены в ранг вулканоплутоно-тектонических. Учитывая состав магматических образований, реальнее всего связывать формирование этих структур с коровыми очагами палингенной магмы, возникшими вдоль Коркодонско-Наяханского разлома, что на гравиметрической карте выражается цепочкой отрицательных остаточных аномалий.

Гораздо более короткий поперечный пояс, ответвляющийся от ОЧВП, отдешифрирован вдоль Малоанюйского и Раучуанско-Бельского разломов (см. рис. 2). Кольцевые структуры не превышают в диаметре первых десятков километров и образованы меловыми вулканитами среднего — основного состава в ассоциации с гранитоидными массивами, что определяет их вулканоплутоно-тектоническую природу. Полученные на КС данные позволяют по-новому интерпретировать причины возникновения выделявшейся здесь ранее Тытыльвеевской впадины.

Еще один поперечный пояс сгущения меловых тектоно-магматических кольцевых структур северо-западной ориентировки предопределен Чаунской системой разломов (см. рис. 3). Здесь к ОЧВП примыкает полоса шириной около 40 км плутоно-тектонических кольцевых структур различного диаметра (от первых сотен метров до первых десятков километров), которая протягивается на северо-запад вплоть до мыса Шеллагского. Судя по геологическим данным, составляющие этот пояс кольцевые структуры связаны с формированием массивов гранитоидов, ко-

торым отвечает цепочка отрицательных остаточных гравиметрических аномалий.

Как было отмечено выше, вулканические пояса в тылу ОЧВП могут обладать и дугообразной конфигурацией. Примером может служить дугообразной формы ответвление от ОЧВП альб-сеноманских вулканогенных и интрузивных образований, занимающее междуречье Олой—Яблон. На КС устанавливается, что эта конфигурация обусловлена обновляющимися в мелу магмоподводящими дугowymi разломами большого радиуса кривизны, составляющими южный фрагмент крупнейшей метаморфогенной Олойско-Умкувеевской кольцевой структуры предположительно дорифейского заложения (см. рис. 2), возникшей при формировании древней континентальной коры [11]. Рассматриваемый дугообразный магматический пояс выпуклостью обращен к югу; протяженность его 200 км, ширина до 75 км. На западе он ограничен зоной субширотных разломов, на востоке примыкает к структурам ОЧВП. Составляющие его меловые кольцевые тектоно-магматические структуры, судя по КС, располагаются вдоль указанных дугowych разломов, причем их центры приурочены к узлам пересечения этих разломов с линейными ортогональными или (и) диагональными системами. Диаметры кольцевых структур — от первых до первых десятков километров (за исключением крупнейшей Яблонской кольцевой мегасистемы, диаметр которой достигает 200 км).

В строении рассматриваемого пояса наблюдается определенная фациальная зональность — южная периферическая его часть образована плутоно-тектоническими кольцевыми структурами с многочисленными гранитоидными массивами, тогда как в северной внутренней части размещаются вулкано-тектонические структуры с вулканитами среднего — основного состава. Эта зональность отражает, по-видимому, определенные геодинамические обстановки (соответственно сжатия и растяжения).

Таким образом, изучение КС позволяет интерпретировать отходящие от ОЧВП в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области поперечные магматические пояса как мощные зоны разломов, вдоль которых магматические расплавы и сопровождающие их трансмагматические растворы выходили за пределы ОЧВП, создавая в этих зонах повышенный тепловой поток; последний способствовал возникновению в них коровых очагов анатектической магмы. Условия сжатия, преобладающие в мелу в тылу ОЧВП, обусловили преимущественное развитие в рассматриваемых зонах плутонических фаций. В указанной интерпретации эти магматические пояса рассматриваются не в качестве показателя формирования меловой континентальной коры, а как зоны магматической активности (реомобилизации), развивавшиеся на древней континентальной коре в связи с процессами, протекавшими в пределах ОЧВП (причины возникновения последнего представляют предмет самостоятельного рассмотрения). Структурные и генетические связи рассматриваемых магматических поясов с ОЧВП находят подтверждение в региональном поле силы тяжести — этим поясам соответствуют линейные отрицательные аномалии, причленяющиеся к отрицательному полю, свойственному ОЧВП.

## ВЫВОДЫ

Изучение космических снимков позволило выявить дополнительную информацию о тектонической структуре меловых известково-щелочных магматических поясов Северо-Востока СССР и их соотношении друг с другом.

Для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса получены следующие данные.

1. На КС отдешифрировано несколько пересекающихся под острым углом систем магмоподводящих разломов, обуславливающих изменение простирания отдельных частей ОЧВП. Полученные данные по строению и расположению отдельных составляющих этих магмоподводящих систем

значительно дополняют сведения, известные из наземных геологических работ.

2. Отдешифрировано большое количество поперечных к ОЧВП разломов; впервые выделены многие протяженные широтные и меридиональные линейменты. Судя по КС, роль этих поперечных разломов меняется вдоль простираия ОЧВП, что дало возможность выделить в нем ряд секторов (различающихся и кольцевыми структурами).

3. Выяснено, что ОЧВП является средоточием разнообразных по размерам и связям с магматизмом кольцевых тектоно-магматических структур, размещение которых предопределено линейными разломами — зонами повышенной проницаемости магматического вещества. Сгущение наибольшего количества кольцевых структур наблюдается в местах пересечения максимального числа крупных линейментов; к узлам пересечения разнонаправленных разломов приурочены и центры кольцевых структур.

4. Из сопоставления с геологическими данными отдешифрированных кольцевых структур вытекает их связь либо с мантийным (существенно среднеосновным), либо с палингенным (умеренно кислым) магматизмом. Установлено, что кольцевые структуры, сложенные продуктами корового палингенного магматизма, размещаются преимущественно вдоль ОЧВП, в его тылу (параллельно полосе сгущения кольцевых структур, обусловленных мантийным магматизмом), а кроме того, образуют поперечные (по отношению к ОЧВП) ряды северо-западной ориентировки. Максимальное скопление обширных кольцевых мегасистем, связанных, вероятно, с крупнейшими коровыми очагами, установлено на участке торцового сочленения мощных систем разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки в Центрально-Чукотском секторе ОЧВП.

5. Анализ закономерностей размещения различного рода тектоно-магматических кольцевых структур позволяет реконструировать геодинамическую обстановку этапа формирования ОЧВП. Ряды плутоно-тектонических структур, являющихся индикатором условий сжатия, располагаются обычно либо в поперечных по отношению к ОЧВП поднятых блоках фундамента, либо вдоль пояса — в тыловой или во фронтальной его части; в последнем случае установлена приуроченность плутоно-тектонических кольцевых структур к зонам предшествующего магматизма надвигообразования, что служит дополнительным показателем условий сжатия. Следует подчеркнуть возможность выявления на КС (с привлечением геофизических данных) плутоно-тектонических кольцевых структур с нескрытыми интрузивными массивами.

Расположенные в тыловой части ОЧВП (в пределах мезозойд) поперечные по отношению к нему меловые магматические пояса, судя по КС, представляют собой сгущения меловых тектоно-магматических кольцевых структур, обнаруживающих непосредственную структурную и, несомненно, генетическую связь с ОЧВП; образуя ответвления от этого пояса в пределы Верхояно-Чукотской тектонической области, они размещаются вдоль зон повышенной проницаемости магматического вещества, которыми служили либо прямолинейные разломы северо-западной ориентировки, либо обновленные дуговые разломы древних кольцевых структур, непосредственно прилегающие к главным магмоподводящим линейментам ОЧВП. Таким образом, причиной возникновения этих поперечных поясов являются магматические процессы, приведшие к формированию ОЧВП. Их общность подчеркивается и однотипностью свойственных им геофизических полей. В этом плане следует признать справедливым выделение ОЧВП вместе с прилежащими к нему с севера участками мезозойд, претерпевшими меловую магматическую активизацию, в единую тектоно-магматическую систему, как это было сделано недавно [6].

#### Литература

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977, с. 170.
2. Геология СССР. Т. 30. М.: Недра, 1970, с. 547.

3. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— *Геотектоника*, 1981, № 1, с. 85—104.
4. *Розенкранц А. А., Климов В. Н., Ковалева В. В., Смеловская М. М., Фомин В. И.* Интерпретация космодатаснимков и геофизических материалов.— *Разведка и охрана недр*, № 8, 1978, с. 12—17.
5. *Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 6—17.
6. *Умитбаев Р. Б., Садовский А. И., Сидоров А. А., Смирнов В. Н.* Охотско-Омолон-Чукотская тектоно-магматическая система и главные черты ее металлогении.— *Докл. АН СССР*, 1980, т. 251, № 1, с. 186—189.
7. *Филатова Н. И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса.— *Геотектоника*, № 2, 1974, с. 116—129.
8. *Филатова Н. И.* Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области.— *Докл. АН СССР*, 1978, т. 239, № 4, с. 937—940.
9. *Филатова Н. И.* Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей.— *Геотектоника*, № 5, 1979, с. 98—115.
10. *Филатова Н. И., Дворянкин А. И.* Роль кислого вулканизма в формировании Охотско-Чукотского вулканического пояса.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1974, № 1, с. 73—88.
11. *Филатова Н. И., Мажеништейн Ф. А., Кузнецова И. А., Смеловская М. М.* Структура зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеора-25».— *Геотектоника*, 1980, № 5, с. 105—118.
12. *Шило Н. А., Ващилов Ю. Я., Мигович И. Т.* Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным.— *Геология и геофизика*, 1979, № 2, с. 12—27.

Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию  
18.V.1981

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 550.34

КОСЫГИН Ю. А.

**РЕЦЕНЗИЯ НА СТАТЬЮ И. Е. ГУБИНА  
«О ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ»  
Сборник «Детальное сейсмическое районирование». М.: Наука, 1980\***

В решении разнообразных проблем геодинамики существуют два противоположных, но и дополняющих друг друга подхода. Первый подход — геологический, в который вовлекаются многообразные геологические факты и учитываются наблюдаемые на поверхности Земли и вблизи ее поверхности региональные геологические ситуации. Этот подход можно назвать «эмпирическим», но это будет условно и не вполне точно, так как это слово в данном случае лишь подчеркивает изобилие наблюдаемых геологических явлений (слои, разломы, тектонические формы, горные породы и т. д.), которые обобщаются и приводят к созданию определенных концепций и теорий (например, теория геосинклиналей). Второй подход заключается обычно в применении некоторых физических концепций к вопросам происхождения Земли, развития ее как планетного тела и некоторым гипотетическим глубинным процессам (например, процессы на границе ядра и мантии, каналы с «легким материалом» Е. В. Артюшкова, конвективные токи и ячеи, смещение литосферы относительно астеносферы и т. д.). Оба подхода дают всегда (т. е. у многочисленных авторов) несколько различные результаты. Геологические и физические модели как бы сталкиваются на глубине нескольких десятков километров, и процесс их «стыковки» вызывает обычно некоторое замешательство и часто ведет к нагянутой трактовке, а иногда и игнорированию геологических фактов. Это можно проследить в недавно вышедших книгах Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина, Е. В. Артюшкова, В. П. Мясникова и В. Е. Фадеева, а также многих других.

Вместе с тем, хотя геологические факты не очень глубоко «стреляют» внутрь Земли, но они-то являются подлинной основой геологических знаний, на них и только на них основаны историческая геология и наши представления о развитии Земли с древнейших времен. Короче говоря, физические представления не должны противоречить наблюдаемым геологическим ситуациям как в структурном (квазистатическом), так и в геодинамическом (историко-геологическом) аспектах. Это можно считать основным требованием и, если угодно, принципом подбора физических концепций. Этим и объясняется успех контракционной гипотезы (физической) и концепции литосферных плит (тоже физической), которые каждая в свое время наилучшим образом удовлетворяли имеющейся совокупности геологических фактов.

Можно сказать, что важным связующим звеном между геологическим и физическим подходом являются проводимые на или вблизи поверхности Земли наблюдения над потенциальными и волновыми полями. Эти наблюдения как бы просвечивают Землю на большие глубины, но вносимая ими информация переводится на геологический (горно-породный)

\* См. также: И. Е. Губин. Геология и землетрясения.— Сб. Сейсмоструктурная южных районов СССР. М.: Наука, 1978. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами.— Сб.: Сейсмоструктурная некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976.

язык путем гипотез и аналогий; короче говоря, интерпретация их многозначна, и мы никогда не имеем для больших глубин единственных решений относительно строения и состава в горно-породном смысле тех или иных участков Земли.

К прогнозу землетрясений, их места, силы и повторяемости, как и ко многим другим проблемам глубинной тектоники, может быть применен как физический, так и геологический подходы.

Главным в прогнозе землетрясений является определение их места и силы, что достигается сейсмическим районированием. Приоритет прогнозов места определяется их особой важностью для строительства крупных и долговременных инженерных сооружений, среди которых первое место занимают, пожалуй, города, разрушение которых ведет к массовым человеческим жертвам, и высотные плотины, разрушение которых может повлечь крупные вторичные катастрофы. Прогноз места (а отчасти силы) землетрясений находит выражение в картах сейсмического районирования.

До 1978 г. традиционный «чистый» физический подход, не учитывающий, а игнорирующий геологические факты, основывался на регистрации места и силы землетрясений. На основе такой регистрации строились карты равной балльности, на которых выделялись сейсмоопасные и сейсмобезопасные зоны (участки) различных градаций балльности, причем геологические данные начисто игнорировались. Для составления таких карт сейсмического районирования использовались данные по ничтожно малому случайному промежутку времени сейсмологической истории Земли. Отсюда карты и носили случайный и низконформативный характер. Подсчитано, что семнадцать разрушительных землетрясений, происшедших на территории СССР в период 1941—1976 гг. оказались в безопасных местах, показанных на нормативной карте сейсморайонирования, и только два — в обозначенных на карте опасных местах.

Такая ситуация побудила И. Е. Губина искать иные пути. Он в результате длительных исследований в Таджикистане, затем в других районах СССР предложил принципиально новый и несомненно эффективный сеймотектонический метод сейсмического районирования, основанный на использовании прежде всего детальных геологических данных. Сущностью идей И. Е. Губина является возможно наиболее полное использование геологических данных и определение геологических условий генерации землетрясений. Поскольку очаги сильных землетрясений располагаются на глубинах немногих десятков километров, геологические данные оказываются эффективными в определении причин землетрясений. Этому, конечно, немало способствует попутное измерение разнообразных геофизических полей.

Разработки И. Е. Губина являются сейчас, пожалуй, единственными в области глубинной тектоники разработками, где «стыковка» поверхностных геологических данных с представлениями о физических процессах на глубине (процессы в очагах землетрясений) проводятся без особой натяжки и приспособления одних данных к другим; это, конечно, в значительной степени обуславливается сравнительно небольшими глубинами очагов землетрясений и, следовательно, сравнительно небольшой мощностью изучаемого слоя.

Согласно И. Е. Губину, на принципиально новой карте сейсморайонирования необходимо и возможно показывать следующие элементы сейсмичности: 1) сейсмогенные зоны, т. е. зоны возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений, обусловленные активными разрывами, а в них вероятные места очередных сильных толчков; 2) глубину возникновения очагов и их размеры, вероятных в каждой зоне и в ее звеньях; 3) магнитуду максимальных землетрясений, ожидаемых в зоне и в ее звеньях, и их интенсивность (балльность) в надочаговой области; 4) частоту повторения максимальных и меньших толчков, возможных в зоне и в ее звеньях; 5) ширину полос ожидаемого распространения сотрясений определенных баллов от границ этой сейсмогенной зоны. Перечисленные элементы сейсмичности ранее на картах сейсмо-

районирования не показывались, однако они необходимы для учета их при планировании и проектировании современных сейсмостойких сооружений. Их внедрение в государственные карты сейсморайонирования приводит к ломке установившихся представлений и традиций одноэлементного районирования, однако это необходимо для движения вперед; топтание на месте одноэлементного нормативного районирования стало уже недопустимым.

Первые опытные карты сейсморайонирования с перечисленным принципиально новым содержанием были опубликованы И. Е. Губиным в 1949—1960 гг., в последующие годы — многими другими авторами для различных районов СССР. За их основу было взято представление о том, что разрушительные землетрясения возникают по существующим крупным активным разрывам в результате резких движений по ним геологических структур (блоков).

Практика показала хорошую эффективность такого районирования. С 1949 по 1980 гг. произошло восемь-, восьми- и девятибалльных землетрясений и шесть семерьбалльных. Все они возникли после публикации карт с сейсмогенными зонами, в заранее установленных сейсмогенных зонах, обусловленных тектоническими разрывами; магнитуда и балльность толчков не превысила предусмотренную.

В семидесятых годах данный геологический подход к сейсморайонированию получил широкое признание. В частности, в 1977 г. Всесоюзное совещание по детальному сейсмическому районированию в своем решении рекомендует показывать на картах сейсморайонирования сейсмогенные зоны и прогнозировать характеристики ожидаемых в них землетрясений.

В рецензируемой статье справедливо сказано, что замена карт с зонами балльности картами с сейсмогенными зонами — это революционный переход от одного качества сейсморайонирования к другому. Он был обусловлен историческим развитием данной отрасли науки: новыми требованиями практики и новыми взглядами на условия возникновения землетрясений, что в корне изменило методику районирования. В новой методике сейсмические материалы берутся не сами по себе, а совместно с геологическими, геоморфологическими, различными геофизическими и другими данными для установления геологического строения территории и истории развития ее структур с целью установления зон сейсмогенных разрывов различных типов и размеров, а также степеней их сейсмогенности.

В статье рассматриваются приемы установления различных элементов карты нового типа и прогнозных характеристик ожидаемых землетрясений. Оригинальность приемов в том, что они исходят из установленных И. Е. Губиным закономерных связей между определенными геологическими структурами и определенными физическими (сейсмическими) явлениями. При этом было справедливо подчеркнута, что различные данные, например геологические, геофизические, сейсмические, повторные геодезические, градиенты рельефа земной поверхности и другие, сами по себе, без выяснения их генетических связей в изучаемом районе, могут интерпретироваться неоднозначно. Поэтому они при новом подходе используются в тесном генетическом комплексе.

Организм Земли единый. Огромное количество заблуждений, причем заблуждений самых кардинальных, включая наиболее популярные гипотезы, принимаемые за истину, связаны с несоблюдением принципа специализации, с произвольной геохимической или горно-породной трактовкой, например, сейсмических разделов и тел. Только при действительном сращивании различных наук о Земле, что требует создание надежных систем интерпретаций, мы приблизимся к истине.

Разработки И. Е. Губина выдержали испытание временем вследствие того, что он стремился целеустремленно понять особенности сейсмогенных тектонических процессов с помощью разнородных фактических данных и разрабатывал рекомендации, исходя из них. Они получили широкое признание и были приняты Всесоюзным совещанием по детальному

сейсморайонированию для внедрения в практику, о чем уже говорилось. Отметим также, что только в трех недавно изданных сборниках, упомянутых в начале рецензии, опубликовано под редакцией И. Е. Губина 49 статей сторонников данного научного направления. Они внесли существенный, принципиально новый вклад в дело понимания геологических условий генерации сильных землетрясений в различных регионах СССР.

Разработки И. Е. Губина открыли вместе с тем широкие возможности для дальнейшего развития сейсмического районирования на базе установления особенностей сейсмогенных тектонических процессов. Обобщу сказанное — по существу возникло и начало бурно развиваться новое, сеймотектоническое научное направление. Оно заслуживает всемерной поддержки.

Институт тектоники и геофизики  
АН СССР ДВНЦ

Поступила в редакцию  
1.VI.1981

УДК 551.24(4/5)

ДОБРЕЦОВ Н. Л.

## НОВОЕ СЛОВО В ТЕКТОНИКЕ

(О «Тектонической карте Северной Евразии» м-ба 1 : 5 000 000)

Составление тектонических и других обзорных геологических карт, начиная с работ А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, было одним из главных направлений в советской геологической науке. Нередко советские геологи прокладывали здесь новые пути, которые затем подхватывались и развивались в других странах. Это относится не только к тектоническим, но и к металлогеническим, картам метаморфических формаций и другим обзорным картам. Огромная территория СССР с разнообразным геологическим строением и опыт планомерных геологических съемок, проводимых в СССР, способствовали развитию этого направления. Но главный успех обеспечивали глубокие теоретические разработки и новые идеи.

Несомненно, таким новым словом в тектонике явилась «Тектоническая карта Северной Евразии» масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. В. Пейве и А. Л. Яншина и объяснительная записка к ней [9, 8]. Это тем более отрадно, что отечественные геологи со своей новой концепцией выступили в период особенного внимания к теоретической тектонике, тем самым обогащая геологическую науку. Упомянутая тектоническая карта на примере такого крупного и сложного региона, как Северная Евразия, сочетает достижения нового глобального подхода и традиционного направления советской геологической науки — тектонического картографирования. Использование мобилистского подхода в изучении истории Земли позволило предложить новые принципы составления тектонических карт, которые помогают глубже понять и структуру земной коры, и историю ее становления, и закономерности формирования полезных ископаемых в ее пределах.

Следует сразу отметить, что разработка новых принципов составления тектонических карт не была случайной для авторского коллектива, а явилась закономерным итогом предыдущих исследований авторов. Начиная с работы А. В. Пейве «Океаническая кора геологического прошлого» [6], был проведен цикл работ по офиолитам, которые преследовали цель показать аналогию офиолитов с океанической корой и пути их становления в современной тектонической структуре. Эти работы, в которых приняло участие большинство авторов Тектонической карты Северной Евразии, также были пионерными. На протяжении ряда лет они проводились в рамках Международного проекта «Офиолиты» и «привели ученых разных стран к пониманию реальной сложности строения офиолитов, их разнотипности и разной тектонической истории, что согласуется с фактами существенных различий сегментов с океанической корой в океанах, окраинных морях и рифтах» [1].

Эти работы показали также необходимость и возможность выделения океанической и островодужной стадии в истории становления континентальной коры, что и явилось главным новым принципом построения Тектонической карты Северной Евразии. Как справедливо отмечают ее авторы, «принцип, положенный в основу составления ранее существовавших тектонических карт — выделение эпох складчатостей — не дает возможности глубоко проникнуть в суть тектонической истории и сделать объективные и однозначные выводы, например, по такой проблеме, как перемещение континентов. Скорее даже он отражает фиксистскую концепцию, господствовавшую до недавнего времени в умах геологов» [8].

Возникновение учения об океанической, переходной (собственно геосинклинальной) и континентальной стадиях развития Земли позволило, с одной стороны, выделить комплексы пород, отвечающие этим стадиям, и показать их на карте, а во вторых — предложить новый принцип тектонического районирования континентов — по возрасту становления коры континентального типа. В принципе можно было использовать для районирования возраст любой стадии. Достоинства и дискуссионные моменты этого подхода будут обсуждены ниже.

На первый взгляд выделение трех названных стадий примерно соответствует ранним (инициальным), средним (инверсионным) или синорогенным и поздним (субсеквентным) стадиям классической геосинклинальной теории. Однако различие здесь глубокое и принципиальное и касается прежде всего трактовки и понимания первых двух стадий. Раннегеосинклинальные стадии и соответствующие им эвгеосинклинальные комплексы пород понимались (и сейчас понимаются многими) как узкие вулканические трюги, залеженные на древней континентальной коре в том же примерно месте, где они сейчас находятся. Средняя стадия предполагала расширение этих прогибов, их флишевое заполнение и последующую инверсию, сопровождаемую гранитным метаморфизмом и магматизмом. Вулканические комплексы этой стадии нередко сопоставлялись с островными дугами, но это сопоставление выглядело произвольным. В целом выделенные стадии и сам геосинклинальный режим не могли найти четких современных аналогов, и многие исследователи до сих пор думают, что современные геосинклинали не существуют.

Океаническая и переходная стадии в трактовке авторов «Тектонической карты Северной Евразии» не только четко сопоставляются с современными океанами и активными зонами Западно-Тихоокеанского типа (островные дуги, краевые моря и глубоководные желоба), но и допускают их образование далеко за пределами нынешней структуры, их совмещение в результате крупных горизонтальных перемещений, тектонического скупивания и складчатых деформаций. В результате этого возникает новая утолщенная кора, преобразование которой и рождает кору континентального типа.

Хотя основные моменты формирования континентальной коры совпадают с традиционно выделяемыми эпохами складчатости, но под складчатостью теперь надо «понимать не одни лишь складчатые деформации, а ... глубокую консолидацию территории в результате совместно действующих процессов деформации, магматизма и метаморфизма» [8, с. 198].

В каждой стадии выделены свои комплексы-показатели. Для океанической стадии это меланократовый фундамент, как правило, представленный ультраосновными породами и габбро, и формации океанического чехла, представленные подушечными лавами толеитов, радиоляритовой, пелагической карбонатной, глинистой, углисто-глинистой формациями. Для переходной стадии характерны некоторые типы офиолитов, андезито-туфогенно-граувакковая, граувакковая, аспидная, флишевая и флишево-олистоостромовая формации, а также габбро-диорит-гранодиоритовая (пестрого состава) интрузивная и плагиогнейсовая метаморфическая формации. С моей точки зрения особенно важным является выделение флишево-олистоостромовых комплексов как показателей шарьирования и утолщения коры, завершающих переходную стадию. К завершающим формациям авторы относят также нижнюю (морскую) молассу, синхронной с которой считают вулканические комплексы базальт-андезит-липаритового состава. Но корреляция нижней молассы с эндогенными формациями очень противоречивая, именно поэтому, как отмечают авторы, нижняя граница появления нижних моласс «бывает очень размазанной и нечеткой» [8, с. 19].

Не менее важно и то обстоятельство, что отделить формации океанической и переходной стадии (связанной с формированием окраинных морей) очень трудно. В частности, как отмечают и авторы карты, «офиолитовые комплексы окраинных морей не всегда можно отделить от офио-

литов, сформировавшихся в океаническую стадию развития. В краевых морях могут формироваться эффузивы и глубоководные осадки, близкие по характеру формациям океанической стадии» [8, с. 15]. Более того, как показывают результаты по вышеупомянутому проекту «Офиолиты», многие из офиолитовых и ассоциирующих с ними комплексов соответствуют обстановкам окраинных морей и островных дуг, а не открытых океанов [10]. Неясна и корреляция ископаемых комплексов континентальных склонов и подножий с океанической или переходной стадией (формированием окраинных морей). В связи с этим возникает целый ряд проблем, требующих своего разрешения в будущем.

Однако эти трудности не являются принципиальными, поскольку главным принципом тектонического районирования на Тектонической карте Северной Евразии принято время становления континентальной коры, определяемое по началу континентальной стадии. Показателями этого принимаются повторная калиевая гранитизация метаморфических комплексов, гранитный плутонизм (массовое появление калиевых гранитов), орогенез и накопление континентальных верхних моласс. Но как и в случае нижних моласс, корреляция этих процессов, вероятно, потребует уточнения. Ведь время накопления верхних моласс используется как один из главных признаков определения времени завершающей складчатости, на котором был освоен прежний принцип тектонического районирования. В результате само районирование на Тектонической карте Северной Евразии оказалось очень сходным с предыдущими картами. Было бы, вероятно, правильнее, как и в случае нижних моласс, больше доверять показателям эндогенного режима, таким, как гранитизация и массовое выплавление калиевых гранитов.

Но и здесь остается много дискуссионного, и даже сам тезис о постепенном превращении океанической коры в континентальную потребует, вероятно, дальнейшей разработки и уточнения. Авторы карты, в частности, отмечают, что «сам процесс формирования континентальной коры является достаточно сложным и внутренне противоречивым» [8, с. 201], отражением чего является выделение двух способов формирования континентальной коры, названных ими «автохтонный» и «аллохтонный».

По обычным моделям тектоники плит, поддержанных многими петрологами (см., например, [7]), принято двухэтапное формирование континентальной коры: океаническая кора, образуемая в океанах, является «полуфабрикатом», из которого в зонах субдукции выплавляется андезитовая островодужная кора, прямо сопоставляемая с континентальной. Однако это неверно, и как подчеркивают авторы рецензируемой работы, необходим по крайней мере еще один этап — тектонического сгущивания, метаморфизма и гранитизации, приводящий к обособлению гранитно-метаморфического слоя. Прекрасным примером незавершенной, незрелой континентальной (или точнее, переходной) коры является Корякская складчатая область, где неоднократный островодужный магматизм и тектоническое сгущивание, происходившие в несколько этапов в течение по крайней мере 500 млн. лет, не привели до сих пор к гранитизации, массовому внедрению гранитов и формированию настоящей континентальной коры. На карте это показано очень отчетливо.

При аллохтонном способе формирования совмещаются океанические комплексы с древней континентальной корой, ремобилизация которой и приводит по существу к формированию новой континентальной коры. Можно говорить (на примере Гималаев) и о третьем способе, когда совмещаются (удваиваются) две пластины древней континентальной коры.

Но в двух последних («аллохтонных») способах формирования новая континентальная кора по существу не создается, а лишь преобразуется и омолаживается (в частности, по геохронологическим датировкам). Рецензент является сторонником точки зрения, что основное вещество континентальной коры создано еще в глубоком докембрии [2, 3], а в дальнейшем лишь в разной мере перерабатывалось и преобразовывалось по одному из двух «аллохтонных» способов. Доля континентальной коры,

созданная по трехступенчатому «автохтонному» способу за последние 2 млрд. лет, колеблется, по разным оценкам, от 0 до 25%.

С этим связана еще одна дискуссионная проблема о возможности применения концепции «континентализации» океанической коры к глубокому докембрию и к обширным областям развития дорифейских пород Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Авторы карты, и особенно В. С. Федоровский и А. М. Лейтес, считают возможным перенести эту концепцию и на ранний докембрий, хотя и с оговорками о необратимой эволюции. Они правильно подчеркивают специфику самого раннего этапа, приведшего к формированию «протометаморфического» или «гранулит-базитового слоя», но слишком упрощенно сопоставляют его с базальтовым слоем континентов или с третьим слоем коры океанического типа. При этом для Восточно-Европейской платформы предполагается, что дифференциация коры в форме комплексов Волго-Уральского (протометаморфического базитового) и Свекофенского (гранитно-метаморфического) типов проявилась уже на самых ранних стадиях [8, с. 40]. В пределах Сибирской платформы на раннем этапе повсеместно происходило формирование только протометаморфического слоя, каких-либо признаков появления континентальной коры еще нигде не обнаруживается» [8, с. 52].

В «Заключение» [8, с. 193] указывается, что в протометаморфическом слое обширные площади сложены «серыми гнейсами» тоналит-трондьемитового состава, которые являлись прообразами будущих континентальных массивов... и подвергались рифтогенезу» с возникновением зеленокаменных поясов. Для Сибирской платформы прообразами континентов считаются участки с разрезами ингрского типа, которые содержат много высокоглиноземных пород.

Преобладание пород андезитового (эндербитового) состава в «гранулит-базитовом» слое следует из статистических оценок А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского, В. И. Шельдинера, а также детальной карты метаморфических формаций Алданского щита [4] и других данных. Отклонение состава этого «слоя» к андезито-базальтовому можно объяснить эффектом рестирования — удаления кислых анатектических расплавов в гранитно-метаморфический слой. Детальные структурные и петрологические исследования Алданского щита [5] также подтверждают более сложную историю и возможность существования древнейшей относительно кислой коры. Все это позволило рецензенту поддержать идею о прямом выплавлении первичной андезитовой или дацит-андезитовой (протоконтинентальной) коры из обводненной верхней мантии на раннем этапе развития Земли [2, 3]. Тесная ассоциация с анортозитами позволяет также предположить, что фундаментом этой коры был габбро-анортозитовый слой, игравший роль, аналогичную офиолитам современных океанов. Последующее утолщение (скупивание) этой первичной коры уже на раннем этапе (начиная с 3,5—3,7 млрд. лет) привело к гранулитовому метаморфизму и разделению первично-однородной утолщенной коры на гранулит-базитовый и гранитно-метаморфический слой путем «всплывания» анатектических расплавов. Важнейшей тектонической проблемой является высокое давление (в среднем 9—10 кбар) при формировании гранулит-базитового слоя, что говорит о возможности значительных утолщений, сопоставимых с Гималайскими, о глубокой эрозии древнейших комплексов и как следствие — о древности вещества подавляющей части континентальной коры [2].

Эти и другие проблемы возникают при изучении «Тектонической карты Северной Евразии» и объяснительной записки к ней совершенно естественно, благодаря новаторскому характеру этой работы и обилию важных обобщений. Появление этой крупной работы вносит большой вклад в геологическую науку и дает толчок для исследований по развитию тех положений, которые впервые в ней выдвинуты.

## Литература

1. *Богатиков О. А., Богданов Н. А., Добрецов Н. Л. и др.* Офиолиты Аппенинского полуострова.— *Геотектоника*, 1981, № 5, с. 105—112.
2. *Добрецов Н. Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 268 с.
3. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
4. *Добрецов Н. Л., Попов Н. В.* Метаморфические формации Алданского щита.— В кн.: *Метаморфические формации*. М.: Наука, 1981.
5. *Дук Л. Л., Кицун В. И.* Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии.— В кн.: *Структурная и метам. петрология раннего докембрия Алданского щита*. Якутск, 1975, с. 5—18.
6. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—39.
7. *Соболев В. С., Соболев В. Н.* Двухступенчатая модель формирования континентальной коры.— *Докл. АН СССР*, 1980, т. 250, № 3, с. 683—685.
8. *Тектоника Северной Евразии*. М.: Наука, 1980. 223 с.
9. *Тектоническая карта Северной Евразии*, м-б 1 : 5 000 000. Гл. редакторы Пейве А. В. и Яншин А. Л. М.: ГИН АН СССР, Мингео СССР, 1980 (на 8 листах).
10. *Ophiolites. Proc. Internat. Ophiolite symposium, Cyprus, 1979. Nicosia, Cyprus, 1980.* 781 p.

Геологический институт  
БФ СО АН СССР, Улан-Удэ

Поступила в редакцию  
23.III.1982

## ХРОНИКА

УДК 551.244.3

## СОВЕЩАНИЕ «КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ И ОКЕАНСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ»

1—4 февраля 1982 г. в Московском государственном университете состоялось всеобщее совещание, организованное Межведомственным тектоническим комитетом ОГГН АН СССР и геологическим факультетом МГУ. В работе совещания участвовали 600 специалистов из организаций АН СССР, АН союзных республик, территориальных научных центров и Сибирского отделения АН СССР, учебных институтов, Министерств геологии, нефти и газа СССР. Заслушано 24 доклада; в обсуждении тематики совещания участвовало еще около 100 человек, выступивших с краткими сообщениями и вопросами. Кабинетом геологической карты МГУ была организована выставка мелкомасштабных карт, посвященная континентальным и океанским рифтовым системам.

Во вступительном слове Ю. М. Пушаровского и обзорных докладах Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина рифтогенез оценивается как общепланетарный процесс, протекавший по крайней мере с начала протерозоя. В. Е. Хаин определил рифтогенез как «глубинный раздвиг». Предложена классификация рифтовых зон по степени растяжения, типам земной коры, геосторической позиции и внутренней структуре. В геологической истории кратонов Е. Е. Милановский выделил пять мегаэтапов рифтогенеза и показал эволюцию процессов рифтообразования во времени. О соотношении рифтогенеза с геосинклинальным процессом высказаны разные точки зрения. Е. Е. Милановский считает, что рифтогенез, на ранних стадиях формирования земной коры тесно генетически связан с геосинклинальным развитием, в мезозое — кайнозое — превратился в процесс, противоположный геосинклинально-орогенному сжатию и активизировавшийся на фоне некоторого общего расширения Земли. Эпохи усиления рифтогенеза в геологической истории связаны с положительными пульсациями планеты. По мнению В. Е. Хаина, геосинклинали неогей, закладываясь на континентальной коре, обязательно проходили рифтовую (грабенную) стадию. Деструкция континентальной коры при рифтогенезе сменялась новообразованием ее в ходе геосинклинального процесса. Растяжение земной коры в рифтовых поясах компенсируется сжатием в геосинклинальных складчатых системах. Огромна роль рифтогенеза при формировании других типов структур: океанов, глубоководных впадин внутренних морей, тафрогенов, авлакогенов, синеклиз на платформах.

Механизму континентального рифтогенеза посвятил доклад Е. В. Артюшков. Он подчеркнул роль глубинной конвекции в создании установленных под рифтовыми зонами линз аномально разогретой разуплотненной мантии. Формирующие рифты хрупкие деформации растяжения обусловлены глубинным растеканием этой разуплотненной мантии над возникающими поднятиями. В своем выступлении П. Н. Кропоткин указал на существование второго типа аномальной мантии, образующейся в результате физико-химической дифференциации в зонах субдукции.

Геотермальная активность и тепловой режим рифтовых зон с учетом кондуктивного теплопотока, теплового эффекта вулканизма и газоводных флюидов обсуждались в сообщении Б. Г. Поляка и В. И. Кононова. На ряде примеров было показано, что геотермальная активность океанических рифтовых зон (Исландия и др.) в среднем в несколько раз превышает активность континентальных (Байкальской, Восточно-Африканской и др.). Особенности изотопного состава ряда элементов во флюидах свидетельствуют, что источником глубинного теплопотока под рифтами является мантия.

В кайнозойских континентальных рифтах величина сводового поднятия, растяжения, степень развития вулканогенных формаций прямо пропорциональны температуре мантийного диапира под ними (сравнительный анализ Кенийской и Байкальской рифтовых зон — Н. А. Логачев, Ю. А. Зорин, В. А. Рогожин). А. Ф. Грачев и А. И. Поляков рассмотрели петрохимические особенности магматизма кайнозойских рифтов. Они определяются изменением глубины залегания аномальной мантии, т. е. глубины зарождения исходных расплавов с соответствующими вариациями давления и других параметров. Вывод о закономерном изменении состава вулканитов от щелочных базальтоидов до низкокальцевых толеитов при эволюции рифтогенеза от континентального до океанического сделал также В. Г. Казьмин в результате анализа Африкано-Аравийских рифтовых зон. Нередко рифтообразованию и рифтовому магматизму предшествует разогрев литосферы восходящими потоками мантии и обширные излияния траппов (базальтовые ареалы Карру, Эфиопский, Каока и др.). Дорифтовый этап длительного термального возбуждения мантии и тектоно-магматической активизации, предшествовавшей рифтообразованию на примере Красноморско-Аденского региона, охарактеризовал А. В. Развалев.

Рифтогенные структуры позднего докембрия южных континентов Н. А. Божко предложил разделять по степени растяжения и деструкции сиалической коры на авлакогены, энсиалические, энсиматические интрагеосинклинали и ортогеосинклинали (океаническое раскрытие). Н. А. Божко охарактеризовал дислокации, магматизм и другие признаки первых трех типов структуры. В докладе Е. Д. Сулиды-Кондратьева, В. В. Козлова, В. Е. Забродина, А. В. Развалаева рассмотрены формации рифейских «палеоавлакогенов» и позднепалеозойских «палеорифтов» Африканского континента. В палеоавлакогенах рифтогенез сменился сжатием и инверсией; палеорифты испытали только растяжение.

Герцинский фундамент Западно-Сибирской плиты осложнен многочисленными узкими грабенами-рифтами, заполненными базальтоидами и осадками перми — триаса (В. С. Сурков). Выделена центральная рифтовая система, расщепляющая плиту с юга на север. Унаследованное по отношению к рифтовым зонам и межрифтовым поднятиям развитие мезозойско-кайнозойского платформенного чехла и его повышенная трещиноватость над рифтами определяют локализацию скоплений нефти и газа в Западной Сибири. В докладе Н. Я. Кунина и Л. А. Самойлюка отрицалась ведущая роль триасового рифтогенеза в Западной Сибири, на территории которой докладчики выделили три концентрические «звездчатые системы» рифтов древнего заложения. Возраст фундамента Западно-Сибирской плиты Н. Я. Кунин считает в основном докембрийским. По мнению В. А. Бочкарева, на севере Западно-Сибирской плиты рифты триасового возраста отсутствуют, но процесс рифтогенеза испытывает значительное омоложение в южном направлении. Ш. Д. Давлятов, Н. Я. Кунин, Р. В. Пак охарактеризовали Западно-Туранскую палеозойско-триасовую, Восточно-Туранскую юрскую «грабен-рифтовые системы» Туранской плиты и разделяющую их сквозную рифтовую зону Урало-Мозамбикского линеамента.

Специальное заседание совещание посвятило проблемам океанского рифтогенеза. Л. П. Зоненшайн и Е. Г. Мирлин на примерах Красного моря, Атлантики, Восточно-Тихоокеанского поднятия и др. рассмотрели общие признаки осевых рифтовых зон глобальной системы срединно-океанических хребтов. Морфология осевых зон и петрохимия базальтовых излияний в них во многом определяются скоростью спрединга (гидродинамическим напором мантийного диапира под рифтовой зоной). Охарактеризована перпендикулярная зональность океанических рифтовых зон, сообщены их геофизические и другие признаки. Г. Б. Удинцев, наряду с признанием важности океанического корообразования путем рифтогенеза, указал на возможность формирования специфической океанической коры в результате погружения континентальных блоков и массовых излияний базальтов в области ложа океанов и на шельфах. При обсуждении доклада Г. Б. Удинцева В. Е. Хаин и Л. П. Зоненшайн высказались за возможность существования в океанах континентальной («переходного типа») коры лишь в узких зонах шириной до нескольких сотен километров. Об особенностях гетерогенной структуры океанической земной коры и новом способе изучения ее геофизическими методами сообщил совещанию Л. И. Коган.

В докладе В. В. Белоусова, С. М. Зверева, Н. И. Павленковой, Г. А. Ярошевской проанализировано положение в структуре земной коры рифтов неовулканической зоны Исландии. Используя данные МОВ, МПВ и др., докладчики высказали мнение о наложенном характере рифтогенеза в Исландии, трудно объяснимом с позиции тектоники плит. Процессы рифтогенеза в окраинных и внутренних морях на ряде примеров охарактеризовал Л. И. Левин. Рассмотрены особенности строения земной коры этих морей, а также миграция мантийных диапиров и соответственно рифтовых зон при их формировании.

О. Г. Сорохтин подверг резкой критике гипотезу расширяющейся Земли, пульсационную гипотезу и гидридную модель Земли. В выступлениях Е. Е. Милановского, В. Б. Неймана, В. Г. Гутермана, И. А. Соловьевой, Г. Б. Удинцева, Ю. В. Чудинова говорилось о неприемлемости исходных данных, использованных в расчетах О. Г. Сорохтина и возможности других трактовок.

Рифтогенными структурами раннего докембрия являются зеленокаменные пояса (А. Ф. Грачев, В. С. Федоровский). Они характеризуются близкими к фанерозойским рифтам признаками: линейностью, сходным вулканизмом (океанические толенты, бимодальная толент-риолитовая серия), циклическим строением разрезов и т. д. Свообразие зеленокаменных поясов — отсутствие щелочных пород, широкое развитие коматитов и пр. — объясняется спецификой раннедокембрийской земной коры.

В специальных сообщениях рассмотрено значение рифтогенеза для формирования залежей солей, нефти и газа. М. Н. Джиноридзе считает, что возраст солеродных бассейнов пассивных континентальных окраин датирует начало рифтогенного «раскрытия» океанов. Проанализировав происхождение миоценовых — современных солей Красноморского «протоокеана» и разновозрастных соляных залежей других регионов, докладчик сделал выводы об их не экзогенном («эвапоритовом»), а эксгальциционно-осадочном (гидротермальном) происхождении. В критических замечаниях М. А. Жаркова и М. Г. Валяшко указывалось, что соленакопление возможно лишь в рифтовых зонах с аридным климатом в эпохи соединения их с морями. Красноморские рассолы являются эвапоритовыми рассолами выщелачивания, что противоречит гипотезе эксгальциционно-осадочного галогенеза. Б. А. Соколов подчеркнул важность рифтогенных структур — грабенов, надрифтовых синеклиз, краевых прогибов, авлакогенов с их мощным осадконакоплением и глубинным прогревом — для формирования месторождений нефти и газа. П. Н. Кропоткин, критикуя биогенную теорию происхождения нефти, указал на возможность поступления нефтеобразующих углеводородов по разломам из мантии под рифтами. Возражения Б. А. Соколова: высокая температура мантии исключает предпо-

ложение о наличии в ней углеводов; возможно лишь выделение атомарного водорода, влияющего на преобразования органического вещества в нефтематеринских породах, но не являющегося первоисточником нефти. Таким образом, как и в дискуссии о происхождении солей, были выдвинуты концепции глубинного и поверхностного (био-генного) нефтегазообразования. Выступившие Е. Е. Милановский, В. А. Гибнер и др. говорили о важности дальнейшего изучения обеих концепций.

О рифтогенезе как процессе, важном для эволюции твердых планетных тел, доложил А. М. Никишин. Было рассмотрено положение глобальных линейных (по-видимому, рифтовых) структур в общем тектоническом плане поверхности Марса, Венеры, крупных спутников Юпитера. По мнению докладчика, эпохи рифтогенеза на планетах совпадали с этапами некоторого их расширения.

В заключительной дискуссии отмечена большая актуальность тематики совещания. В большинстве выступлений (К. О. Кратца, Р. Г. Гарецкого, Ю. М. Пушаровского, С. А. Захарова, А. И. Летавина, А. Е. Михайлова и др.) говорилось о слишком широком понимании термина «рифт» и необходимости дальнейшей разработки генетической стороны определения этого термина. В. Е. Хаин предложил понятия «рифт» и «рифтогенез» считать наиболее общими для всего обширного класса деструктивных структур и процессов. Он подчеркнул целесообразность введения такого понятия на современном уровне изучения эволюции земной коры. К. В. Боголепов, Л. М. Парфенов, Ю. П. Писцов, А. Е. Шлезингер и др. отметили, что в работе совещания мало внимания уделялось диагностике ископаемых рифтов, возможной прежде всего на формационной основе. Недостаточно была освещена металлогения рифтовых зон.

Основные выводы совещания, а также сделанные замечания и предложения отражены в принятом проекте резолюции о его работе.

Материалы совещания предполагается опубликовать.

*Е. С. Постельников*

***Редакционная коллегия:***

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, 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  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

***Адрес редакции***

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

**Зав. редакцией *Б. Д. Гриль***

**Технический редактор *Е. А. Проценко***

---

Сдано в набор 07.06.82	Подписано к печати 27.08.82	Т-14040	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>	
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 17,4 тыс.	Уч.-изд. л. 9,5	Бум. л. 3,5
	Тираж 1741 экз.	Зак. 4213		

---

Издательство «Наука». 103717. ГСП, Москва, К-62. Подсосенский пер., 21  
?-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке, с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: *h* и *n*, *g* и *q*, *l* и *j* и др., а также делать четкое различие между *O* (большим), *o* (малым) и *0* (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи, и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Ж 17

ЛИЦЕВСКИЙ 7  
ГЕОЛОГ ИН-Т АН СССР  
ДЕРГУНОВ А В  
70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**

**имеются в продаже:**

**ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ.** (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 30). 1979. 235 с. 4 р. 10 к.

В этом выпуске трудов проведены итоги 10-летних геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР. Впервые публикуются карта магматических формаций МНР, объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены перспективы поисков месторождений эндогенных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов.

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ.** 1977. 262 с. 2 р. 10 к.

Сборник содержит материалы симпозиума «Вулканизм и современные гидротермальные процессы». В них приводятся данные новейших исследований в области изучения теплового потока и гидротермальной деятельности различных структурных зон тектоно-магматической активности.

Издание представляет интерес для широкого круга геологов, вулканологов и геохимиков.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Геотектоника, 1982, № 5



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»