

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

6

НАУКА · 1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ—ДЕКАБРЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 6, 1991

**Редакционная коллегия**

**Главный редактор Ю. М. Пушаровский**

**Зам. главного редактора А. А. Моссаковский**

**Ответственный секретарь В. С. Буртман**

**М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,  
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,  
А. В. Чекунов, В. Н. Шолпо, А. Л. Яншин**

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА «НАУКА»

№ 6, 1991

СОДЕРЖАНИЕ

Леонов Ю. Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры . . . . .	3
Бобряков А. П., Ревуженко А. Ф., Шемякин Е. И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования . . . . .	21
Пушаровский Ю. М. Тектонические корреляции в Тихоокеанской области . . . . .	36
Попадюк И. В., Смирнов С. Е. Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность . . . . .	44
Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции . . . . .	57
<b>Уфлянд А. К.</b> , Натапов Л. М., Лопатин В. М., Чернов Д. В. О тектонической природе Таймыра . . . . .	76
Белов С. В., Бурмистров А. А. Модель напряженно-деформированного состояния западной части Акжал-Аксоранской рудоносной зоны разломов (Центральный Казахстан) . . . . .	94
Казьмин В. Г. О тектонических условиях становления комплексов Троодос и Мамония (о-в Кипр) . . . . .	104

Краткие сообщения

Шатагин Н. Н., Колосова Е. Ю. Муллион-структуры Раскатанского месторождения (Горный Алтай) . . . . .	117
--	-----

Хроника

Юрий Михайлович Пушаровский (к 75-летию со дня рождения) . . . . .	121
Эдхем Шахларбек-оглы Шихалийбеги (к 80-летию со дня рождения) . . . . .	124
Указатель журнала «Геотектоника» за 1991 год . . . . .	126

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
**G E O T E C T O N I C S**

NOVEMBER - DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1991

**CONTENTS**

Leonov Yu. G. Intraplate tectonics in the light of the conceptions of the Earth crust layering . . . . .	3
Bobryakov A. P., Revuzhenko A. F., Shemyakin Ye. I. Tidal deformation of planets: experience in tentative modelling . . . . .	21
Pushcharovsky Yu. M. Tectonic correlations in the Pacific region . . . . .	36
Popadyuk I. V., Smirnov S. E. Structures of the mountaneous Crimea: traditional conceptions and reality . . . . .	44
Savelyev A. A., Savelyeva G. N. The Kempersay massif ophiolites: main characteristics of the structure and substance evolution . . . . .	57
<b>[Uflyand A. K.]</b> , Natapov L. M., Lopatin V. M., Chernov D. V. On tectonic nature of Taimyr . . . . .	76
Belov S. V., Burmistrov A. A. A stress state model of the western part of the Akzhal-Aksoran ore-bearing fault zone in Central Kazakhstan for the late Paleozoic . . . . .	94
Kaz'min V. G. On the tectonic setting of the Troodos and Mamonia complexes emplacement (Cyprus island) . . . . .	104

**In Brief**

Shatagin N. N., Kolosova Ye. Yu. Mullion-structures of the Raskatin deposit (Altay mountains) . . . . .	117
---	-----

**Chronicle**

Jury Mikhailovich Pushcharovsky (on his 75th birthday) . . . . .	121
Edkhem Shakhlarbek-ogly Shikhalibeili (on his 80th birthday) . . . . .	124
Authors index: «Geotectonics» 1991 . . . . .	126

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016-8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send orders and inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. Y., Washington D. C. 20 009 USA.

УДК 551.24 : 001.5

© 1991 г.

ЛЕОНОВ Ю. Г.

## ПЛАТФОРМЕННАЯ ТЕКТОНИКА В СВЕТЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В статье рассмотрены современные данные о расслоенности земной коры платформенных областей и вытекающие из них следствия для понимания ряда особенностей внутриплитной тектоники. Поставлен вопрос о гораздо более значительной, чем принято считать, роли горизонтального перемещения вещества в формировании тектонической структуры платформ. Тектонически наиболее активным слоем является пластичная нижняя кора, которая в геодинамическом и структурном отношении служит базовым уровнем срыва и дисгармонии для некоторых категорий платформенных элементов. Последние, таким образом, могут рассматриваться в определенном смысле как бескорневые сорванные структуры, не имеющие прямого структурного продолжения в подкоревой области.

Leonov Yu. G. Intraplate tectonics in the light of the conceptions of the Earth crust layering. *Geotectonics*. 1991. № 6. The article reviews recent data on the Earth crust layering in platform areas and their consequences essential for understanding certain specific features of the intraplate tectonics. The role of substance horizontal displacement in the formation of tectonic structure of platforms is put to the fore, the question being more significant than it was believed to be. Tectonically the plastic lower crust is most active. Structurally and geodynamically it serves for the base level of the decollement and disharmony for certain categories of platform elements. So the latter might be viewed as rootless decollement structures, not continuing structurally into the subcrustal area.

### ВВЕДЕНИЕ

В статье рассмотрены современные данные о тектонической расслоенности земной коры внутриплитных (платформенных) континентальных областей и вытекающие отсюда следствия для понимания ряда особенностей внутриплитной тектоники.

Концепция тектонической расслоенности литосферы сложилась в 70-е — начале 80-х годов [19, 20]. Она оказалась плодотворной во многих отношениях, в том числе, как это становится все более очевидным, и для понимания многих особенностей тектоники платформенных областей. Суть концепции состоит в том, что допускается расслоенность, стратификация литосферы по реологическим (механическим) свойствам, которая при соответствующих геодинамических условиях приводит к послонным смещениям разного масштаба, т. е. к тектоническому течению, срывам и проскальзыванию одних объемов пород относительно других в субгоризонтальной плоскости. В принципе эти процессы осуществляются на любых глубинах и как в хрупкой, так и пластичной (вязкой) форме. О расслоенности, следовательно, можно говорить в двух аспектах: во-первых, как о реологической расслоенности, которая, как отмечено в [12], служит предпосылкой возможного возникновения структурной расслоенности, и, во-вторых, как о структурной, т. е. реализованной в тектоническом смысле, расслоенности, которая, по [15], определяется дифференцированной реакцией вещества литосферы на приложенные тектонические усилия. Что касается масштабов явления, то тектоническая расслоенность проявляется от ло-

кальных структур, связанных с перемещением в субгоризонтальной плоскости относительно небольших масс горных пород, возможно, до проскальзывания в масштабе крупных слоев земной коры.

Вначале концепция тектонической расслоенности, особенно в ее структурном аспекте, базировалась преимущественно на обобщении материалов по складчатым поясам и форландам складчатых поясов, где структурная расслоенность верхних горизонтов коры выражена особенно эффективно (покрывы, надвиговые пластины) и доступна прямому наблюдению, а также на некоторых общих, частично экспериментально, в том числе по данным геофизики, и теоретически подтвержденных, частично умозрительных соображениях. В последние годы к прежним источникам информации добавились некоторые новые, подтверждающие и расширяющие представления о расслоенности, в особенности о глубинной расслоенности. Применительно к внутриплитным объектам наиболее интересные данные получены с помощью глубинного сейсмопрофилирования, в первую очередь с помощью изучения коры и верхней мантии в отраженных волнах.

### ОТРАЖАЮЩАЯ (СЕЙСМИЧЕСКИ СЛОИСТАЯ) НИЖНЯЯ КОРА

В результате изучения литосферы методами отраженных волн с высокой разрешающей способностью, проведенного во многих областях почти всех континентов, обнаружены чрезвычайно важные особенности строения коры и верхней мантии. По этим данным, как минимум для некоторой части платформенных площадей (возможно, для определенных типов платформенных структур), выявляются различия между верхними и нижними слоями коры (для краткости — верхней и нижней корой). Обращают на себя внимание специфические свойства нижней коры, резко отличающие ее и от верхней коры, и от верхов мантии. Особенно полные данные опубликованы по Северной Америке, некоторым участкам суши и шельфовым морям Западной Европы, Австралии, ряду районов СССР (Припятский прогиб), некоторым другим районам [3, 23—25, 29—32, 35, 36, 40, 44—47].

Верхняя кора в рассматриваемых случаях, так же как и верхняя мантия, в целом сейсмически относительно более прозрачная и однородная (в отношении верхней коры это утверждение требует, правда, некоторых пояснений, которые даны ниже). Напротив, нижняя кора (до поверхности М внизу) сейсмически слоистая, с обилием субгоризонтальных отражающих площадок; их протяженность достигает 20 км и более (рис. 1). Мощность верхней и нижней коры и глубина залегания нижней коры варьируют, но обычно в сравнительно нешироких пределах. Характерная мощность прозрачной верхней коры составляет 20—25 км. Такая мощность типична для большинства осадочных бассейнов Западной Европы, Австралии и др. Залегающая ниже сейсмически слоистая нижняя кора имеет характерную мощность 10—20 км и находится в интервале приблизительно от 20 до 40 км, т. е. от 6—7 до 9,5—11, реже 12—13 с временных разрезов. Изредка наблюдаются более значительные отклонения от этих характерных цифр, причем это касается в большей степени не мощности, а глубины залегания нижней коры. Например, в Припятской впадине сейсмически слоистая нижняя кора мощностью 10—15 км зафиксирована на глубине 35—45 км, местами до 55 км [3]; во впадине Эдавейл Восточной Австралии она расположена в интервале от 8—9 до 14—15 с временного разреза [31]; и т. д. Надо сказать при этом, что нижняя (поверхность М) и верхняя границы нижней коры, которые проводятся по появлению отражений, в общем случае достаточно четкие. Особенно четкой и ровной является, как правило, граница Мохо (поверхность М).

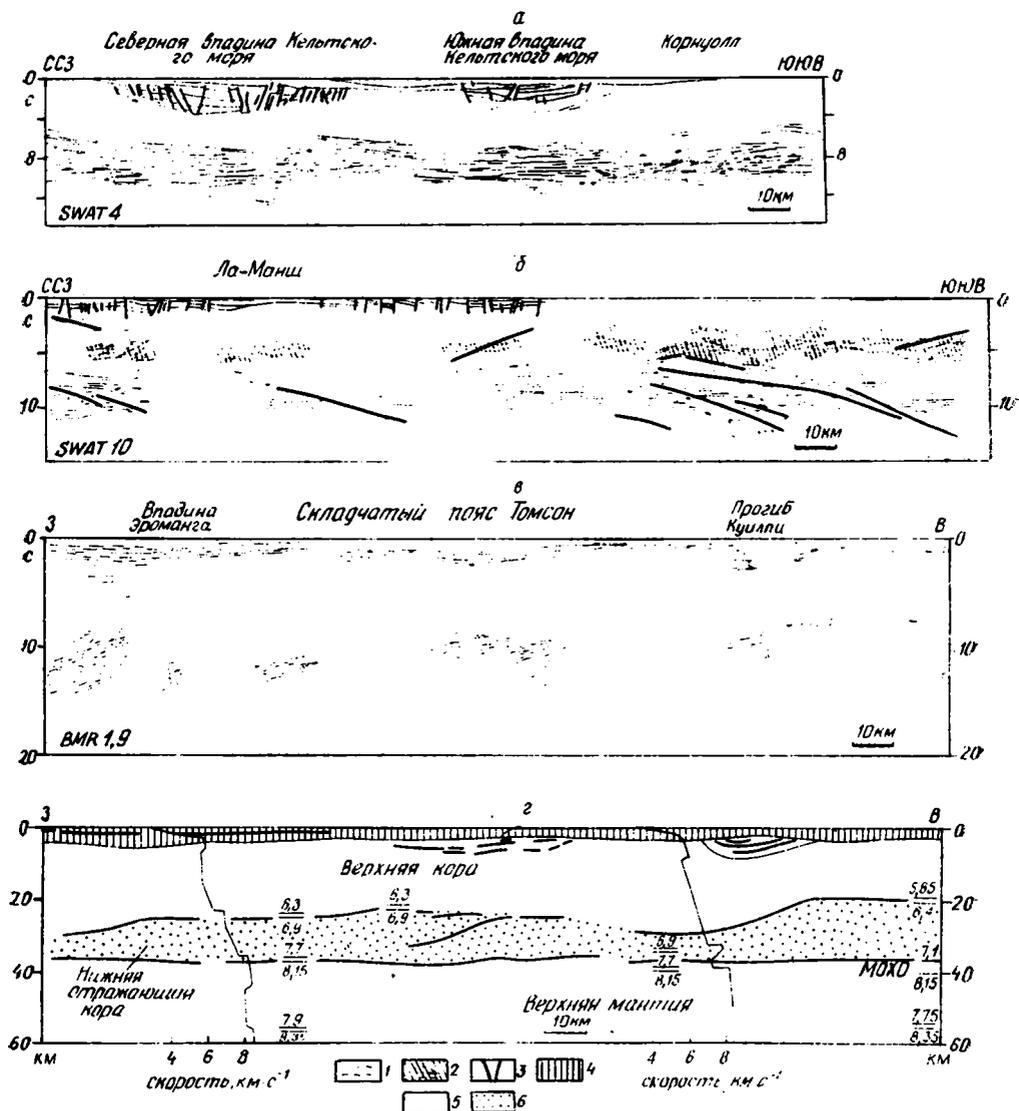


Рис. 1. Характерные примеры сейсмически слоистой нижней коры: а-г — эпипалеозойские платформы: а, б — Северо-Западной Европы, в, г — Восточной Австралии 1 — отражающие площадки; 2 — сейсмические слоистые участки в верхней коре; 3 — разрывы; 4 — осадочный чехол; 5 — прозрачная верхняя; 6 — отражающая нижняя кора. На профиле г показаны кривые изменения скорости сейсмических волн с глубиной. Профили а-в — временные; профиль г — геолого-геофизическая интерпретация (а — по [30], б — по [23], в, г — по [36])

В дополнение к сказанному заметим, что определение верхней коры как сейсмически прозрачной не следует понимать слишком буквально. Во многих случаях, особенно в областях развития комплексов складчатого платформенного основания, верхние горизонты коры могут отличаться высокой сейсмической анизотропией со сложными системами отражающих площадей и горизонтов, соответствующих покровно-складчатой структуре комплексов основания (на поверхности или под чехлом). Примеров этого накоплено сейчас достаточно (Урал, платформа Северо-Западной Европы, эпипалеозойская платформа и Тасманский складчатый пояс Австралии

и др.). Но такая структура верхней коры характеризуется, как правило, сложными системами наклонных отражений, которые в общем случае заметно отличаются от локализованной в одном мощном слое субгоризонтальной сейсмической расслоенности нижней коры. И второе: на некоторых профилях выше слоя отражающей нижней коры наблюдаются отделенные от него рассредоточенные локальные, обычно линзовидной формы объемы, также насыщенные горизонтальными отражающими площадками (см. рис. 1, б — профиль SWAT-10). На рис. 1, б они выделены наклонной штриховкой. Им даются разные объяснения: горизонты срыва; покровы или пластины отражающего материала; магматические тела; фрагменты более древней нижней слоистой коры [23], но думается, что вопрос о природе этих образований должен решаться аналогично вопросу о природе отражений в нижней коре (см. ниже), но в более локальном масштабе.

Судя по имеющимся материалам, указанный тип строения коры с наличием сейсмически слоистой (отражающей) нижней коры достаточно типичен для внутренних частей литосферных плит, но распространен в них не повсеместно. О закономерностях пространственного распространения коры этого типа пока судить трудно, но в предварительной форме как будто намечается ее связь с определенными тектоническими условиями. Этот тип коры широко развит в осадочных бассейнах, т. е. в областях погружения молодых платформ, и, вероятно, менее характерен для древних платформ (например, не выявлен на некоторых (?) участках Северо-Американской платформы); на щитах он, возможно, отсутствует [24, 53]. Вместе с тем такое же строение коры обнаруживается в пределах некоторых прогибов и впадин и на древних платформах. Хорошим примером служит упоминавшаяся выше Припятская впадина-авлакоген во внутренней части Восточно-Европейской платформы [3, 8]. Предварительно намечается, таким образом, тенденция связи данного типа коры с отрицательными платформенными структурами. Если вслед за многими исследователями считать, что формирование отрицательных платформенных структур (впадин, авлакогенов и т. д.) происходит в обстановке растяжения, то напрашивается вывод о том, что сейсмически слоистая нижняя кора также образуется при растяжении [47, 53]. К этому вопросу нам еще придется вернуться позже.

В какой-то мере вывод о том, что присутствие отражающей нижней коры характерно для молодых платформ, перекликается с результатами изучения поглощения сейсмической энергии в коре и верхней мантии на основе анализа характеристик нерегулярных сейсмических волн [9]. Эти данные подтверждают отличия коры молодых и древних платформ: на молодых платформах кора подстилается тонким слоем аномальной мантии с сильно пониженной вязкостью; на древних платформах такого слоя не наблюдается. Для ясности следует подчеркнуть, что данный слой пониженной вязкости не имеет отношения к «обычной» астеносфере, которая находится намного глубже и, в отличие от упомянутого слоя, присутствует и на молодых, и на древних платформах. Имеется, естественно, большой соблазн отождествить этот слой с пониженной вязкостью с отражающей нижней корой (или ее частью) молодых платформ, хотя в работе [9] он помещается сразу же под корой в верхах мантии. Это соответствовало бы не только делению коры по отражающим свойствам, но и реологическим моделям литосферы [12, 28], о которых речь будет идти ниже.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОТРАЖАЮЩЕЙ НИЖНЕЙ КОРЫ

Как можно интерпретировать приведенные выше данные? Хотя полного единодушия в физической и геологической интерпретации сейсмически слоистой нижней коры у исследователей нет, все же пути решения

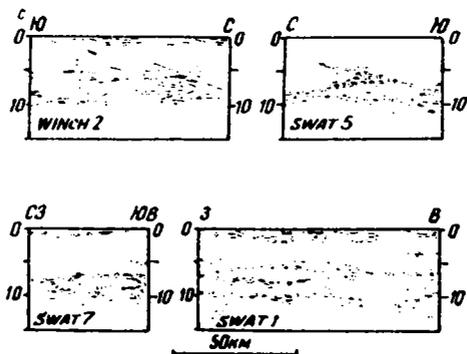


Рис. 2. Пространственные рисунки отражающих площадок в нижней коре по [47]



Рис. 3. Пояса локализации деформации, маркирующие положение вязких разрывов в зонах стресс-метаморфизма, на примере архейско-раннепротерозойских пород беломорского комплекса Карелии по [1]  
Объяснения в тексте

этого вопроса намечаются. По мнению М. Уорнера [50], из того набора разнообразных факторов, которые были предложены для объяснения массового возникновения в нижней коре субгоризонтальных отражающих площадок, лишь два фактора могут в принципе обеспечить регистрируемые сильные отражения, имеющие коэффициент отражения около 0,1, что требует акустического контраста порядка 20%. Такими факторами являются: а — горизонты срыва, по которым совмещаются породы с контрастными свойствами, и б — пропитка нижней коры мафитовым материалом в виде силлов и других пластовых тел. Имеются, как мы увидим ниже, серьезные основания отдавать приоритет первому из названных вариантов. Остальные варианты объяснения, такие, как структурная анизотропия, метаморфическая расслоенность, эффект поведения флюидной фазы и др., могут служить дополнительным фактором, но отвергаются в качестве главной причины как маловероятные, поскольку сами по себе они, по мнению М. Уорнера, не могут обеспечить наблюдаемых отражений.

Если во внимание принимать не только интенсивность отражений, но также их геометрический рисунок и некоторые особенности залегания нижней коры, то вопреки мнению, высказанному в работе [50] против модели а — срывов в условиях пластического течения, предпочтение следует, очевидно, отдать все-таки ей. В моделях, связывающих наблюдаемые отражения со срывами, нижняя кора рассматривается как сложно построенный, значительный по мощности горизонт многочисленных срывов, течения вещества и дисгармонии на границе более прочных пород верхней коры и верхней мантии. Этот слой не однороден. Как показывают многочисленные примеры, он нередко состоит в вертикальном сечении из сложного переплетения ленточных и линзовидных объемов, насыщенных суб-

параллельными отражающими площадками, и заключенных между ними относительно прозрачных объемов (рис. 2). Отражающие площадки и их сгущения трактуются как места максимальной локализации сколовой деформации (т. е. как горизонты срыва и возможного совмещения разнотипных пород), а прозрачные объемы — как относительно ненарушенные массивы [46, 47]. Общий рисунок в таких случаях напоминает многие патурные объекты разного масштаба — выведенные на поверхность глубинные массивы пород, в которых наблюдается интенсивное течение материала. Как правило, течение охватывает не всю массу пород равномерно, но сосредоточивается в индивидуализированных, сложно переплетающихся зонах пластических (вязких) разрывов, к которым обычно приурочен и наиболее интенсивный стресс-метаморфизм. В работе [47] узор отражающих площадок в расслоенной нижней коре сопоставлен с действительно очень похожим структурным рисунком в сильно деформированных породах зоны Ивреа Западных Альп. В ином, несколько более мелком, масштабе такую же аналогию можно провести с зонами стресс-метаморфизма в сильно метаморфизованных толщах, например в архейско-раннепротерозойских породах беломорского комплекса Карелии. Как отмечено в работе [1], для зон стресс-метаморфизма, маркирующих положение вязких разрывов, образующихся в соответствующих условиях  $PT$ , вообще характерна неоднородность деформации с локализацией интенсивной деформации в линейных зонах, обтекающих слабдеформированные участки (рис. 3).

Рассмотренная модель срывов не встречает, кажется, серьезных возражений, кроме одного, чисто умозрительного, на мой взгляд, соображения о том, что в случае совмещения пластин пород с разными свойствами, обеспечивающих наблюдаемые отражения, необходимо было бы допустить нереально большие деформации. По мнению [50], такого рода деформации вполне могут развиваться локально, но невозможно представить, чтобы ими была охвачена мощная, до 10–20 км, толща нижней коры на участках со значительными линейными размерами. Не подкрепленные необходимыми расчетами, хотя бы в виде грубой прикидки, эти доводы нельзя признать убедительными. И напротив, существуют данные, основанные на результатах экспериментов и специальных расчетах [6], согласно которым при определенных механизмах формирования глубинных сдвиговых зон в нижней коре можно допустить смещение глубинных тектонических пластин на расстояние в десятки и первые сотни километров (при следующих значениях параметров в нижней коре:  $\delta P_0 \sim 50$  МПа; время процесса  $t \sim 10^7$  млн. лет; мощность слоя, в котором идет процесс,  $\delta h = 2-3$  км; геотермический градиент  $\partial T/\partial h = \beta = 12-18^\circ \text{C}/\text{км}$ ). Такой же в общих чертах вывод сделан в работах [14, 15], где подчеркивается, что нижние горизонты коры наиболее благоприятны для субгоризонтальных перемещений. Происходящее здесь течение вещества в условиях псевдопластичности и пластичности соответствует эффекту формирования сорванных покровов. Кроме всего прочего следует иметь в виду и то обстоятельство, что хорошие, устойчивые отражения регистрируются и просто от зон милонитов, несмотря на незначительные акустические контрасты [6]. Это также имеет значение для понимания природы отражений в нижней коре, так как, возможно, делает менее жесткими требования к амплитудам горизонтальных перемещений и совмещению разнотипных пород.

И еще одно: оценивая масштабы деформации, следует, возможно, считаться с тем, что наблюдаемая картина может получаться не только за счет тектонического (по вязким разрывам) совмещения в вертикальном разрезе первично пластовых латеральных неоднородностей. В условиях пластического течения в маловязкой среде нижней коры может, по-видимому, происходить также трансформация первично вертикальных и изометричных по форме неоднородностей (типа даек и пр.) в уплощенные

субгоризонтальные отражающие тела. Механизм такой трансформации рассмотрен в работе [53].

Заметим, наконец, что представление о пластических (вязких) срывах в нижней коре согласуется, как уже отмечалось и как будет подробнее показано дальше, с представлениями о реологии этого слоя.

В упомянутом выше альтернативном варианте объяснения причин образования отражающих площадок в нижней коре, которому в работе [50] отдается предпочтение, отражения связываются с пластическими телами мантийных основных пород, поступающих из мантии и насыщающих или пропитывающих нижние слои коры. Модель такого процесса, получившего название «магматического подслаивания» (*underplating*), которое обеспечивает насыщение низов коры мантийным материалом, подробно рассматривается в работах [39, 42, 49].

С помощью данной концепции можно было бы объяснить сам факт образования отражений и их величину. Однако в ее рамках менее понятны некоторые описанные выше особенности отражающей нижней коры, а главное, она сталкивается со следующим трудно преодолимым противоречием, отмеченным в той же статье [50]: ей противоречат данные о скоростях преломленных волн в нижней коре. Поэтому эту концепцию трудно принять в качестве главного объяснения. Это не значит вместе с тем, что данный фактор должен быть полностью отброшен. Он, по-видимому, заслуживает внимания как дополнительный, который, как и некоторые другие факторы, в особенности, возможно, глубинный метаморфизм, может вносить свою лепту в формирование наблюдаемой картины отражений.

Можно высказать и еще одно соображение в пользу определяющей роли структурного фактора в формировании отражений. Дело в том, что местами можно видеть, как слой коры, насыщенный отражающими площадками и характерный для нижней коры платформенных впадин, по мере приближения к складчатым поясам и в самих складчатых поясах поднимается ближе к поверхности, так что некоторые зоны с отражающими горизонтами увязываются с нарушениями в верхних горизонтах коры и у поверхности. Такие соотношения хорошо видны, например, на некоторых профилях через Восточную Австралию в области перехода от Австралийской платформы к выступам на поверхность комплексов Тасманского складчатого пояса (см. в [31] рис. 3; в [36] рис. 2). Совершенно очевидно, что в верхней коре складчатых поясов отражающие горизонты рассматриваемого типа в основном имеют тектоническую природу, т. е. соответствуют тектоническим нарушениям; это устанавливается и в приведенном примере с Австралией и в других изученных в этом отношении областях (см., например, очень убедительные данные по Уралу — [18]). Из этого естественным образом напрашивается вывод, что и на больших глубинах в толще нижней коры ведущим является структурный фактор (при всех возможных различиях в облике нарушений, обусловленных вариациями реологических свойств пород на разных глубинах).

Имеются, таким образом, серьезные основания для того, чтобы рассматривать отражающие площадки в сейсмически слоистой нижней коре как следы срывов (вязких разрывов), а всю толщу нижней коры как крупнейший горизонт срыва. Согласно исследованиям, результаты которых изложены в работах [6, 47], сейсмически слоистая нижняя кора соответствует тому горизонту литосферы, который трансформирует механические напряжения, осуществляет связь и передачу деформации между верхней мантией и корой и испытывает в ходе этого процесса интенсивную сдвиговую деформацию. Такая интерпретация нижней коры как крупнейшего базового для находящихся выше структур горизонта срыва и дисгармонии подтверждается поведением вблизи нее коровых разрывных нарушений. И теоретически [21, 22], и по результатам многих наблюдений показано,

что те из разрывов, которые прослеживаются на глубину до этого уровня, с приближением к нему обычно выполаживаются до субгоризонтального положения и сливаются с расслоенной толщей нижней коры. И почти нигде в областях с расслоенной нижней корой на профилях рассматриваемого типа не отмечается коровых разрывов, которые проникали бы в нижнюю кору и смещали ее границы, в том числе поверхность М [44, 45]. Заметим, что речь в данном случае идет о разрывах эпохи платформенного (внутриплитного) развития. Следы разрывов, относящихся к структуре складчатых комплексов фундамента, иногда прослеживаются в сейсмически слоистой нижней коре, не смещая ее, в виде так называемых реликтовых разрывов или разрывов-призраков (*ghost-faults*) [23, 44]. Но к обсуждаемому вопросу они прямого отношения не имеют. Исключение во внутриплитных областях составляет, по-видимому, определенная группа структур, которые можно назвать внутриплитными швами или внутриплитными сутурами, обычно выраженными на поверхности внутриплитными складчатыми зонами типа Пиренеев, зоны Аранта (Австралия) и др. В них наблюдается разрыв и смещение поверхности М секущими нарушениями. Но, как сказано, их следует рассматривать как особую группу тектонических элементов, переходных от собственно внутриплитных к межплитным коллизионным сооружениям.

### ДЕЛЕНИЕ КОРЫ ПО РЕОЛОГИЧЕСКИМ СВОЙСТВАМ

Рассмотренное выше фундаментальное деление коры, а также интерпретация нижней сейсмически слоистой коры как горизонта пластического течения и срывов находят подтверждение в делении коры (и верхней мантии) по реологическим свойствам. Вообще-то, судя по данным о скоростях сейсмических волн, волноводы, которые интерпретируются как пластичные астенослои, отличающиеся пониженной вязкостью, обнаруживаются на разных уровнях в земной коре. Вероятно, степень их выраженности, мощность, число и глубина залегания закономерным образом связаны с особенностями тектонического строения и тектонического режима территории, однако существующий сейчас материал вряд ли позволяет надежно установить характер этой закономерности. Хотя, возможно, специальный систематический анализ и позволил бы это сделать. Что касается теоретических расчетов изменения реологических свойств пород с глубиной, то они с полной определенностью показывают, что основной астенослой должен располагаться в нижней части коры.

Принимаемый сейчас реологический разрез земной коры в принципе соответствует предложенному ранее делению коры на хрупкую и пластичную зоны ([2] и др.). Более поздние исследования реологии, основанные на данных экспериментов по поведению пород и минералов в широких диапазонах давления и температуры и на теоретических расчетах, подтверждают и детализируют выводы о реологической стратификации коры и верхней мантии. В работе [12], где за основу взято изменение эффективной прочности (для хрупкой деформации) и эквивалентного ему по смыслу предела текучести (при пластичном течении), показано, что падение эффективной прочности в определенных интервалах глубин должно приводить к появлению в коре астенослоя или астенослоев, способных испытывать пластическую деформацию. В зависимости от типа коры, принимаемых значений температуры на границе кора — мантия и ряда других, в основном менее значимых причин, здесь возможны разные варианты (один или два главных астенослоя, их толщина, глубина залегания и т. д.). Однако в любом из вариантов (рис. 4) в нижней части коры выделяется пластичная зона (астенослой), противопоставляемая относительно более хрупким зонам — «хрупкой» верхней мантии и «хрупкой» верхней коре;

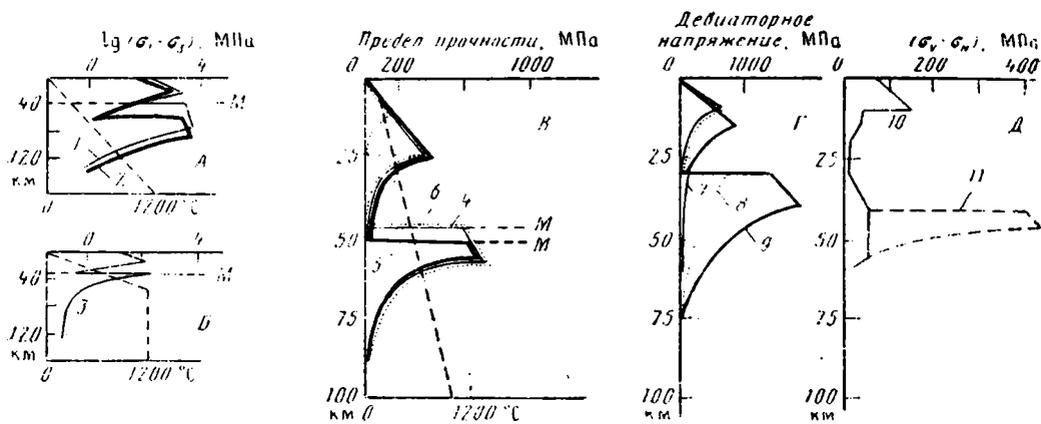


Рис. 4. Реологические модели верхней части континентальной литосферы  
 А, Б — изменение прочности с глубиной по [12]: А — для холодного геотермического режима при мощности коры около 40 км (кривая 1), характерной для древних платформ, и 60 км (кривая 2), характерной для областей типа Тибета, Тянь-Шаня и т. д.; Б — для горячего геотермического режима при мощности коры около 30 км (кривая 3), характерной для внутриплитных тектонически активных зон типа Провинции Бассейнов и Хребтов. Для тех же случаев, но при отчетливом делении коры на гранитную и базальтовую части общая прочность коры увеличивается (т. е. пластичный слой нижней коры выражен менее рельефно), но в ее средней части возникает еще один пластичный слой; В — изменение предела прочности (yield stress) с глубиной по [28]; кривые: 4 — «нормальная» литосфера с мощностью коры 40 км и прочными зонами в средней коре и верхней мантии, 5 — мощность коры 50 км, 6 — гранитная верхняя кора, появляется пластичный слой в середине коры; Г — изменение прочности с глубиной по [26], рассчитанное при различных температурах на границе М: кривые: 7 — больше 700°С, 8 — 550–700°С, 9 — меньше 500°С; Д — изменение прочности с глубиной (кривая 10) по [5]; кривая 11 — вариант, полученный при допущении сухой мантии с температурой меньше 600°С.

На профилях А, Б, В пунктирная линия — температурная кривая. Масштаб по вертикальной оси (глубина) для графиков В, Г и Д унифицирован; масштаб и единицы измерения по горизонтальной оси оставлены в авторском варианте

в пределах хрупкой верхней коры при определенных условиях может обособляться еще один пластичный астенослой [12, 26, 28]. Особенно четко выраженный в этих моделях пластичный слой находится на глубинах порядка 20–40 км при общей мощности коры 30–40 км (в случае большей мощности коры он расположен ниже). Это, следовательно, тот же уровень, где фиксируется сейсмически слоистая нижняя кора. Эта нижняя кора реологической модели, представляющая собой сверхпластичный, по Л. И. Лобковскому, астенослой, способна к пластическому течению и в этом отношении резко отличается от смежных с ней более прочных и хрупких слоев — верхней коры и верхних слоев мантии. Переход от верхней коры к нижней означает переход от области, в которой разрушение (образование разрывов) происходит в виде хрупких отрывов и сколов, к области однородного пластического течения; оценки глубин этого перехода у разных авторов варьируют сравнительно незначительно, в интервале от 15 до 20–22 км [4, 21, 22]. Как подчеркивается в [4], эти оценки глубины, полученные в условиях сжатия со скоростью лабораторных исследований, достаточно условны, так как существенно зависят от скорости деформации, влияние которой становится особенно заметным при температуре выше 300°С.

Благодаря высокой пластичности и другим особенностям состояния вещества (в частности, того обстоятельства, что в этом и подобных ему пластичных слоях, согласно некоторым расчетам [21], задерживается до

10% и более энергии, затраченной на деформацию) нижняя кора должна или, правильнее сказать, при соответствующих условиях может вести себя как наиболее мобильный, тектонически высокоактивный слой, играющий особую роль в «экзогенной жизни» коры [21]. Этот слой является местом потенциально наиболее вероятных крупномасштабных срывов, дисгармонии, проскальзывания и т. д. Для того чтобы эта потенциальная возможность реализовалась, необходимо то или иное внешнее воздействие в виде изменения термодинамических условий и наличия системы тектонически обусловленных напряжений [6].

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РОЛЬ НИЖНЕЙ КОРЫ ПЛАТФОРМ

Таким образом, совокупность рассмотренных данных, в том числе хорошая согласованность реологических моделей с моделями строения коры и верхней мантии по отраженным волнам, заставляет отдать предпочтение представлениям, связывающим формирование особенностей нижней коры с течением вещества, срывами и т. д. Нижняя кора трактуется здесь как пластичный слой, не только осложненный многочисленными пластическими или вязкими (*ductile*) срывами, но и весь в целом представляющий собой крупнейший горизонт срыва и течения вещества в горизонтальной плоскости. Наиболее вероятной динамической обстановкой формирования такого слоя является обстановка чистого сдвига (*pure shear*) либо простого сдвига (*simple shear*) в горизонтальной плоскости — в плоскости рассматриваемого слоя нижней коры. Согласно многим моделям, такая обстановка характерна для областей растяжения коры [47].

В этой связи получают, очевидно, особый смысл особенности пространственного распространения сейсмически слоистой нижней коры. Получается следующее: с точки зрения реологических свойств практически вся кора платформенных и вообще внутриплитных областей имеет в своей нижней части пластичный (или даже «сверхпластичный») слой. В то же время тектоническая, структурная реализация потенциальной способности этого слоя к течению, приводящая к образованию сейсмически слоистой толщи, осуществляется не везде, а, вероятно, лишь в тектонических элементах определенного типа; для того чтобы дать полный перечень таких элементов, данных пока недостаточно, но ясно, что к ним относятся впадины молодых платформ, вероятно, какая-то часть впадин (с относительно молодыми опусканиями) на древних платформах, рифты или какая-то группа рифтовых структур. Так что наличие или отсутствие отражающего слоя нижней коры — принципиально важный критерий для выявления тех внутриплитных структур, формирование которых связано с развитием мощнейших глубинных субгоризонтальных сдвигов и течения матерала нижней коры.

И наконец, самое, вероятно, важное: если приведенные соображения справедливы, то это заставляет совершенно по-новому взглянуть на роль и масштабы дифференцированного горизонтального перемещения матерала в коре внутриплитных, в том числе платформенных, областей, т. е. в ходе внутриплитных тектонических процессов. Обычно это считается исключительной прерогативой «внеплитных» подвижных поясов с покровно-складчатой тектоникой. Но, судя по всему, это явление, хотя и в определенных формах, приходится принимать в расчет и при анализе внутриплитной тектоники.

Выводы о реологическом (механическом) разрезе земной коры, получаемые с использованием некоторых других данных, принципиально близки вышесказанному, хотя оценки глубинного положения границ слоев с разной реологией могут и не вполне совпадать. Но следует иметь в виду, что значения параметров для разных условий всегда определяются с из-

вестными допусками. И кроме того, теоретические расчеты дают некий осредненный результат, в котором не могут быть учтены вариации реальной региональной обстановки и все многообразие действующих факторов. Проиллюстрируем сказанное только одним примером. В некоторых моделях подошву хрупкого слоя коры помещают довольно высоко. Так, в работе [5], где максимально учтена гидродинамика флюидов и их влияние на механические свойства пород, она проведена на глубине  $10 \pm 4$  км, что в общем случае меньше глубины, принятой для этой границы как в ранее рассмотренных моделях [12, 22], так и получающейся по положению кровли отражающего слоя нижней коры. Но по смыслу это, по-видимому, одна и та же граница перехода от хрупкой зоны к пластичной, и расхождения в определении ее положения объясняются, вероятно, разницей в методике расчетов. Пластичная зона занимает в этой модели интервал от  $10 \pm 4$  км до поверхности М, но состоит при этом из двух частей: собственно высокопластичной зоны (вверху) и зоны постепенного нарастания прочности вследствие увеличения основности пород (внизу). Правда, по прочности эти части пластичной в целом зоны различаются не так сильно и во всяком случае меньше, чем пластичная зона в целом от обеих смежных хрупких зон — расположенной выше хрупкой зоны коры и лежащей ниже верхней мантии (см. рис. 4, Д).

Изложенное выше может показаться односторонним, если не сказать, что описанным самым фундаментальным делением расслоенность земной коры рассматриваемых здесь внутренних частей континентальных плит не ограничивается. Это деление подвержено, несомненно, сильным вариациям благодаря не только изменению мощности и глубины залегания пластичного слоя нижней коры, но и, что, конечно, главное, возможности существования на более высоких уровнях в коре дополнительных пластичных слоев (астенослоев), играющих, очевидно, важную роль в тектонических процессах в ареалах своего распространения. О существовании такого рода инверсионных слоев, или волноводов, свидетельствуют в первую очередь данные о прохождении сейсмических волн, которые испытывают в них падение, «инверсию» скорости. Волноводы с разной степенью отчетливости фиксируются на разных глубинах; по данным [6], максимальное их количество сосредоточено на глубинах 10–14, 18–20, 26–30, 40–50 км. Возможно, наиболее заметным и широко распространенным из них является инверсионный слой, расположенный вблизи раздела К на некоторых платформах, в среднем на глубинах от 10–15 до 25 км; его наличие дало основание В. И. Шарову [21] поставить вопрос о трехслойной модели коры. Впрочем, не исключено, что местами к данному слою отнесут просто верхние горизонты нижней пластичной коры (в рассмотренном ранее смысле). Имеются и многочисленные другие проявления потенциальной (реологической) и структурной расслоенности на разных уровнях. Закономерности размещения всех этих образований, которые могут представлять собой глубинные сдвиговые зоны [6] или потенциально наиболее активные объемы коры, в тектоническом отношении очень важны, но пока, кажется, не изучены.

Нельзя исключить и того, что в дальнейшем в подкоровых областях платформ также могут быть обнаружены глубинные горизонты срыва, т. е. реальная модель может оказаться и многоярусной. Впрочем, сейчас об этом судить преждевременно.

Что касается особого внимания, которое уделено здесь обоснованию реальности существования пластичного слоя нижней коры и его свойствам, то это объясняется тем, что он представляет собой, как уже говорилось, главный базовый уровень, на котором по большей части гасятся или сливаются с ним, не проследиваясь ниже, платформенные тектонические нарушения. Это, таким образом, главный для внутриплитной, во всяком слу-

чае платформенной, тектоники элемент расслоенности земной коры. Конкретная его роль рассматривается ниже.

В настоящее время убедительно показано, что в тектонической структуре континентальных областей заметное место принадлежит разрывам листрической формы (если вслед за Е. И. Паталахой применить этот термин не только к разрывам растяжения, т. е. сбросам, но и разрывам сжатия) или, по образному выражению в [7], формы санного полоза, при которой крутые вверх нарушения выполаживаются вниз вплоть до субгоризонтального положения сместителя в более глубоких горизонтах. Тектонофизическое обоснование закономерности формирования нарушений именно такой формы дано в работах [16, 17, 22]. Она предопределяется характером изменения по вертикали термодинамических условий, в особенности всестороннего давления, вызывающих изменение свойств вещества.

Листрические, выполаживающиеся вниз, разрывы могут быть разного масштаба и присутствовать на любых уровнях. В тех случаях, когда разрыв выходит из области хрупкой деформации и попадает в область пластического течения, он приобретает характер пластического, или вязкого, разрыва и, выполаживаясь, может сливаться в своей субгоризонтальной части с горизонтами пластического течения. Последние могут иметь разную природу: от астенослов в их разных вариантах в глубоких слоях коры до толщ с пластическими (при определенных условиях) свойствами в осадочном чехле (глинистых, соленосных, обводненных). Эти горизонты служат базовыми уровнями для переходящих в них по падению или сливающихся с ними нарушений. В них в том или ином масштабе, в зависимости от их ранга, происходит течение и латеральное перемещение материала, и поэтому они являются горизонтами срыва (*detachment*) и дисгармонии. Наиболее значительные из них отделяют один от другого этажи с разной тектонической структурой. В активной геодинамической обстановке подвижных поясов, при более сильном и, вероятно, более дифференцированном, чем на платформах, прогреве и при наличии многообразных неоднородностей условия для образования горизонтов срыва возникают в коре на многих уровнях, в том числе в верхних слоях коры, создавая сложную картину тектонической расслоенности. Во внутриплитных условиях влияние этих мобилизующих факторов в общем случае меньше. Кроме того, справедливо, возможно, и то, что литосфера платформенных областей, обладающая большой вязкостью, менее податлива тектонической деформации [10]. Совокупность всех причин приводит к тому, что многоярусной расслоенности на платформах, как правило, не возникает, либо она менее масштабна. Но тем заметнее становятся те горизонты срыва и дисгармонии, которые здесь имеются. Особая роль среди них, безусловно, принадлежит пластическому слою (астенослою) нижней коры благодаря тому, что он представляет собой не только пространственно самый распространенный, но и самый нижний, базовый, уровень дисгармонии, который снизу ограничены платформенные структуры. Ниже этого уровня они не прослеживаются, что подчеркивается обычно ненарушенным положением подошвы нижней коры и соответствующей ей поверхности Мохо.

Наличие базового уровня дисгармонии на уровне нижней коры представляет собой одну из главнейших особенностей платформенной тектоники или, если быть более точным, той не вполне пока ясно очерченной категории платформенных элементов, для которых характерно наличие сейсмически слоистой нижней коры. По этому поводу можно, однако, высказать одно соображение, имеющее, как мне кажется, принципиальное значение для понимания особенностей внутриплитной тектоники. Дело состоит в следующем. Ослабленный с точки зрения реологических свойств, т. е. потенциально способный к пластической деформации астенослой ниж-



Рис. 5. Глубинное строение Припятского палеорифта, по [3] с упрощением 1 — платформенный чехол и выполнение грабена; 2 — поверхность фундамента; 3 — отражающие площадки; 4 — листрические разрывы; 5 — границы зоны коро-мантийной смеси (расслоенной нижней коры?)

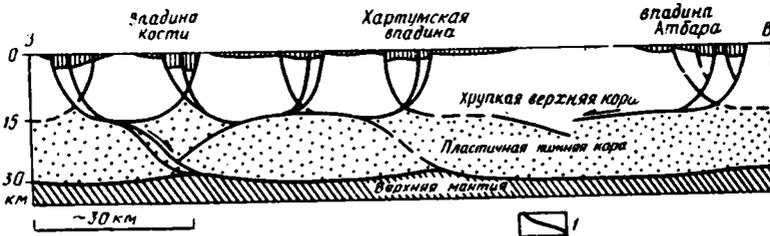


Рис. 6. Региональная модель глубинного строения Центрально-Африканской рифтовой системы на территории Судана по [34]  
I — тектонические нарушения

цей коры, по-видимому, развит повсеместно на территории платформ и вообще в континентальной коре литосферных плит. Во всяком случае это следует из реологического анализа литосферы, о чем говорилось выше (см. рис. 4). Но структурное воплощение, наиболее осязаемым признаком которого служит присутствие сейсмически слоистого слоя нижней коры, он получает только при определенных формах тектонической активизации платформ.

Посмотрим на нескольких примерах, относящихся к рифтовым структурам и впадинам в пределах платформ, как реально выглядят описанные соотношения. Для палеорифтов одним из выразительных примеров служит Припятский позднедевонский грабен, детально изученный и убедительно интерпретированный в работах [3, 8]. На поперечных профилях, построенных по данным ГСЗ и МОГТ (рис. 5), видно, что грабен сформирован встречными системами листрических сбросов, которые внизу, на глубинах 35–40 км, сливаются с расслоенной толщей мощностью до 10–15 км (в интервале глубин от 35 до 45–50 км). Расслоенная толща рассматривается как переходная к мантии зона «коро-мантийной смеси». В упомянутых работах граница М отождествляется с кровлей зоны коро-мантийной смеси, которая тем самым формально отнесена к верхам мантии. Но по общему характеру отражений, а также и по скорости сейсмических волн (в ней происходит быстрое возрастание скорости от 7,0 до 7,4–7,6 м·с<sup>-1</sup>) зона коро-мантийной смеси соответствует расслоенной нижней коре других областей, хотя и залегает, в силу каких-то причин, несколько глубже.

Полуреальная (основанная на совокупности геологических, сейсморазведочных и гравиметрических данных) — полугипотетическая модель глубинного строения грабенов на примере мелового Центрально-Африканского рифтового пояса на территории Судана представлена в [34]. Данная модель (рис. 6), в которой главные разрывы, образующие рифт, с приближением к пластичной нижней коре выполаживаются и в итоге с ней сли-

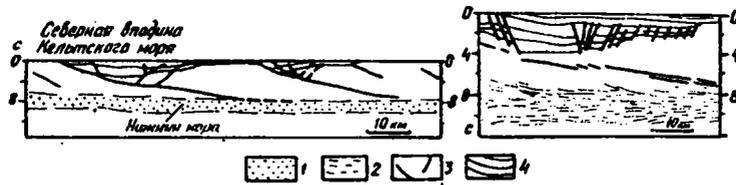


Рис. 7. Коровые разрывы, сливающиеся с сейсмически слоистой нижней корой; район Кельтского моря, по [29]  
 1 — нижняя кора; 2 — отражающие площадки; 3 — разрывы; 4 — осадочный чехол впадин

ваются, служит хорошей иллюстрацией развиваемых здесь представлений о нижней коре как базовом уровне дисгармонии.

Что касается структур на молодых платформах, то надежно документированные примеры многочисленны. В частности, на многих сейсмических профилях в северо-западных областях Европы [23, 25, 29, 44] прослеживаются связанные с мезозойскими — кайнозойскими впадинами разрывные нарушения, идущие от приповерхностных слоев до нижней коры и сливающиеся с ней. Детали их строения могут сколь угодно широко варьировать, но принципиальная схема остается приблизительно такой, как на рис. 7 (сравните с рис. 1, а, на котором дан сейсмический разрез этого же района).

Кроме работ только что перечисленного типа, где изображение глубинной структуры вытекает непосредственно из наблюдений, имеется немало примеров успешного, более или менее непротиворечивого объяснения региональных данных в духе рассматриваемых представлений (например, [27, 32, 37, 41, 43]). При этом в том, что касается общего подхода, в большинстве этих случаев эксплуатируются варианты известных моделей простого сдвига Б. Вернике [51, 52] или чистого сдвига Д. МакКензи.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изложенное выше позволяет поставить вопрос о значительной, гораздо более значительной, чем принято считать, роли процессов горизонтального перемещения вещества при формировании тектонической структуры платформ и значения их для внутриплитной тектоники в целом. Активным или одним из активных факторов платформенной тектоники является поведение пластичного слоя нижней коры. Его наличие и происходящее в нем течение материала может приводить к общему срыву на этом уровне и возникновению большей или меньшей, в зависимости от интенсивности процесса, дисгармонии между верхней корой и мантией платформ. Данный вывод находится в согласии с концепцией двухъярусной тектоники плит, сформулированной Л. И. Лобковским [12, 13]. Им эта концепция применена в основном к ситуации с микроплитами и к таким областям интенсивной деформации, как Гималаи — Памир — Тянь-Шань, где имеет место полный разрыв коры и значительное латеральное перемещение блоков (пластин) коры или даже литосферы в целом. В свете вышесказанного в рамках этой концепции можно рассматривать также и тектонику платформ, на которых в условиях обычного платформенного режима процесс течения материала в нижней коре, по-видимому, не приводит к нарушению (разрыву) ее сплошности. К этому можно добавить еще и следующее. Если Л. И. Лобковский, рассматривая концепцию двухъярусной тектоники применительно к Центрально-Азиатскому региону, исходил в основном из теоретических предпосылок при отсутствии детальной информации о глубинном строении (в частности, в отраженных волнах), то в случае с платформами ситуация оказывается много выгоднее, так как здесь име-

ются некоторые дополнительные сейсмические данные по коре, и прежде всего по сейсмически слоистой нижней коре. Поэтому выводы получаются здесь даже более обоснованными.

2. Вывод о наличии на платформах базового уровня дисгармонии в виде пластичного слоя нижней коры ведет к нескольким важным для понимания платформенной тектоники следствиям. Одно из них заключается в признании бескорневого по отношению к подкоровым горизонтам характера платформенных структур (или определенной части платформенных структур). Этим, конечно, не отрицается не только принципиально возможная, по и, безусловно, существующая связь мантийных процессов (мантийный диапиризм, астенолиты, тепловые плюмы, разуплотнение и т. д.) с процессами структурообразования и магматизма в коре платформенных областей; речь идет лишь о маловероятности прямого продолжения конкретных структур от одного уровня к другому, разделенных горизонтом дисгармонии, так или иначе трансформирующим приложенные снизу усилия. Не так давно довольно распространенным было мнение, что линейные размеры структур как-то коррелируются с глубиной их заложения, исходя из чего считалось, что крупные платформенные структуры, например впадины, продолжают на большую глубину. Рассмотренный материал ставит под сомнение этот тезис в общей форме. Признание расслоенности коры и наличия в ней горизонтов срыва логично объясняет бескорневой характер определенных категорий платформенных структур, крупный размер которых в плане вполне сочетается с относительно небольшой толщиной слоя, вовлеченного в деформацию.

3. Вместе с тем имеющиеся факты надежно свидетельствуют о существовании структурной связи, а во многих случаях — прямого продолжения многих крупных внутриплитных близповерхностных нарушений и целых структурных ансамблей (таких, как внутриплитные складчатые сооружения, некоторые (?) системы рифтов и пр.) с глубинными элементами расслоенности. Достаточно характерное для таких случаев «листрическое» выполаживание разрывов с глубиной, которое обосновано теоретически и подтверждается прямыми наблюдениями, позволяет без натяжек увязать вертикальный стиль платформенной тектоники (вблизи поверхности) с субгоризонтальной расслоенностью. По этому поводу в литературе кроме фактов имеется, правда, и масса чисто умозрительных конструкций, но в принципе наличие такой связи, как и базовый характер нижней коры, отрицать, по-видимому, невозможно. По мере углубления исследований этот вывод, судя по всему, только укрепляется.

4. Рассматриваемая деформация верхней коры платформенных областей, вкупе с подстилающим ее пластичным слоем нижней коры, во многих отношениях может быть сопоставлена с деформацией сорванных по пластичным горизонтам (соль и т. д.) платформенных чехлов. Свои особенности в структурообразовании вносят, естественно, термодинамические условия и свойства материала, но принципиально между этими процессами, вероятно, много общего. С механической точки зрения они определяются реакцией на напряжения сложной плиты, в составе которой имеется слой (пластина) пластичного материала: нижней коры при деформациях в масштабе литосферы, слоев с соответствующей литологией при деформациях в платформенном чехле. И в том, и в другом варианте определяющим фактором служат явления пластического течения и срыва, обеспечивающие смещение одних горизонтов по отношению к другим и возникновение дисгармонии.

В свете этого нельзя не признать оправданным, во всяком случае, когда это касается внутриплитных областей, использование некоторыми авторами [33, 38, 48] для этих случаев параллельных терминов. По аналогии с термином «тонкокожная тектоника» (*thin-skin tectonics*), издавна приме-

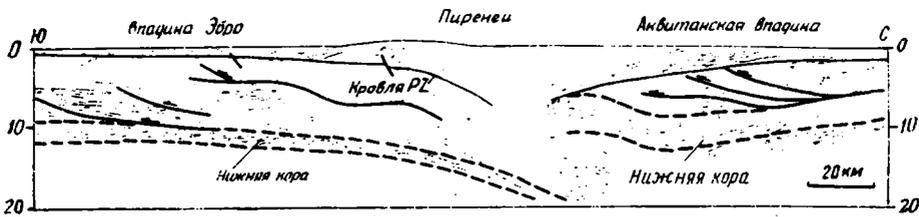


Рис. 8. Разрыв и смещение нижней коры под осевой зоной Пиренеев, по [45]

няющимся для совокупности сорванных структур в платформенном чехле, вводится термин «толстокожная тектоника» (*thick-skin tectonics*) для сорванных структур в масштабе коры с базовым уровнем дисгармонии (поверхностью или горизонтом срыва) на уровне нижней коры или границы кора — мантия. Рассмотренная в данной статье категория платформенных единиц, отличающаяся наличием расслоенной нижней коры, относится, таким образом, к разряду «толстокожной тектоники». Между поверхностными (тонкокожными) и глубинными (толстокожными) срывами существуют разные соотношения. В том числе глубинные срывы могут переходить в приповерхностные, инициируя послойные смещения в чехле или вдоль границы чехла и фундамента, что, по-видимому, особенно характерно для внутриплитных складчатых зон.

5. Исходя из имеющегося на сегодняшний день материала, можно высказать еще одно предварительное соображение, касающееся характера поведения пластичной (и при определенных тектонических режимах расслоенной) нижней коры во внутриплитной обстановке. Здесь намечаются по меньшей мере две ситуации. По-видимому, при «обычном» платформенном режиме слой нижней коры обладает сплошным распространением. Во всяком случае во всех объектах типа тех, примеры которых были рассмотрены выше, нижняя кора не испытывает разрыва и смещения; в том числе и ее подошва, т. е. поверхность М, не разорвана и не смещена. Но имеется и другая группа также внутриплитных структур, в которых наблюдается иная картина. К этой группе относятся как минимум некоторые внутриплитные (внутриплатформенные) складчатые зоны, в которых фиксируется нарушение целостности нижней коры, разрыв и смещение Мохо. Из числа хорошо изученных примеров можно указать на внутриплитную складчатую зону Аранта в центре Австралийской платформы [33]. Это говорит о том, что в основании таких сооружений находятся швы того или иного масштаба. Их можно рассматривать как своего рода «внутриплитные сутуры» (возможно, не доходящие до подошвы литосферы), т. е. очевидно, как одну из разновидностей так называемых безофиолитовых коллизионных швов [11]. Близко к ним, по крайней мере в одном ряду с ними, находятся Пиренеи (рис. 8), которые намечают переход к собственно коллизионным, межплитным, сооружениям, связанным со швами, рассекающими литосферу на всю ее мощность.

В заключение хотелось бы подчеркнуть следующее. В статье поставлен вопрос о роли тектонической расслоенности и латерального перемещения вещества земной коры в тектонике платформенных областей. Но здесь не рассматривались фундаментальные причины этих явлений и их отношение к более общим процессам, таким, как перемещение литосферных плит, мантийный диапиризм и т. д. Все эти вопросы, конечно, очень важны и для понимания геодинамики самих внутриплитных процессов, и в контексте концепции литосферных плит, однако для их анализа необходимо привлечение дополнительных критериев.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Б. Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма // Геотектоника. 1990. № 5. С. 21–32.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 320 с.
3. Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разрывы в Припятском прогибе // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
4. Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
5. Иванов С. Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–13.
6. Калинин В. А., Родкин М. В., Томашевская И. С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 154 с.
7. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Постников Д. В. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 183 с.
8. Клушин С. В., Познякевич З. Л., Синичка А. М. Асимметрия Припятского палеорифта: особенности геодинамики и структурные стили // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 110–115.
9. Конкичев Ю. Ф. Поглощение короткопериодных поперечных волн в литосфере и астеносфере платформенных областей // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 1. С. 56–59.
10. Леви К. Г. Тектонофизический анализ неотектонических движений в сейсмоактивных зонах литосферы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: Ин-т земной коры АН СССР, 1990. 34 с.
11. Леонов М. Г. Безофиолитовые коллизионные швы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 8. С. 3–18.
12. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
13. Лобковский Л. И., Хаин В. Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28–39.
14. Николаевский В. Н. Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 51–68.
15. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1965. № 1. С. 16–27.
16. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
17. Паталаха Е. И., Марков М. С., Гарагаш И. А., Федоровский В. М., Агрусевич П. А. Природа и эволюция листрических разломов // Геотектоника. 1990. № 4. С. 25–37.
18. Соколов В. Б., Аверкин Ю. П., Силин В. А. Особенности строения разреза верхней части земной коры восточного склона Среднего Урала по результатам сейсмических исследований // Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1987. С. 153–154.
19. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.
20. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 359. М.: Наука, 1982. 113 с.
21. Шаров В. И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19–30.
22. Шаров В. И., Гречишников Г. А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 412–416.
23. Bois C., Lefort J.-P., Le Gall B. et al. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France // Tectonophysics. 1990. V. 177. N 1–3. P. 15–37.
24. Brown L. D. COCORP seismic profiling and three dimensional delineations of crustal terranes // 28 IGC. Wash., 1989. Abstr. V. 1. P. 206–207.
25. Coward M. P., Trudgill B. Basin development and basement structure of the Celtic Sea basins (SW Britain) // Bull. Soc. géol. France. 1989. Sér. 8. T. 5. V. 3. P. 423–436.
26. Davy Ph., Choukroune P., Suzanne P. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées // Bull. Soc. géol. France. 1990. Sér. 8. T. 6. N 2. P. 219–228.
27. Dixon T. H., Ivins E. R., Franklin B. J. Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: constraints on rift models // Tectonics. 1989. V. 8. N 6. P. 1193–1216.
28. Dunbar J. A., Sawyer D. S. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N B6. P. 7278–7292.
29. Dymant J. SWAT et les bassins celtiques: relations avec la croûte hercynienne, néoformation du Moho // Bull. Soc. géol. France. 1989. Sér. 8. T. 5. N 3. P. 477–487.

30. *Dyment J., Sibuet J.-C., Pinet B.* Deep structure of the Celtic Sea: a discussion on the formation of basins // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 435-444.
31. *Fynlayson D. M., Leven J. H.* Lithospheric structures and possible processes in Phanerozoic eastern Australia from deep seismic investigations // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. N 3-4. Spec. Iss. P. 199-215.
32. *Gibbs A. D.* Basin development, examples from the United Kingdom and comments on hydrocarbon prospectivity // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. N 3-4. Spec. Ins. P. 189-198.
33. *Goleby B. R., Kennet B. L. N., Wright C. et al.* Seismic reflection profiling in the Proterozoic Arunta Block, central Australia: processing for testing models of tectonic evolution // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 257-268.
34. *Jorgensen G. J., Bosworth W.* Gravity modelling in the Central African Rift System, Sudan: rift geometries and tectonic significance // *J. Afric. Earth Sci.* 1989. V. 8. N 2-4. P. 283-306.
35. *Kirby S. H.* Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones // *Tectonophysics*. 1985. V. 119. N 1-4. Spec. Iss. P. 1-28.
36. *Leven J. H., Fynlayson D. M., Wake-Dyster K.* Mid-crustal detachments controlling basin deformation: ramp synforms in southwestern Queensland // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 231-246.
37. *Lucchitta I.* Role of heat and detachment in continental extension as viewed from the eastern Basin and Range Province in Arizona // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. N 1-2. P. 77-114.
38. *Mann D. C.* Thick-skin and thin-skin detachment faults in Continental Sudanese Rift Basins // *J. Afric. Earth Sci.* 1989. V. 8. N 2-4. P. 307-322.
39. *Mareschal J.-C., Bergantz G.* Constraints on thermal models of the Basin and Range Province // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. N 1-2. P. 137-146.
40. *Marthelot J.-M., Bano M.* Lateral variations in crustal reflectivity beneath the Paris Basin // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 425-434.
41. *Ma Xingyuan, Wu Daning.* Cenozoic extensional tectonics in China // *Tectonophysics*. 1987. V. 133. N 1-2. P. 243-255.
42. *McConnell G.* Cambrian extensional tectonics and magmatism within the Southern Oklahoma aulacogen // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. N 1-2. P. 147-157.
43. *Morley C. K.* Extension, detachments, and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) // *Tectonics*. 1989. V. 8. N 6. P. 1175-1192.
44. *Pinet B.* Deep seismic profiling and sedimentary basin // *Bull. Soc. géol. France*. 1989. Ser. 8. T. 5. N 4. P. 749-766.
45. *Pinet B., Colletta B.* Probing into extensional sedimentary basins: comparison of recent data and derivation of tentative models // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-3. P. 185-197.
46. *Reston T. J.* Role of lower crust in extension of lithosphere: evidence from deep seismic profiling offshore the United Kingdom // *28 IGC. Wash.*, 1989. Abstr. V. 1. P. 206-207.
47. *Reston T. J.* Shear in the lower crust during extension: not so pure and simple // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 175-183.
48. *Teyssier C.* A crustal thrust system in an intracratonic tectonic environment // *J. Struct. Geol.* 1985. V. 7. N 6. P. 689-700.
49. *Tompson G. A., McCarthy J.* A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. N 1-2. P. 197-206.
50. *Warner M.* Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust? // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 1-4. P. 163-174.
51. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108-125.
52. *Wernicke B., Burchfiel B. C.* Models and extensional tectonics // *J. Struct. Geol.* 1982. V. 4. P. 105-115.
53. *Wever Th., Meissner P., Sadowiak P.* Comparative investigations of continental reflectivity // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. N 194. P. 199-206.

Геологический институт АН СССР,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
16.I.1991

УДК 551.11

© 1991 г.

БОБРЯКОВ А. П., РЕВУЖЕНКО А. Ф., ШЕМЯКИН Е. И.

**ПРИЛИВНОЕ ДЕФОРМИРОВАНИЕ ПЛАНЕТ:  
ОПЫТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Описаны два вида установок для лабораторного моделирования приливных деформаций. В первом реализуется плоская деформация и модель тела имеет форму эллиптического цилиндра, во втором пространственная деформация и модель имеют форму сфероида. В обоих случаях на границе задаются перемещения, имитирующие движение приливной волны. Обнаружен глобальный механизм направленного переноса масс. Он связан с трансформацией вертикальных перемещений в горизонтальные. За полный оборот приливной волны внутренние частицы описывают почти замкнутые траектории, но к первоначальному положению не возвращаются. С увеличением числа циклов остаточные смещения накапливаются и приводят к дифференциальному вращению внутренних масс. Исследуются вопросы об экспериментальном измерении диссипации энергии и роли внутреннего жесткого ядра. Рассматривается влияние эффекта направленного переноса на физические поля планет.

**Bobryakov A. P., Revuzhenko A. F., Shemyakin Ye. I. Tidal deformation of planets: experience in tentative modelling. *Geotectonics*. 1991. № 6.** Discussed here are two types of installations for modelling tidal deformations in laboratory conditions. The first type is intended for flat deformation, the model of the body being in the form of an elliptical cylinder; the second type is for space deformation in which the model has a spheroidal form. In both cases the models account for shifts at the boundary, which imitate movement of the tidal wave. A global mechanism of the directed mass transfer has been discovered. It is connected with the transformation of vertical shifts into horizontal ones. During the whole turnover of the tidal wave the inner particles make almost closed trajectories, not returning to their initial position. As the number of cycles increases residual displacements accumulate bringing about the differential rotation of inner masses. Experimental measuring of energy dissipation is carried out and the role of inner solid nucleus is considered. The influence of the directed transfer effect upon physical fields of planets is also discussed in the paper.

Реальный процесс приливногo деформирования чрезвычайно сложен. Здесь действует множество факторов, большинство из которых оценивается только с той или иной степенью достоверности. В общем случае можно выделить три направления исследования. Первое связано с проведением непосредственных натурных измерений, второе — это теоретический анализ процесса в рамках различных математических постановок и третье — это моделирование в лабораторных условиях [1, 3, 11]. Данная работа выполнена в рамках третьего направления.

При разработке методики экспериментального моделирования возникает ряд вопросов. Главный из них — что именно и как моделировать. Приливы вызываются массовыми силами, т. е. силами, которые приложены к каждому материальному элементу тела. Моделирование таких сил в лабораторных условиях и тем более в условиях постоянно действующей силы тяжести наталкивается на значительные трудности. Большие осложнения вызывают и попытки моделирования реологии тела. Известно, что его плотность, а, значит, и объемные силы меняются с глубиной. От глyбины существенно зависит тип реологического поведения и соответствующую

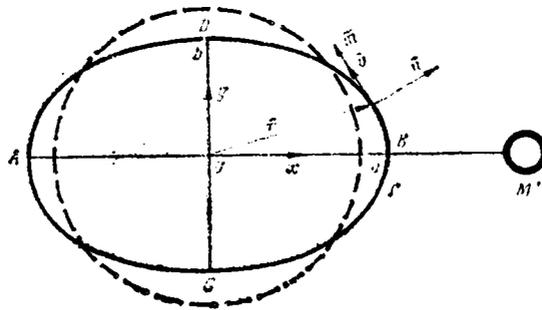


Рис. 1. Схема деформирования планеты приливными силами

щие параметры. При этом их количественные оценки колеблются в весьма широких пределах. Указанные обстоятельства приводят к следующему выводу: выполнение требований, которые обычно предъявляются к экспериментам (геометрическое подобие и равенство безразмерных чисел, характеризующих процесс в модели и натуре), практически невозможно.

Осуществимым представляется следующий путь исследования: вначале выделяются главные черты приливного деформирования и моделируются только они, причем, возможно, в грубом приближении. Затем полученные результаты используются для построения математических моделей. При математическом описании учет действительного характера массовых сил и сложной реологии принципиальных трудностей уже не вызывает. Здесь проблемы только постановочного и вычислительного характера. Таким путем основные трудности моделирования можно перенести с технических на чисто математические. В этой работе мы рассмотрим только первую часть этой программы.

**Требования к экспериментальной методике.** Итак, пусть некоторое тело, близкое к шару, находится в поле приливных сил, создаваемых массой  $M^0$  (рис. 1). Приливные силы растягивают тело в направлении  $AB$  и сжимают его в ортогональных направлениях. В системе координат, связанной с линией центров масс, очертание внешней границы тела остается неизменным. Последняя отличается от сферической, поэтому вращение тела приводит к циклическому деформированию его элементарных объемов. Этот процесс можно представить следующим образом: материальные волокна, расположенные на  $AB$ , при смещении вследствие суточного вращения в положение  $CD$  испытывают сжатие, затем при движении к  $AB$  — растяжение и т. д.

Имея в виду максимальные упрощения, предположим, что прилив создается только одной массой  $M^0$  и плоскость экватора совпадает с плоскостью орбиты. Рассмотрим условия моделирования, которые, с одной стороны, приближают эксперимент к реальной ситуации, с другой — делают его технически осуществимым. Прежде всего нас будет интересовать кинематика деформирования. Как отмечалось, моделирование массовых сил весьма сложно. Поэтому модель будем нагружать другим путем, а именно: 1) будем задавать на границе кинематические условия (скорости или перемещения), которые имитируют приливную волну. Теоретически нетрудно показать, что для определенного класса материалов такая замена на картину деформирования (точнее, его кинематику) не скажется. Далее, 2) направления сжатия — растяжения относительно материальных объемов должны поворачиваться в одну сторону и осуществляться так, чтобы очертание внешней границы тела не менялось. Кроме того, 3) устройство нагружения должно допускать реализацию сколь угодно большого числа

циклов. На этом вопросе стоит остановиться подробнее. Для твердой оболочки Земли высота приливной волны порядка 0,5 м. Это составляет всего 10<sup>-3</sup>% средней деформации. На модели реализовать такую ничтожную деформацию довольно сложно, и, главное, при этом все эффекты будут настолько малыми, что для их проявления потребуется громадное число циклов. Поэтому если интересоваться только качественной стороной дела (перенеся все остальные вопросы на математические модели), то 4) в эксперименте приливное искажение формы можно задавать гораздо большим, чем в натуре.

В литературе широко обсуждается вопрос о том, является ли реакция Земли на приливное деформирование упругой или есть все же неупругая составляющая [6–8]. Будем исходить из следующей посылки. Если считать, что реакция является идеально упругой, то в конечном счете задача приливного деформирования сведется к задаче теории упругости и в этой постановке ожидать сколько-нибудь интересных эффектов, имеющих значение для эволюции планеты, не приходится: упругое тело истории своего нагружения «не помнит». Гораздо больший интерес представляют исследования, связанные с предположением о неупругом поведении. В какой мере такое предположение соответствует действительности, это уже отдельный вопрос. Однако не лишена смысла такая постановка: вначале допустить неупругую реакцию, посмотреть следствия, а уже затем рассматривать вопрос о том, в какой мере все это происходит в действительности.

В настоящее время накоплено достаточно много фактов, свидетельствующих о том, что даже на современной стадии эволюции Земля дает неупругую реакцию на приливные воздействия [13]. Более того, если иметь в виду изучение Земли на стадии ее формирования из допланетного облака [10], то предположение о неупругости выглядит вполне оправданным. Указанные соображения приводят к следующему условию: 5) в качестве модели можно использовать тела, обладающие неупругой реологией.

Теперь еще об одном упрощении. Выше предполагалось, что плоскость орбиты совпадает с экваториальной плоскостью. Поэтому рис. 1 можно рассматривать как сечение тела по экватору. Если не касаться вопроса о неоднородности тела и возможной неустойчивости движения его внутренних масс, то из условия симметрии можно заключить, что переноса вещества через плоскость экватора происходить не должно, т. е. все частицы, принадлежащие этой плоскости, должны двигаться только в этой же плоскости. Изложенные соображения приводят к такой идее: вначале промоделировать деформирование только экваториальной плоскости, причем сделать это в условиях плоской деформации (условие 6). Перейдем теперь к реализации формулированных выше условий (1–6).

**Плоская модель.** Итак, рассмотрим плоское нагружение, имитирующее приливную волну. Пусть есть эллиптическая область и эта область деформируется путем задания на ее границе вектора скорости. Пусть вектор скорости направлен вдоль границы и величина его постоянна (рис. 2, а, б, позиции на рисунках совпадают), т. е. на  $\Gamma$  (см. рис. 1)

$$(\bar{v} \cdot \bar{n}) = 0, \quad |\bar{v}| \leq \bar{v} \cdot \bar{m} = v^0, \quad (1)$$

где  $\Gamma$  — граница,  $\bar{v}$  — вектор скорости,  $\bar{n}$ ,  $\bar{m}$  — единичные нормаль и касательная к границе,  $v^0$  — заданная величина. Она определяет скорость нагружения — масштаб скоростей деформаций. Первое условие из (1) гарантирует неизменность очертания границы. Согласно (1), граница преобразуется в себя и поэтому конфигурация области не меняется. В любой момент времени она представляет собой эллипс

$$x^2/a^2 + y^2/b^2 \leq 1 \quad (2)$$

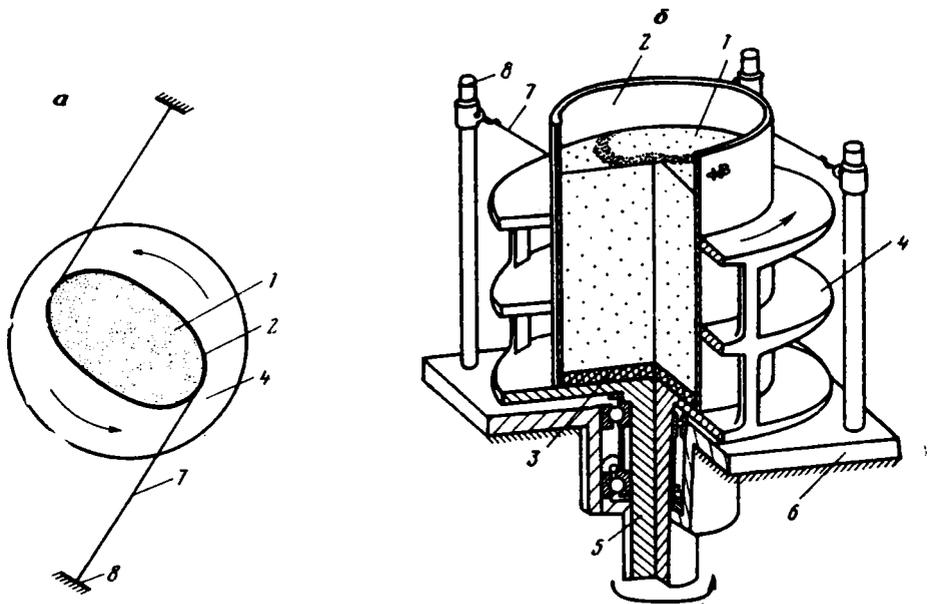


Рис. 2. Кинематическая схема (а) и общий вид стенда для моделирования приливной волны (б)

с неизменными длинами осей. Последнее позволяет осуществлять сколь угодно большое число циклов нагружения. В равенстве (2)  $x, y$  — декартовы координаты в плоскости экватора,  $a, b$  — полуоси эллипса. Второе условие (1) означает, что линейные элементы вдоль границы не растягиваются и не сжимаются, т. е. расстояния между парами близких точек на границе остаются неизменными.

Условия нагружения (1) можно реализовать с помощью устройства, показанного на рис. 2, б. Деформирование тела 1 осуществляется в камере, которая имеет форму прямого эллиптического цилиндра 2. Боковая поверхность камеры выполнена из гибкой листовой бронзы, дно закрыто равномерно натянутой резиной 3. Устройство нагружения состоит из набора жестких пластин — шаблонов 4 с эллиптическими отверстиями ( $a+b=115$  мм). В них вставляется цилиндрическая камера. Пластины — шаблоны охватывают ее в различных сечениях и закрепляются на оси 5, которая через подшипники установлена на основании 6. Привод на ось (на рисунке не показан) осуществляется от электродвигателя через редуктор со ступенчатым переключением скоростей. Вращающий момент, возникающий за счет трения на контакте камеры с шаблонами, компенсируется гибкими тягами 7. Тяги крепятся к верхней части оболочки и неподвижным стойкам 8.

Кинематическая схема нагружения показана на рис. 2, а. Деформирование осуществляется путем вращения пластин — шаблонов относительно камеры. Если взять материальное волокно, совпадающее с малой осью эллипса, то в процессе деформирования оно переходит в большую ось, затем опять в малую и так далее, т. е. его длина меняется в диапазоне (2, в, а). Ясно, что в процессе нагружения площадь сечения камеры остается неизменной. Поэтому при любых углах поворота объем самой камеры сохраняется постоянным.

В результате того, что форма сечения камеры отличается от круговой, вращение шаблонов приведет к периодическому деформированию тела, помещенного в камеру. Положение точек свободной поверхности тела фикси-

ровалось на фотопленку. Для этих наблюдений на поверхность наносились маркирующие полосы из закрашенного материала, либо устанавливались точечные поплавки (при испытании вязких жидкостей). Во всех опытах в исходном положении они располагались вдоль большой оси эллипса. Исследовались упругие и различные неупругие материалы: сыпучие, пластические, вязкие жидкости (густой и жидкий мед, глицерин, масло, кинематическая вязкость  $860 \cdot 10^{-4}$ ;  $15 \cdot 10^{-4}$ ;  $12 \cdot 10^{-4}$ ;  $1,2 \cdot 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с соответственно), смеси сыпучих с жидкостями и другие материалы с более сложной реологией.

Согласно (1), за один полный оборот шаблонов все точки на границе области возвращаются в свое исходное положение. Для упругих материалов (использовались поролон и листовая тонкая резина, натянутая на камеру) видно, что и все внутренние точки также вернутся в начальное положение — как уже отмечалось, упругое тело истории своего деформирования «не помнит». Поэтому при любом числе циклов весь процесс периодически повторяется и никакой эволюции вследствие приливов нет.

Теперь о моделировании на материалах с неупругой реологией. Вначале в опытах проверялось выполнение условия плоской деформации. Для этого внутри образца (в случае использования песка) формировалась вертикальная плоскость закрашенного материала. После деформирования верхняя часть образца послойно удалялась. Оказалось, что смещения его внутренних горизонтальных сечений такие же, как и на свободной поверхности, т. е. условия плоской деформации выдерживаются. Поэтому достаточно фиксировать кинематику частиц только на свободной поверхности. Последнее осуществлялось с помощью микроскопа МБС-9. Его координатная шкала связывалась с опорой *b* нагружающего устройства (см. рис. 2, б).

Основной результат следующий. За один полный цикл внутренние точки образца описывают почти замкнутые траектории, но к первоначальному положению не возвращаются. С увеличением числа циклов остаточные смещения накапливаются. Это приводит к определенному глобальному, действующему в масштабах всей области, механизму переноса масс. На рис. 3, а показано положение частиц контрольной полосы через 40 циклов. Здесь коэффициент сжатия равен  $K=b/a=0,91$ . Полоса вначале совпадала с горизонтальной нитью креста.

Механизм явления переноса оказался довольно простым. Его удобнее описать в координатах, связанных с осями эллипса. В этих координатах записаны равенства (1) и (2), шаблоны неподвижны, а тело вращается по часовой стрелке. Отметим, что фактически все наблюдения проводились в другой, лабораторной, системе координат, где основание стенда *b* (см. рис. 2, б) неподвижно, а шаблоны вращаются против часовой стрелки. Итак, опыты показывают, что в координатах *Oxy* каждая материальная точка внутри области (кроме центра) движется вокруг центра эллипса по траектории, близкой к эллиптической. Все траектории замкнуты (т. е. переноса масс вдоль радиуса не происходит), но периоды обращения различных точек различны. Для точек, расположенных ближе к центру, период больше. В целом это приводит к дифференциальному вращению частиц вокруг центра и направленному переносу масс.

Эффект направленного переноса подтвердился и на опытах с вязкими жидкостями (см. рис. 3, б, в, г — мед, глицерин, масло). Точно так же, как и на сыпучих средах, в пределах цикла точки описывают малые овальные траектории (в лабораторных координатах) и к первоначальному положению не возвращаются. Остаточные смещения с каждым циклом накапливаются.

Течение жидкости осуществлялось в открытой камере. Наличие свободной поверхности увеличивает время выхода течения на стационарный режим. Это особенно ощутимо для жидкостей с большой вязкостью. По-

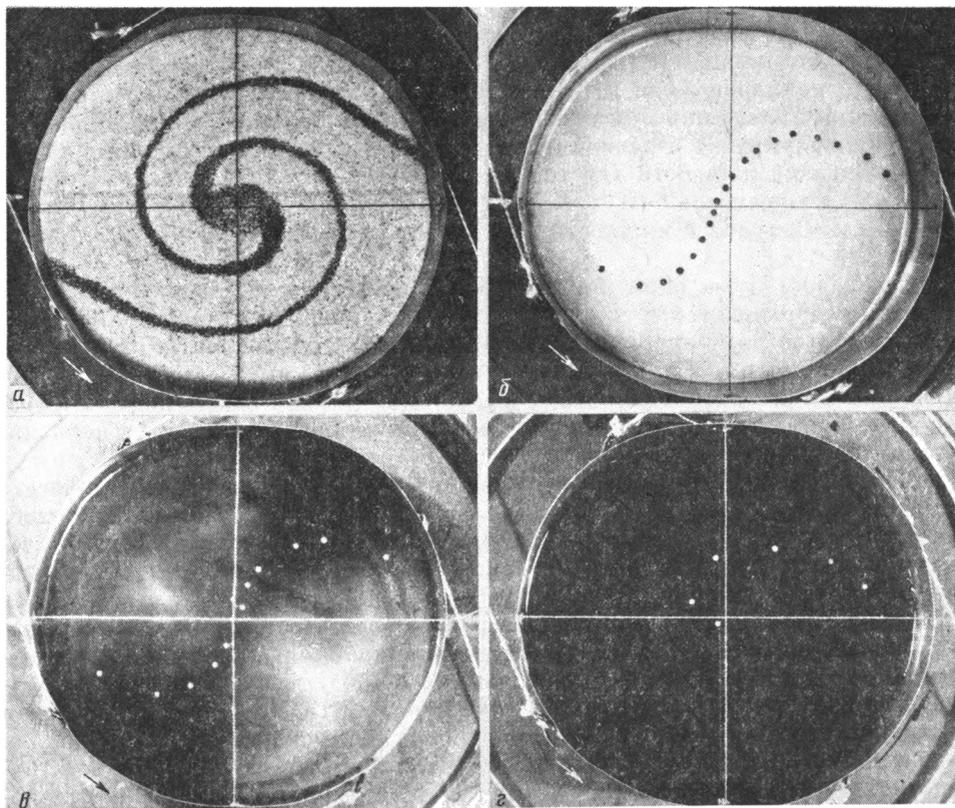


Рис. 3. Эффект направленного переноса на модели из сыпучего материала (а), металла (б), глицерина (в), масла (г)

этому стационарность течения и его безынерционность достигались за счет снижения скорости деформирования. При таком условии получены практически идентичные траектории движения частиц густого меда и глицерина, хотя их вязкость отличалась почти на два порядка.

С увеличением эксцентриситета эллипса процесс направленного переноса развивается более интенсивно: одинаковое число циклов приводит к большим остаточным смещениям. Исследования изменения масштаба модели и скоростей нагружения (в диапазоне от  $0,2$  до  $4 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ) показали, что качественная картина процесса сохраняется: «остаточные» смещения точек пропорциональны числу циклов. При этом их величины могут быть сколь угодно большими. Здесь проявляется новый механизм трансформации вертикальных приливных смещений в горизонтальные.

Рассмотренные течения приводят к диссипации энергии и дают свой вклад в эволюционные процессы планеты. Диссипацию можно оценить по-разному. Во-первых, расчетным путем, если известны данные о реологии. Во-вторых, можно измерить локальные напряжения внутри тела и затем по деформациям восстановить диссипацию. Есть еще один путь — несколько видоизменить конструкцию стенда и получить интегральную оценку диссипации непосредственно из эксперимента, не прибегая к локальным измерениям и их последующему интегрированию.

В вопросе о диссипации есть еще одно обстоятельство. В опыте на границе задаются условия (1), и поэтому энергия, которая поступает в тело.

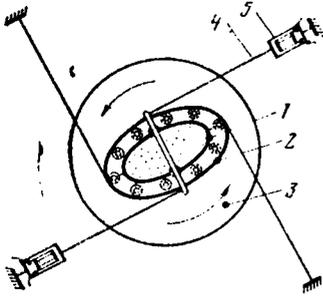


Рис. 4. Кинематическая схема стенда для измерения момента

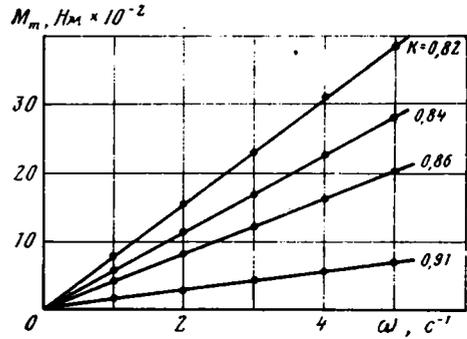


Рис. 5. График зависимости величины момента от скорости деформирования

есть энергия, совершаемая граничными напряжениями  $\bar{\sigma}_n = \sigma_{nn} \cdot \bar{n} + \sigma_{nm} \cdot \bar{m}$  на смещениях (1). В действительности поверхность тела от напряжений свободна и энергия в него закачивается через массовые силы. Однако нагружению (1) можно дать такую интерпретацию. Предположим, что внешняя оболочка тела является упругой и деформируется согласно условиям (1). Тогда внутреннее жидкое ядро будет деформироваться при кинематических условиях (1). В этом случае энергию, передаваемую через границу (2), можно рассматривать как работу сил, деформирующих оболочку.

Энергия граничных напряжений, отнесенная к единице времени, равна

$$W = \oint \bar{v} \cdot \bar{\sigma}_n d\Gamma = v^0 \oint \sigma_{nm} \cdot d\Gamma. \quad (3)$$

Нагружение (1) является достаточно медленным, так что инерционными силами можно пренебречь. Поэтому суммарный момент напряжений, возникающих на границе, будет равен нулю:

$$M = \oint_{\Gamma} \bar{\sigma}_n \cdot \bar{r} d\Gamma = M_n + M_m = 0, \quad (4)$$

$$M_n = \oint \sigma_{nm} \bar{n} \cdot \bar{r} d\Gamma, \quad M_m = \oint \sigma_{nm} \bar{m} \cdot \bar{r} d\Gamma = - \oint \sigma_{nm} \cdot \bar{r}_n d\Gamma,$$

где  $\bar{r} = r_n \cdot \bar{n} + r_m \cdot \bar{m}$  — радиус-вектор.

Сравним теперь интегралы (3) и  $M_m$ . Пусть эксцентриситет области мал. Тогда проекция  $r_n \approx (a+b)/2$  и скорость диссипации оказываются пропорциональными моменту  $M_m$ . Последнюю составляющую момента можно измерить непосредственно.

Для этого введем дополнительную цилиндрическую камеру 1 (рис. 4). Боковая поверхность камеры представляет собой гибкую оболочку из тонкого листового металла. Дно камеры выполнено из эластичной резины. Дополнительная камера подвешена внутри основной камеры 2 рассмотренного выше стенда. Между оболочками внешней и внутренней камер установлены два ряда подшипников качения. Оси подшипников зафиксированы на стойках, которые закреплены на внутренней камере, как показано на рис. 4. Внешними своими обоймами подшипники упираются в оболочку основной камеры. Поэтому оболочки между собой не соприкасаются и деформирующее усилие на внутреннюю оболочку передается только через подшипники. Такая конструкция позволяет почти полностью устранить касательные напряжения на внешней границе дополнительной камеры. Заполним теперь внутреннюю камеру материалом и будем дефор-

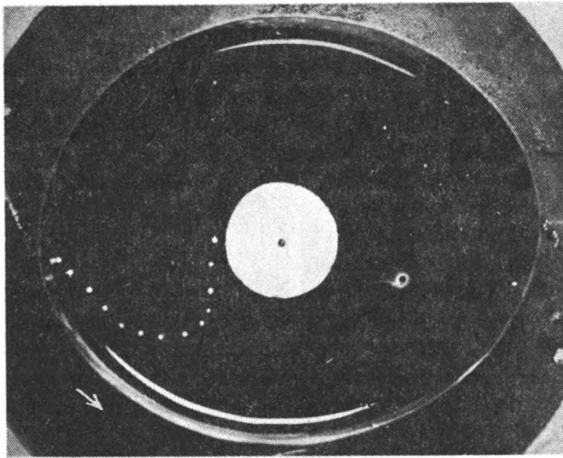


Рис. 6. Картина течения вязкой жидкости около жесткого ядра

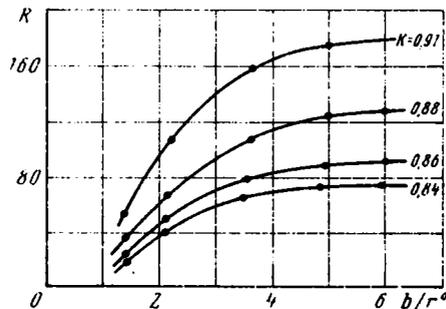


Рис. 7. Соотношение скоростей вращения ядра и приливной волны при различных радиусах ядра

мировать его путем вращения шаблонов 3. Деформации вызовут напряжения на контакте материала с оболочкой 1. Так как внешние касательные напряжения через подшипники не передаются, то появится момент  $M_m$ , который стремится повернуть внутреннюю камеру 1. Его можно компенсировать гибкими тягами 4 и непосредственно измерить.

Эксперименты проводились в таком порядке. В дополнительную камеру 1 помещался образец, моделирующий деформируемое тело. После этого шаблоны 3 приводились во вращение с определенной скоростью. Теперь устройством нагружения для образца служили шаблоны 3, внешняя камера 2 и подшипники качения. Гибкие тяги 4 удерживали внутреннюю камеру от вращения. Они связывались с тензорезисторными датчиками 5, подключенными к силоизмерительному прибору. Показания прибора фиксировались самописцем. Обращаясь к равенствам (4), легко понять, что фактически здесь измерялась составляющая момента  $M_n$ , а значит, и момента  $M_m$ . Опыты показали, что момент в общем случае зависит от свойств материала, скорости деформирования, коэффициента сжатия и высоты образца. При этом пластическое тело дает постоянный момент  $M_m$ , не зависящий от скорости; вязкое тело дает момент, зависящий от скорости.

Приведем экспериментальные данные на примере меда. На рис. 5 приведены графики зависимости изменения величины момента от скоро-

сти вращения шаблонов для разных значений коэффициента сжатия  $K$  эллиптических отверстий (кинематическая вязкость меда  $860 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ ). Сечение камеры имело средний диаметр  $(a+b)=80 \text{ мм}$ , высота заполнения материалом составляла  $75 \text{ мм}$ .

Рассмотрим модель внутреннего ядра Земли. Известно, что оно является относительно жестким. Это обстоятельство влияет на картины течения вне ядра. В случае плоской деформации введение в модель ядра никаких трудностей не представляет. Эксперименты проводились следующим образом. В центр камеры вводился круговой металлический цилиндр радиуса  $r^0$ . Цилиндр свободно подвешивался на длинной гибкой нити. Вращение внешних шаблонов приводило в движение материал в камере, и последний, в свою очередь, увлекал в движение жесткое ядро. В установившемся режиме ядро вращалось так, что суммарный момент внешних сил, действующих на него, равнялся нулю. На рис. 6 показана картина течения. Основной эффект — дифференциальное вращение — имел место и здесь. На рис. 7 показаны графики величины редукции  $R$  (отношение числа оборотов шаблонов к числу оборотов ядра в лабораторных координатах) в зависимости от соотношения размеров малой полуоси эллипса и радиуса ядра. Из графиков видно, что с увеличением отношения  $b/r^0$  коэффициент редукции увеличивается и выходит на постоянное значение. Причем меньшим значениям эксцентриситета отвечает большее значение  $R$ .

**Объемная модель.** Рассмотрим теперь моделирование объемного процесса деформирования. При моделировании приливов необходимо обеспечить максимальные деформации в плоскости экватора и их уменьшение к полюсам. При этом расстояние между полюсами должно сохраняться неизменным.

С учетом этих требований было опробовано несколько схем нагружения. В частности, схема деформирования сферической поверхности вращающимися шаблонами с разными эксцентриситетами, уменьшающимися к полюсам. Однако трудность реализации этой схемы не позволила ее реализовать. Основная трудность заключалась в том, что деформирование сферической поверхности с непрерывным поворотом осей эллиптических шаблонов сопровождается циклическим изменением длин меридианов, которые со стороны приливных смещений наружу стремятся сблизить полюса, а со стороны смещений внутрь (отливов) — их отдалить. Поэтому конструкция с жестким соединением упругих меридианных колец с полюсами не может деформироваться, если на границе одновременно задаются смещения противоположных знаков.

Приливный процесс нагружения наиболее просто может быть имитирован с помощью упругих меридиальных полуколец, средняя часть которых неподвижно закреплена в полюсах, а концевые части подвергаются деформированию. В этой схеме достаточно реализовать нагружение только в плоскости экватора, а за счет упругости полуколец нагружение передается и к другим широтам.

Рассмотрим схему стенда подробнее. Его общий вид показан на рис. 8, *а*, *б* (*б* — со снятой верхней полусферой). Нагружающее устройство представляет собой вращающийся ротор 1, на котором закреплен шаблон 2 с центральным эллиптическим вырезом (оси равны 217 и 190 мм). Привод на ротор осуществляется от двигателя 3 через редуктор 4. Конструкция содержит следующие элементы. Вертикальная ось с фланцем 5 неподвижно закреплена на станине 6. Фланец с девятью диаметрными отверстиями, равномерно расположенными по периметру его окружности, имитирует собой полюс. Проволочные упругие меридианные полукольца 7 вставлены в отверстия и неподвижно там закреплены. На полукольца с некоторым шагом надеты скользящие втулки 8 с пло-

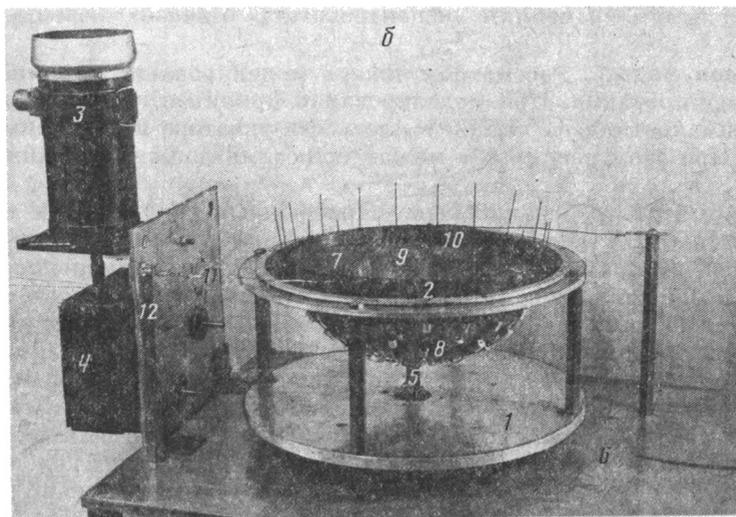
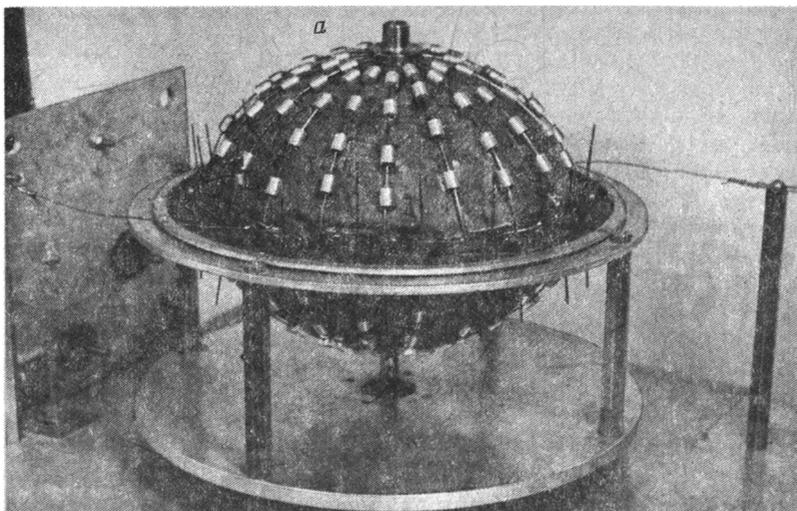


Рис. 8. Общий вид стенда для объемного моделирования

щадками на боковой поверхности. К площадкам приклеена резиновая оболочка полусферы 9. Конструкция верхней части аналогична.

Нагружение осуществляется деформированием двух ленточных колец 10 разного диаметра из тонкого проката бериллиевой бронзы. Кольца вложены одно в другое с зазором и скреплены между собой 35 вертикально установленными втулками с отверстиями, равномерно распределенными по периметру. В отверстия со скользящей посадкой продеты концевые части полуколец с чередованием нижней и верхней полусфер. Верхняя полусфера оканчивается также гибким ленточным кольцом, к которому приклеена резиновая оболочка. При установке это кольцо плотно входит во внутренний размер колец 10 и фиксируется с помощью креплений. Так

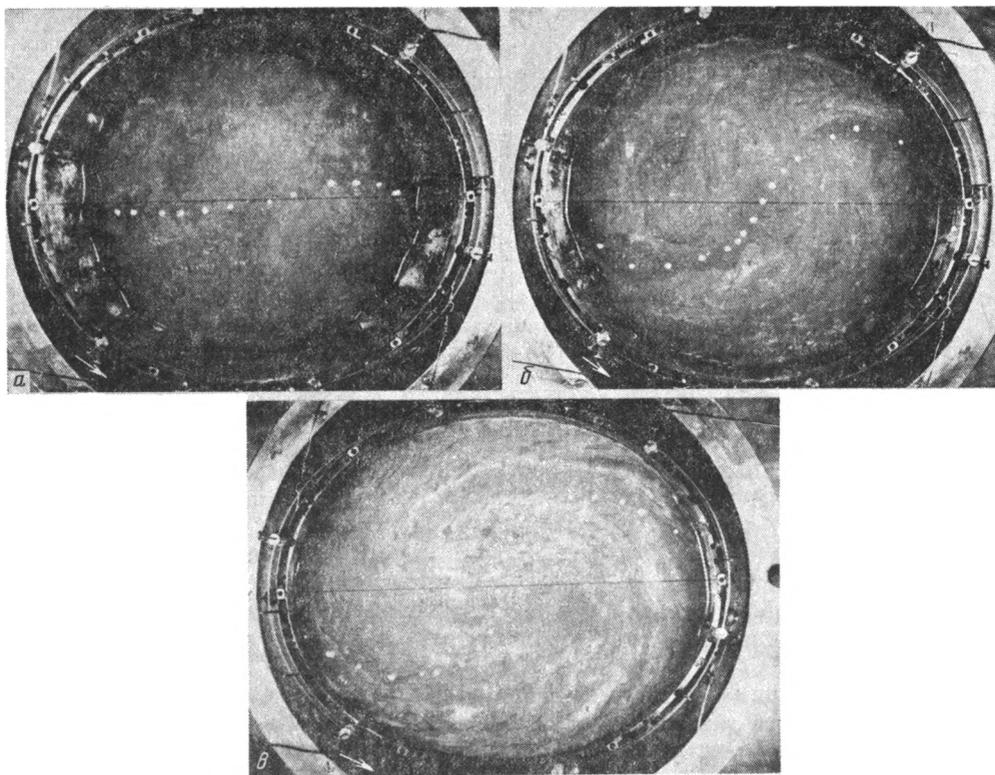


Рис. 9. Эффект дифференциального вращения вязкой жидкости при различных уровнях заполнения

как вырез шаблона имеет форму эллипса, то и горизонтальные сечения камеры также примут форму, близкую к эллиптической. Причем по мере приближения к полюсам эксцентриситет уменьшается. От вращения камера удерживается гибкими тягами 11, прикрепленными к неподвижным стойкам 12. Расстояние между полюсами сохраняется постоянным, поскольку «полюса» неподвижно закреплены на станине: нижний непосредственно, верхний — с помощью кронштейна (на рисунках не показан).

Процесс передачи деформаций от экваториальной плоскости к полюсам исследован на вязкой жидкости, которая заливалась в нижнюю полусферу на разные уровни. На рис. 9 показано положение поплавков, первоначально установленных по направлению большой оси эллипса (на photographиях — темная линия) после 104 циклов деформирования. Уровни жидкости от полюса составляли 49, 64, 79 мм. Из фотографий видно, что устройство обеспечивает затухающий процесс направленного переноса по мере приближения к полюсу. Из сравнения картин деформирования плоской и объемной моделей видно, что одинаковым коэффициентам сжатия плоской и соответствующего сечения объемной модели отвечают близкие картины деформирования. Это означает, что в определенной степени плоскую модель можно использовать и для имитации объемного деформирования (здесь широта будет выступать только в качестве параметра задачи).

Теперь о результатах при полной загрузке камеры. Эксперименты проводились на кварцевом песке с крупностью частиц 0,3 мм. В исходном положении со снятой верхней половиной в нижнюю часть в направлении

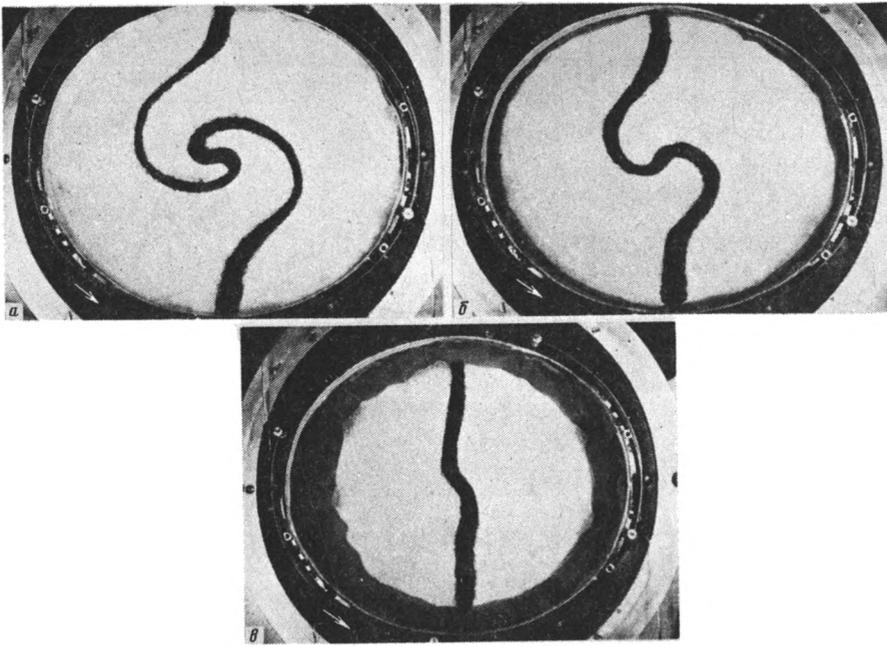


Рис. 10. Эффект дифференциального вращения в различных сечениях объемной модели из сыпучего материала

малой оси вертикально устанавливались две параллельные тонкие пластины с зазором между ними. По форме пластины совпадали с сечением внутренней полости камеры. В зазор между пластинами засыпался покрашенный песок. Все остальное пространство заполнялось белым песком. Пластины аккуратно извлекались. В результате по всей глубине нижней полусферы оставалась вертикальная плоскость покрашенного материала. Затем монтировалась верхняя половина, а вся оставшаяся полость заполнялась песком через отверстие в вершине. После деформирования материал, находящийся в верхней части, удалялся через то же отверстие с помощью пылесоса. Верхняя часть демонтировалась. Затем песок нижней части послойно сжимался и делались фотографии горизонтальных сечений на разных глубинах. Типичные результаты показаны на рис. 10.

На основе этих фотографий можно сделать вывод о том, что эффект направленного переноса при неоднородном объемном деформировании сохраняется. Угловые скорости дифференциального вращения материальных точек вокруг центра для различных горизонтальных сечений зависят от широты.

**Физические поля.** Приведенные результаты послужили основой для следующего обобщения: движение внутренних масс Земли под действием сил притяжения Луны, Солнца и планет может иметь аналогичный характер.

Действительно, обратимся к гипотезе О. Ю. Шмидта и ко времени консолидации материала из протопланетного облака. Можно представить, что первоначальный шар из «сыпучего» материала оказывается под влиянием сил тяготения, которые в пространстве монотонно изменяют направление. Рассмотрим сначала конкретно пару Земля — Луна, выделив отдельно изучение внутренних масс Земли под действием сил притяжения Луны.

Движение Луны и поворот направления сил притяжения относительно материала Земли вызывает ту же картину перемещений внутри Земли, что и в опытах с цилиндрической оболочкой, если допустить, что материал Земли обладает диссипацией (вязкость, трение). При этом внешней мерой величины перемещения является амплитуда прилива твердой земной коры за один оборот. Точно так же и по отношению ко времени формирования Земли из протопланетного облака под влиянием сил тяготения других протопланет возникало движение обнаруженного нами типа. Дальнейшее развитие планет Солнечной системы не «отменило» это явление; более того, сейчас можно оценивать влияние сил притяжения Луны, Солнца и явление «парада» планет с позиций этого явления.

На основании этих данных авторы выдвинули несколько гипотез, и первая из них связана с температурным режимом вращающихся планет. Предположить, что на ранних стадиях формирования Земли под действием сил тяготения материал был подобен сыпучей среде, неизбежно надо заключать, что влияние соседних небесных тел могло привести к разогреву за счет диссипации энергии деформирования и вращения протопланеты (т. е. поворота сил тяготения других планет). Для сыпучей среды в результате ее деформирования однозначен вывод о переходе всей энергии, которая привела к остаточным деформациям (и перемещениям), в тепло. Эта гипотеза не противоречит фактам, как показали оценки [1, 9]. Можно предполагать тем самым, что разогрев за счет необратимых деформаций внутри Земли дает тепла не меньше, чем разогрев при радиоактивном распаде.

В [5, с. 9] авторы отмечают, что «приливные деформации и вызванное ими длительное и однонаправленное смещение слоев (имеется в виду обнаруженный механизм [1] — прим. авторов) могут давать значительный вклад в тепловой разогрев недр планет. В этом отношении примечателен спутник Юпитера Ио...». Действительно, пример с Ио может оказаться удачным с точки зрения буквальной интерпретации лабораторного эксперимента: трение частиц, слагающих среду, переходит в тепло.

Вторая гипотеза связана с происхождением магнитного поля планет, вращающихся в поле тяготения других небесных тел. Здесь также оказываются выполненными условия эксперимента по сложному нагружению диссипативных сред: возникающее относительное движение масс, если они обладают электромагнитными свойствами, приведет к упорядоченному магнитному полю. На основе данных опытов и расчетов можно предположить совершенно определенный характер «динамо»: земной шар состоит из вложенных одно в другое сферических тел, поворот (проскальзывание) которых одного относительно другого и приводит к магнитному полю с известной ориентацией полюсов. Во всяком случае обнаружение механизма перемещения масс внутри Земли позволяет с меньшей натяжкой нарисовать эту картину «динамо» по сравнению с известной, построенной на тепловой конвекции и гравитационных силах.

Здесь уместно вспомнить исследования А. А. Воробьева [2] и оценить параметры возникающих магнитных полей. Хотя в статье [5] и приведе-

Планеты	Относительный магнитный момент	$T_{пл}/T_{з}$ — относительный период вращения
Меркурий	$3 \cdot 10^{-4}$	176
Венера	$5 \cdot 10^{-5}$	118
Луна	$5,5 \cdot 10^{-13}$	29,5
Земля	1	1
Марс	$3,1 \cdot 10^4$	1
Юпитер	$1,9 \cdot 10^4$	0,42
Сатурн	$5,8 \cdot 10^2$	0,44

ны некоторые данные прямой корреляции магнитного момента с вращением планеты (таблица, значения магнитных моментов взяты из [5, 12]). В таблице следует обратить внимание на относительный магнитный момент Луны, Венеры и Меркурия: в этих примерах может проявиться не только медленное вращение, но и малая диссипация (для Луны, например). По-видимому, простыми явились бы первые сравнения ориентации магнитных полюсов с ориентацией оси и направления вращения, а по вращению — существование или практическое отсутствие магнитного поля в зависимости от величины угловой скорости вращения.

Возвращаясь к книге А. А. Воробьева [2], отметим еще одно обстоятельство, которое может быть полезным при изучении природы магнитного поля. Выше было сказано об электромагнитных свойствах горных пород в недрах Земли. В [2] отмечается, что возникновение и проявление этих свойств может быть связано с проявлением значительных деформаций сдвига, хотя автору [2] не известны были механизмы деформаций масс внутри Земли, характеризующиеся значительными сдвигами. Имея в виду обнаруженный в наших опытах эффект, можно вернуться к обсуждению предложений А. А. Воробьева и согласиться с тем, что одной из существенных причин проявления электромагнитных свойств и возникновения электромагнитных полей является тот же механизм перемещения масс Земли.

Наконец, обратимся к третьей гипотезе, упомянутой в [4, 5], — о вкладе в тектонику, наблюдаемую на поверхности Земли и в непосредственно прилегающих слоях земной коры. Выше было отмечено, что в опытах с гибкой цилиндрической оболочкой вращение осей нагружения привело к большим деформациям сдвига под поверхностью: точка на поверхности цилиндра испытывает практически движение «вверх — вниз» по вращающейся оси растяжения — сжатия, а точки внутри смещаются с контрольной прямой линии и располагаются на дуге спирали с концами на поверхности и в центре вращения. Наличие градиентов перемещений больших деформаций сдвига в поверхностных слоях Земли может означать, что внутренние точки могут повлечь в движение поверхностные, если имеет место неоднородность в строении земной коры. Так, наличие «корней» в материковых зонах (плиты) и отсутствие таковых в океанических зонах может привести вследствие механизма перемещений внутренних масс и к движению плит в субширотном направлении — в том же, что и вращение сил притяжения Луны (и Солнца). Предлагаемая схема рассуждений не противоречит сумме имеющихся фактов. Представляет интерес сопоставление геологических времен движения материков и проявления сил тяготения Луны в основном.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобряков А. П., Ревуженко А. Ф., Шемякин Е. И. О возможном механизме перемещения масс Земли // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 5. С. 1097–1099.
2. Воробьев А. А. Равновесие и преобразования видов энергии в недрах. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980. 211 с.
3. Добролюбов А. И. Бегущие волны деформаций. Минск: Наука и техника, 1987. 144 с.
4. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6. С. 3–7.
5. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. О физических полях вращающихся планет // Геотектоника. 1989. № 1. С. 8–11.
6. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
7. Макдональд Г. Дж. Ф. Приливное трение // Приливы и резонансы в Солнечной системе. М.: Мир, 1975. С. 9–96.
8. Парийский И. Н. Земные приливы и внутреннее строение Земли // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1963. № 2. С. 193–215.

9. *Резуженко А. Ф.* Один класс сложных нагружений неупругой среды // Прикл. механика и техническая физика. 1986. № 5. С. 150–158.
10. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
11. *Середин Б. И.* Приливный энегмомеханизм движений и деформаций литосферы (системный анализ) // Системные исследования и разработки в геологии. М.: Наука, 1985. С. 120–128.
12. *Хаббард У. Б.* Внутреннее строение планет. М.: Мир, 1987. 326 с.
13. *Шейдеггер А.* Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 383 с.

Институт горного дела,  
СО АН СССР,  
Новосибирск, 630091;

Московский государственный  
университет,  
Москва, 117234

Поступила в редакцию  
16.VIII.1990

Рецензент: А. В. Лукьянов

УДК 551.24(265/266)

© 1991 г.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ  
В ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Сопоставляются основные тектонические события в пределах Тихого океана и его западного и восточного обрамлений. Наиболее общим тектоническим рубежом является интервал маастрихт — палеоцен (12 млн. лет). Крупные, но менее значительные рубежи приходится на миоцен, апт — альб и позднюю юру — неоком. Отмечается еще несколько существенных вех, в том числе  $PZ_3$ — $T_1$ ,  $T_3$ , но они относятся только к континентальным окраинам, о досреднеюрских событиях на пространстве океанского ложа данных нет. В целом в Тихоокеанской области выявляется картина достаточно неравномерного проявления во времени и пространстве тектонических процессов, а также их разнохарактерности и разномасштабности.

Yu. M. Pushcharovsky. Tectonic correlations in the Pacific Region. *Geotectonics*. № 6. The paper compares major tectonic events within the Pacific Ocean and in its western and eastern framings. The most general tectonic boundary is the Maestrichtian — Paleocene interval (12 mln. y.). Large but less important landmarks are to be found in the Miocene, Aptian — Albian and Late Jurassic — Neocomian. There are some other meaningful boundaries as  $PZ_3$ — $T_1$ ,  $T_3$  but they are true only of the continental margins: pre-Middle Jurassic events in the oceanic floor have no supporting evidence. In general, the Pacific picture of tectonic processes is rather uneven both in time and space, showing diverse patterns and scales.

Тихоокеанскую область (или сегмент) составляют Тихий океан и его обрамление, представленное Тихоокеанским тектоническим поясом. Внешние границы этого пояса — тихоокеанские края древних платформ, внутренние — глубоководные желоба.

По поводу тектонических корреляций в Тихоокеанской области публикаций еще очень мало, а те, которые имеются, либо очень схематичны, либо достаточно региональны. Между тем, поскольку речь идет об очень большом пространстве Земли, такие корреляции имеют исключительно важное значение для исследования тектонического развития и геодинамики всей планеты.

Сообщаемые в статье данные почерпнуты из очень многих источников, перечень которых, если его напечатать, по крайней мере в 2 раза превысит объем данной статьи. Однако он будет приведен в сданной в печать книге «Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление», написанной автором совместно с Е. Н. Меланхолиной.

\*  
\*  
\*

Тектонические корреляции дна Тихого океана в целом можно проводить лишь с конца средней юры (170 млн. лет). До этого времени данных по океану пока нет. Статьи, и по обрамлению, как увидим дальше, они существенно менее полные.

Очень крупный рубеж отвечает маастрихту — данию — началу палеоцена, т. е. времени, разграничивающему мезозой и кайнозой. Рубеж охватывает примерно 12 млн. лет. Тектоническая активность в это время проявляется хотя и широко, но в очень разных формах.

Весьма важную роль отмеченный рубеж играл в структурообразовании дна Тихого океана. Если основываться на магнитных аномалиях, то значительная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия образовалась 65—60 млн. лет назад (даний — палеоцен). Примерно с этим же временем связано и образование океанских разломов-гигантов. Однако вдоль восточного обрамления Тихого океана соответствующий тектогенез (ларамийский) занял вдвое больший временной интервал: маастрихт — палеоцен. В Северной Америке он обусловил образование такого тектонического феномена, как Скалистые горы. Мощное проявление орогенеза имел и в западной Сьерра-Мадре Мексики. На значительном протяжении южноамериканских Анд с ним связаны прекращение развития меловых островодужных комплексов и общая структурная перестройка, констатируемая в Колумбии, Эквадоре, Перу, Патагонии. В области центральноамериканской связки в конце мела произошло скупивание океанической коры, повлекшее за собой образование «примитивной» островной дуги.

На западном обрамлении Тихого океана в конце позднего мела и в раннем кайнозое также отмечаются значительные тектонические события. В Корикском нагорье проявлено предмаастрихтское несогласие, отмечаемое во многих зонах центральной и юго-восточной частей региона. В маастрихте завершилось покровообразование в Усть-Бельских горах и Эконайской зоне (начавшееся еще в сантоне), а также произошло образование чешуйчато-надвиговых структур в более юго-восточных районах (Олюторская зона и др.). Но Восточная Камчатка отличается характером тектонической активности. Здесь констатированы не только маастрихтские, но и даний-палеоценовые тектонические события. В маастрихте (в разное время) прекратилось развитие позднемеловых островодужных комплексов, о чем свидетельствуют разрезы почти всех восточнокамчатских поднятий. Лишь в Валагинском хребте оно завершилось в дании. Граница дания и палеоцена во многих районах отмечена надвигообразованием, а в Ганальском блоке также новой фазой метаморфизма. На Малых Курилах вероятен среднемаастрихтский надвиг габброидной литопластины на островодужную серию, а на рубеже с палеоценом здесь прекратился вулканизм. Крупная структурная перестройка на рубеже мела и палеоцена произошла в Приморье, где с этого времени началось формирование Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса. При всей пестроте тектонических эпизодов в Японии местами также выделяется даний-палеоценовый рубеж, отмеченный, в частности, размывом и сменой седиментации в Исикари-Западно-Сахалинской зоне и надвигообразованием в Камункотанской зоне.

Что касается Западной Пацифики, то, говоря обобщенно, на рубеже мела и палеоцена здесь завершился позднемелово-меловой цикл развития активной окраины, в частности прекратилось существование Протофилиппинской островной дуги. В это же время, как видно, зародился ряд новых островодужных структур (Хальмахера, Сулавеси, сопредельный район Калимантана).

В юго-западном секторе прекратился спрединг в Тасмановом море.

Из приведенных данных складывается представление о действительном широком проявлении тектонической активности в Тихоокеанской области на протяжении примерно 12 млн. лет в конце мела и самом начале палеогена. Как было видно, по окраинам Тихого океана ее свидетелями являются завершение предыдущего стиля структурного развития

и становление нового, с его особым тектоническим планом и иными вещественными комплексами. На этом рубеже на краю Азии, юге Аляски, в Центральной Америке, вдоль прибрежной полосы Северных и Южных Анд активизировались процессы формирования гранитно-метаморфического слоя, среди которых существенная роль принадлежала покровообразованию и магматизму. Однако Скалистые горы иллюстрируют иной, можно даже сказать противоположный, процесс: структурную переработку окраины древней платформы, где образовалась ярко выраженная чешуйчато-надвиговая структура, сменяемая западнее крупными пятнисто расположенными глубокими впадинами. Это есть результат особого рода тектонического взаимодействия древней Северо-Американской платформы и мощного покровно-складчатого сооружения, каким являются североамериканские Кордильеры. Конкретные причины столь специфического структурообразования здесь надлежит еще выяснить. Если верны заключения о приуроченности к рассматриваемому рубежу времени образования основной части Восточно-Тихоокеанского поднятия и заложения разломов-гигантов, то можно констатировать, что наиболее широкое распространение структурообразующие события ларамийской эпохи получили в восточной области Тихого океана. Что касается запада, то здесь меловые и палеогеновые отложения почти всюду разделены перерывом, который, однако, прослеживается также на абиссальных равнинах восточнее островов Лайн и в Центральной котловине, причем в целом ряде районов палеоген отсутствует [1]. Объяснение океанской тектоники этого времени, связывающее ее с воздействием на Землю внеземного фактора, было дано в работе [2].

Другой рубеж, выявляемый путем корреляции тектонических событий, среднемеловой, отвечающий апту и альбу и продолжавшийся соответственно около 20 млн. лет.

Для океанского дна данных здесь намного меньше. В это время образовались поднятия Хесса и Онтонг Джава, а также возник целый ряд подводных гор. Безусловно, можно говорить о продолжении общего углубления дна. Мы всегда полагали, что поднятие Онтонг Джава, как и Хесса, имеет океаническую природу и, поскольку мощность коры здесь несколько десятков километров, является оно результатом тектонического скупивания глубинных литопластин. В противоположность этому некоторые авторы развивали представление о том, что эти и другие аналогичные поднятия — континентальные блоки. Глубоководное бурение на плато Онтонг Джава доказало правоту первой точки зрения (130-й рейс «Джойдес Резолюшн»).

Само по себе образование двух указанных поднятий — факт не столь значительный для океанской тектоники. Поэтому нужно сказать, что хотя и имеются признаки апт-альбской тектонической активности в океане, но носят они ограниченный характер. Специфику рубежа подчеркивают, однако, раннеаптские эпизоды отложения осадков, богатых органическим углеродом [5].

В Кордильерах нет ярких тектонических событий, отвечающих рассматриваемому рубежу, но, судя по имеющимся возрастным датировкам, в среднемеловое время образовались некоторые гранитоидные тела.

Что касается Анд, то в них с апт-альбским временем связан важный рубеж в структурной эволюции. Здесь выделяется тектоническая фаза, завершившая развитие позднеюрских — раннемеловых прогибов. В конце альба происходило интенсивное гранитообразование.

На западной периферии Тихого океана апт-альбское время было решающим в становлении Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса (Северо-Восток СССР — юго-восточный Китай). Поскольку этот

пояс фиксирует окраину материкового блока, его возникновение является важным рубежом в развитии аккреционного процесса в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне.

Начало аита в центральных зонах Корякского нагорья отмечено надвигообразованием. Относительно Восточной Камчатки можно говорить только об альбе, когда здесь, по-видимому, началось образование структур переходной зоны мелового цикла. В восточном Сихотэ-Алине надвигообразование и смена относительно глубоководных формаций континентальными произошли в конце альба (хотя местами несколько позже). Тогда же произошла смена морских глубоководных образований терригенными в Исикари-Сахалинской и Камуикотанской зонах.

Из приведенных данных видно, что хотя исследованный интервал времени (средний мел) в 2 раза превышает предыдущий, проявление тектонических событий (имеется в виду Тихоокеанская область в целом) здесь гораздо менее интенсивное. Самые важные из них — становление современной окраины азиатского материкового блока и смена структурной обстановки в Андах.

Конечно, и причина таких событий иная, чем в первом случае. Ее следует связывать с геодинамикой и особенностями взаимодействия глубинных масс в зонах перехода океан — континент.

Если идти в глубь геологического времени, намечается еще один период существенной тектонической активности, охватывающий позднюю юру — ранний мел, т. е. еще более длительный промежуток времени (около 25 млн. лет), чем описанные выше.

Главный феномен этого рубежа — невадская орогения, проявившаяся в Центральной Сьерра-Неваде в поздней юре. В других местах она началась несколько раньше, а окончилась в раннем мелу. Невадская орогения охватила не все Кордильеры, как это ошибочно считалось до сих пор. В Сьерра-Неваде хорошо видно ее неравномерное по интенсивности и пространственному распространению проявление. Подобные примеры имеются и в других регионах тихоокеанского обрамления (например, в Японии). Подчеркнем, что это весьма существенный факт, указывающий на большие различия в характере глубинных процессов, порождающих тектогенез в полосе сочленения океана и континента.

В Кордильерах Канады с концом юры и раннемеловой эпохой связаны надвиги в их центральной полосе и аккреция террейнов, в том числе такой крупной массы, как Врангелия — Александр. Ряд мощных проявлений гранитоидного магматизма (массивы Сьерра-Невады, Айдахо и некоторые другие) сопутствует этой орогении.

В Андах она не проявилась. Здесь с поздней юрой и ранним мелом связано образование и развитие ряда крупных окраинноморских прогибов.

Что касается Тихого океана, то приблизительно на рубеже юры и мела возникли поднятия Шатского и Магеллана, а в барреме оформились поднятия Манихики и такие крупные вулканотектонические структуры, как Маркус — Уэйк и Мидпацифик. Однако оба этих события из-за значительного временного разрыва и пространственной разобщенности к единой тектонической эпохе отнести можно лишь весьма условно. В западном и юго-западном обрамлении Тихого океана позднеюрско-раннемеловой тектонический рубеж проявился в Корякском регионе (покровы в Эконайском и Майницком аллохтонах), Сихотэ-Алине (надвигообразование в различных зонах), Японии (несогласия, граниты Рёке), Восточном Китае (крупная структурная перестройка), в Новой Зеландии (орогения Рангитата).

В целом для восточного обрамления Пацифики выясняется, что позднеюрско-раннемеловая и среднемеловая орогении пространственно

разобщены. Первая из них отвечает Кордильерам, вторая — Андам. Это результат обособления тектонических процессов в Лавразийском и Гондванском блоках тектоносферы. Что касается западного обрамления, то здесь, если не считать Верхоянско-Чукотской области<sup>1</sup>, в конце юры — начале мела процесс сводился в основном к проявлявшемуся неравномерно тектоническому скупиванию литопластин. Это был один из этапов направленного развития аккреционной тектоники в зоне перехода океан — континент.

Далее укажем более локальные по распространению тектонические рубежи. Среднеэоценовое структурообразование в Тихом океане отмечено появлением «очередных» центральноокеанских вулканотектонических поднятий: Маршаллова, Гилберта, Табуаи и некоторых других. Тектонический эпизод этой эпохи проявлен в Перуанских Андах. Весьма локальное значение он имеет на Восточной Камчатке. Пожалуй, наиболее значительная тектоническая перестройка в это время происходила в обрамлении Западной Пацифики, где начали формироваться такие краевые моря, как Сулавеси, Банда, Западно-Филиппинская котловина, а также Марианская островная дуга, т. е. структуры современной активной окраины.

Заметен миоценовый этап. В океане с ним связано становление Гавайского поднятия, подводных цепей в Аляскинском заливе, спрединговой системы Хуан-де-Фука, структур, лежащих между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Южной Америкой. В Кордильерах сформировалась провинция Бассейнов и Хребтов. Анды также испытали тектономагматическую активность.

В северно-западном и западном обрамлении Тихого океана с миоценом связано образование современной структуры Олюторской зоны, заложение Командорской впадины, надвигообразование в некоторых районах Камчатки, формирование Японского моря, моря Сулу и некоторые другие тектонические явления.

В итоге можно отметить, что миоценовое время (протяженность 20 млн. лет) характеризуется проявлением весьма существенных тектонических процессов как на западе, так и на востоке Тихого океана и на его дне. Но при этом отметим, что их временные уровни различны: одни раннемиоценовые, другие средне- или позднемиоценовые. В пространстве основные структурообразующие процессы также были разобщены, причем геодинамические обстановки от района к району существенно варьировали. В целом строение зоны перехода океан — континент в это время усложнилось. Что же касается структурообразования в Тихом океане, то оно протекало автономно. Соответственно единого общетихоокеанского комплекса тектонических событий для миоцена не обнаруживается. То же можно сказать и в отношении других рассмотренных здесь рубежей, за исключением, однако, маастрихт-палеоценового времени.

В большей или меньшей локализации тектонических событий можно убедиться при анализе «межрубежной» тектонической активности. Например, Центральнокамчатская впадина или Восточно-Камчатский (Тюшевский) прогиб начали развиваться в олигоцене. С тем же временем связано заложение островной дуги Больших Курил и Медианного разлома в Японии. В олигоцене раскрылись Южно-Китайское море, котловины Сикоку и Паресе Вела. В сеноне тектоническая активность проявилась в Корякском нагорье, в пределах Восточной Камчатки, в Сихотэ-Алине, зоне Хидака. На юго-западе Тихого океана в кампане произошло

---

<sup>1</sup> Мы ее не рассматриваем.

отделение от Австралии и Антарктиды блока Кемпбелл, Новой Зеландии, хребта Лорд-Хау. Для Чилийских и Патагонских Анд, а также западной Колумбии также важным оказалось структурообразование начала позднего мела.

Не существует никаких единых для дна Тихого океана узких рубежей образования на нем тектоновулканических структур или крупных поднятий с мощной тектонически скученной океанской корой. Их формирование можно проследить с конца юры (поднятие Шатского и др.) до современности (Гавайское поднятие). Все же можно заметить, что основная масса поднятий с утолщенной корой (Шатского, Магеллана, Манихики, Онтонг Джава, Хесса) формировалась хотя и на разных отрезках времени, но в интервале конец юры — средний мел. Что же касается тектоновулканических структур, то наиболее ранние из них (Маркус-Уэйк, Мидпацифик) отвечают баррему, следующая за ними генерация (Лайн, Туамоту, Маркизское) — концу сенона, а наиболее молодые (Центральная Пацифика) — среднему и позднему кайнозою.

Ранее отмечалось [3, 4], что такие вулканотектонические структуры, как Гавайская, Императорская и Лайн, не являются следствием «пршивания» литосферных плит мантийными плюмами в ходе движения плит. Мы связываем их с развитием глубинных зон проницаемости. Поэтому анализ времени появления таких структур (как и их положения в пространстве) и проводится нами с исторической точки зрения.

Очень существенное событие в структурном развитии Тихого океана приурочено к рубежу палеоцена и эоцена. В это время практически закрылся палеоокеан, располагавшийся между Евразией и Австралией, а на его месте возникла мозаичная структура островодужного типа. Наиболее убедительное объяснение этого процесса — тектоническое сближение Евразии и Австралии.

Относительно раннемезозойских тектонических процессов сведений мало. С этим рубежом связан индосинийский тектогенез (Т.), определивший в Индокитае границу континента. Из других регионов можно отметить Анды, где в позднем триасе (местами в среднем) начался андийский цикл развития. На западе США в юре происходила аккреция террейнов (например, Кламат). Очевидно, что все указанные случаи тектонической активности причинно никак не взаимосвязаны. На поздний палеозой и ранний триас в Андах и Мексике приходится тектогенез, получивший название гондванского. Помимо орогения в эту эпоху в краевом поясе Анд проявился значительный гранитный магматизм. В Кордильерах соответствующий тектогенез называется сономским. Но он имел не очень большое распространение. Местами движения этого времени проявлены и в Восточной Азии.

Большое значение для Кордильер имел антлерский тектогенез, отвечающий концу позднего девона — раннему карбону, когда в Антлерском поясе сформировалась складчатая структура с надвигами.

Интервалу времени поздний девон — поздняя пермь отвечает крупный этап в структурном развитии Ситохэ-Алиня. Его началу соответствует несогласие, а концу — позднепермские надвиги, складчатость, вулканизм и гранитообразование. Позднепалеозойские движения выявлены в некоторых зонах Корякского нагорья. Для Пенжинско-Анадырской зоны имел большое значение рубеж раннего и среднего палеозоя, когда завершилась океаническая стадия развития этого региона. В западной Сьерра-Неваде океаническая стадия прервалась позднее: здесь на силуре резко несогласно лежит, верхний девон.

Разрозненность и ограниченность данных в отношении палеозойской тектонической истории не дают возможности провести корреляции для

Геологическое время	Кордильеры	Центральная Америка	Анды	Восточная Австралия	Меланезия	Индонезия	Западная Тихоокеанская окраина	Сихотэ-Алинь, Сахалин, Япония
$N_1$	+		+		+		+	+
$P_3$								+
$P_2^2$					+	+	+	
$K_2m-P_1$	+	+	+		+	+	+	+
$K_2m$								
$K_2st$			+					+
$K_1a-al$			+		+		+	+
$J_2-K_1$	+				+		+	+
$T_3$							+	
$PZ_3-T_1$	+	+	+	+				+
$PZ_3$								+
$D_3-C_1$	+			+				
$S-D_2$	+			+			+	
Рубеж $PZ_1-PZ_2$								

Тихоокеанского обрамления в целом. Видна, однако, гетерохронность выявленных тектонических событий. Видно и то, что эти события имели весьма значительные масштабы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, имеющиеся данные о тектонических событиях в Тихоокеанской области выявляют как сравнительно широко распространенные тектонические рубежи, так и локализованные на более или менее ограниченном пространстве (таблица). Но тектоническая активность может проявляться и в «межрубежные» интервалы времени. Если обратиться к наиболее крупным рубежам, то заметим, что они не являются кратковременными, а охватывают многие миллионы лет. Вообще такие рубежи выделяются лишь при усредненном подходе, когда более или менее близкие по времени события рассматриваются обобщенно. Конкретный же анализ показывает, что отвечающие крупным рубежам тектонические события по числу, времени проявления и распространению по площади обычно изменчивы от места к месту.

В качестве общего вывода можно отметить, что широко распространенные представления о глобальности тектонических эпох, фаз, эпизодов сильно преувеличены, хотя отдельные из них, прежде всего связанные, вероятно, с воздействием космических факторов, таковыми могут быть.

Если принять во внимание сказанное, то возникает проблема: каким образом увязать данные о крупных и даже региональных тектонических рубежах с идеологией террейнов. Эта идеология в ее конечном выражении трактует, что фактически все материковые зоны тихоокеанского обрамления образовались в результате аккреции террейнов-мигрантов. т. е. коллизии фрагментов экзотических тектонических структур разнообразной природы. Зародились эти представления, как известно, применительно к Кордильерам Северной Америки и Аляски, но затем они были рас-

Корякия	Камчатка	Курилы	Алеуты	Тихий океан				Примечания
				Запад	Центр	Северо-Восток	Восток (включая ВТП)	
	+				+	+	+	
+	+	+		+				
							+	
+	+	+	+	+	+		+	В Сев. Америке – формирование Скалистых гор
+	+	+				+		
+	+							
+						+		Главная фаза формирования Азотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса
+				+				
								Местами также на Востоке Азии
+								
								В Восточной Австралии-С <sub>2</sub>
+								

Данных нет

пространены на Анды, юго-восточный Китай, Японию, Корякское нагорье. Линейная зональная структура регионов (а, кроме Японии, они все такие) при этом не была помехой. Из имеющейся литературы видно, что террейны отрываются, перемещаются и к чему-то причленяются в самое разнообразное время и никаких крупных, тем более глобальных эпох здесь выявить невозможно. Однако время коллизии некоторых террейнов совпадает с одним из тектонических рубежей, которые аргументируются весьма существенными тектоническими данными, и надеюсь, что текст это демонстрирует. Поэтому, утрируя роль террейнов-мигрантов в структурообразовании земной коры, мы далеко уходим от реальных закономерностей тектогенеза.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крашенинников В. А. Стратиграфия палеогена северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 142 с.
2. Пуцаровский Ю. М. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии // Тихоокеан. геология. 1986. № 6. С. 98–101.
3. Пуцаровский Ю. М., Меланголина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Геотектоника. 1981. № 1. С. 5–18.
4. Пуцаровский Ю. М., Меланголина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. № 2. С. 3–22.
5. Sliter W. V. Aptian anoxia in the Pacific Basin // Geology. 1989. V. 17. № 10. P. 909–912.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
14.V.1991

УДК 551.24(477.9)

© 1991 г.

ПОПАДЮК И. В., СМІРНОВ С. Е.

**ПРОБЛЕМА СТРУКТУРЫ ГОРНОГО КРЫМА:  
ТРАДИЦИОННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И РЕАЛЬНОСТЬ**

Крымский ороген до недавнего времени рассматривался как своеобразная структура в цепи альпийских горных систем, в строении которой надвиги не играли существенной роли. После открытия надвигов на Керченском полуострове проблема строения орогена приобрела значительный теоретический и практический интерес. На основании полевых исследований установлено аллохтонное положение комплекса верхнеюрских отложений, образующих покров Яйлы. Амплитуда перемещения покрова оценивается не менее чем в 20 км. Обсуждается традиционная интерпретация строения орогена. Проводится перечень основных вопросов, возникающих в модели покровного строения.

**Popadyuk I. V., Smirnov S. Ye. Structures of the mountaneous Crimea: traditional conceptions and reality. *Geotectonics*. 1991. № 6.** Until recently the Crimean orogenic belt was regarded as a peculiar structure in the chain of Alpine mountain systems in which overthrusts didn't play any significant role. After overthrusts were discovered in the Kerch peninsula, the orogenic belt structure aroused wide interest both theoretical and practical. Field investigations have led us to conclude that the complex of the upper Jurassic deposits making up the Yayla nappe occupy the allochthonous position. The amplitude of the nappe displacement was estimated to be no less than 20 km. The traditional interpretation of the orogenic belt structure is also discussed in the paper. The attention was drawn to major questions arising in connection with the nappe structure model.

**ВВЕДЕНИЕ**

Ороген, занимающий южную часть Крымского полуострова, безусловно один из наиболее изученных в системе альпийских горных сооружений Европы.

До недавнего времени он рассматривался как достаточно специфическая структура, в которой процессы геосинклинального развития завершились в неокоме, а орогенез последовал после значительного периода затишья тектонической активности уже на новейшем, неотектоническом этапе, когда и была образована собственно горная страна в ее современном облике. Альпинотипный стиль деформаций признавался только для флиша таврической серии, датировавшейся обычно верхним триасом — нижней юрой, строение же более молодых комплексов позволяло говорить в целом об орогене как «складчато-блоковом» сооружении. Иначе говоря, будучи альпийским орогеном, Горный Крым почти ничего общего с альпийскими складчатыми системами не имел и рассматривался как тектонотип киммерид. Надвиги, играющие важную роль в строении мезозойско-кайнозойских складчатых областей, здесь не оспаривались никем, начиная от Д. В. Соколова и А. С. Моисеева, а впоследствии не отвергались ни М. В. Муратовым, ни его последователями, издавшими последнюю геологическую карту Горного Крыма [6—8]. Однако этим структурным элементам отводилась столь скромная роль, что их нетрудно было не принимать в расчет.

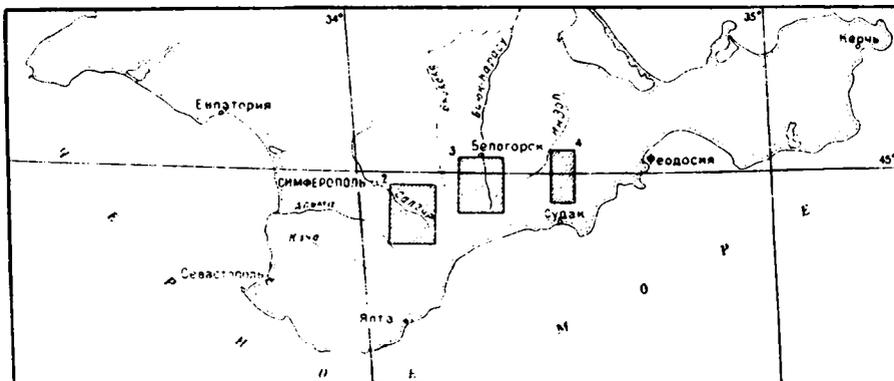


Рис. 1. Обзорная карта южной части Крыма. Заштрихованы районы исследований, изображенные на рис. 2, 3 и 4 соответственно

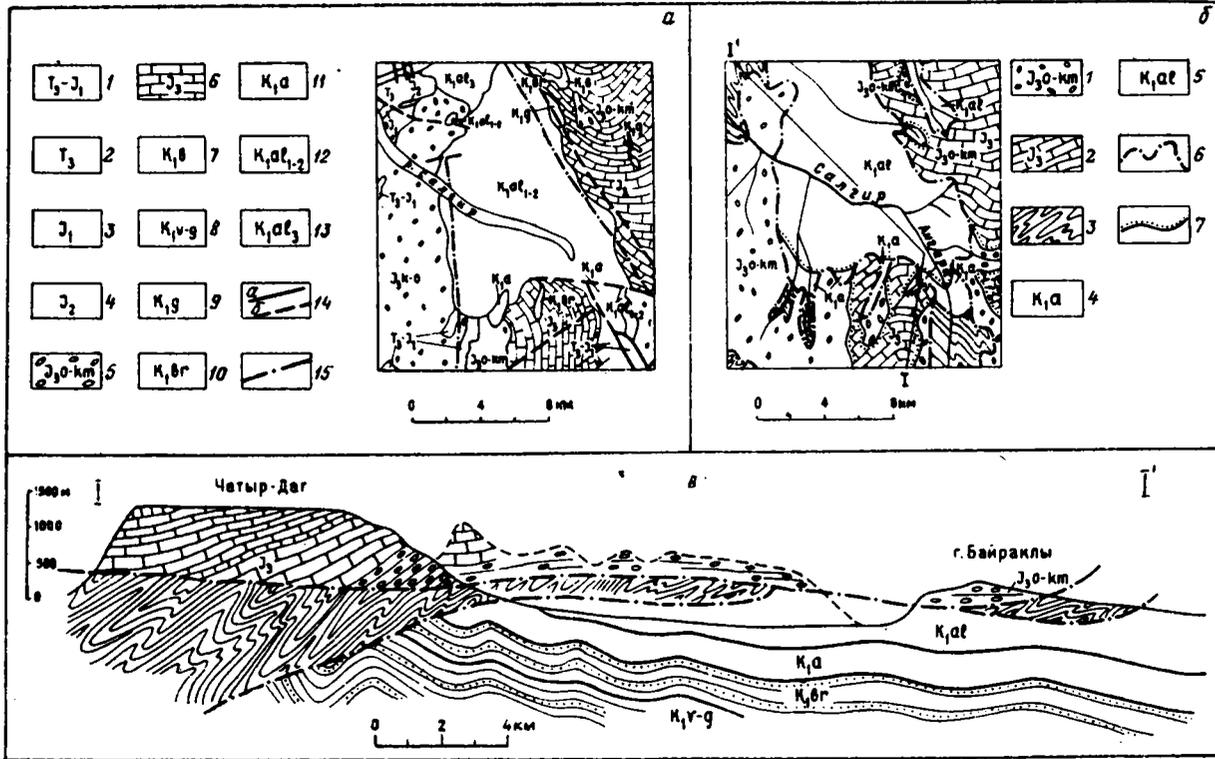
Первым, кто предпринял попытку пересмотра устоявшихся представлений о строении Крымского орогена, был Ю. В. Казанцев, опубликовавший работу [12], в которой основная структурообразующая роль отводилась надвиговым деформациям. Эта работа была затем расширена [13] и вызвала ряд острых критических статей [1, 2, 5], в которых Ю. В. Казанцеву указывалось на произвольность трактовки фактического материала и умозрительность его построений. По нашему мнению, не менее значительным недостатком работ [12, 13] было и то, что в предложенном в них варианте интерпретации структуры орогена не рассматривался исторический аспект поднятой проблемы.

Вслед за первой публикацией Ю. В. Казанцева и независимо от нее появилась статья С. Л. Бызовой [3], где в развитие идей А. С. Моисеева была представлена схема тектоники Горного Крыма, в пределах которого выделялись зоны как киммерийской, так и альпийской консолидации, а также претерпевшие складчато-надвиговые деформации в течение обеих этих эпох тектогенеза. В целом эта работа преследовала цель совместить новый подход к трактовке структуры орогена и близкую к традиционной схему его геологической истории, что, как мы считаем, не внесло желаемой ясности в проблему тектоники Горного Крыма.

С открытием надвигов на Керченском полуострове [14, 16], для которого принималась тектоническая схема, основанная на построениях М. В. Муратова и не придающая сколь-нибудь существенного значения надвигам, проблема, поднятая Ю. В. Казанцевым, получила дополнительный импульс. Именно это обстоятельство побудило нас к проведению целенаправленных полевых исследований, результаты которых изложены в данной работе. При этом, учитывая предысторию проблемы, мы намеренно ограничились изложением лишь тех результатов, которые достаточно полно отражают сущность вопроса и в то же время могут быть проверены без значительных затрат. По этим соображениям предметом рассмотрения избраны три района — долины рек Салгир, Тонас и Сухой Индол (рис. 1). Все они легко доступны, хорошо обнажены и могут рассматриваться в качестве опорных пересечений. Здесь же следует отметить, что при изложении результатов исследований мы в основном придерживаемся существующих для этих районов стратиграфических схем [6—8, 10].

#### ОПОРНЫЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ

**Бассейн р. Салгир.** В обширной плоскодонной долине р. Салгир и ее притоков нами изучено несколько разрезов (рис. 2). Основные результаты этих исследований могут быть суммированы следующим образом.



Гипсометрически самое низкое положение в долине занимают альбские отложения, представленные темно-серыми пластичными глинами. Они залегают почти горизонтально или смяты в малоамплитудные пологие складки субширотного простирания. Коренные выходы этих пород можно наблюдать по притокам рек Ангара и Салгир. Во всех обнажениях альбские глины лишены какой-либо примеси кластического материала.

В восточном борту долины р. Салгир гипсометрически выше альбских глин залегают верхнеюрские известняки. Непосредственно контакт этих толщ наблюдать не удается, поскольку подножия бортов водотоков, пропиливающих верхнеюрские известняки, завалены крупными, от нескольких до нескольких десятков метров, глыбами известняков, образующими четвертичный коллювий. Тем не менее по ряду косвенных признаков можно утверждать, что верхнеюрская карбонатная толща залегает на темно-серых глинах альба. Так, последний заведомо коренной выход глин отмечен в слиянии ветвей правого бокового притока р. Ангара восточнее с. Краснопещерная. В 700–800 м выше по течению основного ручья в аллювии, преобладающим компонентом которого являются крупные гальки и валуны известняков, были найдены обломки мягких, размокших глин альба, тогда как крутые склоны ручья сложены здесь коренными выходами известняков верхней юры. Следует отметить, что на всем протяжении этого отрезка долины уклон русла остается пологим при крутостенных бортах водотока. Крутизна наклона русла резко возрастает у родника, который приурочен к контакту верхнеюрских известняков и глин альба, являющихся водоупором. Цепочка таких родников прослеживается почти на одном гипсометрическом уровне практически вдоль всего восточного борта Салгирской долины, маркируя положение зоны контакта альба и залегающей гипсометрически выше верхней юры.

По нашему мнению, это позволяет утверждать, что верхнеюрская толща залегает непосредственно на альбских глинах, т. е. надвинута на последние. Еще одним косвенным аргументом в пользу этого утверждения является тот факт, что глины лишены примеси кластического материала, который так или иначе должен был фиксироваться в случае стратиграфического контакта альбских и верхнеюрских отложений.

В отличие от восточного борта на южном и западном обрамлениях долины р. Салгир сравнительно простые отношения между верхней юрой

---

Рис. 2. Схемы геологического строения бассейна р. Салгир. *a* – по [6]. 1, 2 – верхний триас – нижняя юра (1) и верхний триас (2): двух- и трехкомпонентный флиш, аргиллитоподобные глины с сидеритами; 3 – нижняя юра: флиш, пачки аргиллитов, прослой известняков; 4 – тоар – бат: флиш, пачки аргиллитов, прослой углей; 5 – средний оксфорд – нижний киммеридж: известняки, глины, песчаники, конгломераты; 6 – нижний и средний титон: известняки, песчаники, конгломераты, глины; 7 – верхний берриас: конгломераты, песчаники, алевриты; 8 – валанжин – нижний готерив: известняки, мергели, глины, конгломераты; 9 – верхний готерив: пески, галечники, конгломераты; 10 – нижний баррем: известняки; 11, 12 – нижний – средний апт (11) и нижний – средний альб (12): глины с сидеритами; 13 – верхний альб: глауконитовые песчаники, глины; 14, 15 – разрывные нарушения: 14 – сбросо-сдвиги достоверные (*a*) и предполагаемые (*с*), 15 – скрытые под более молодыми образованиями. *б, в* – авторская трактовка. 1, 2 – аллохтонный комплекс: 1 – оксфорд – киммеридж, конгломераты массивнослоистые, крупногалечные, с карбонатным матриком, 2 – титон, массивные известняки; 3 – параавтохтонный (?) комплекс: верхний триас – нижняя юра, терригенный флиш (таврическая серия); 4, 5 – автохтонный комплекс: 4 – апт, глины известковистые слоистые, 5 – альб, глины неизвестковистые; 6, 7 – границы: 6 – тектонические (надвиги), 7 – стратиграфические

и альбом осложняются появлением дополнительных стратиграфических единиц. В верхнем течении р. Ангары и некоторых левых притоков р. Салгир разрез автохтона наращается отложениями апта. Они представлены отчетливо слоистыми темно-серыми неизвестковистыми глинами, в которых отмечаются единичные тонкие, мощностью до нескольких сантиметров, прослои серых и темно-серых мелкозернистых песчаников. Несмотря на значительную деформированность аптских отложений, углы падений которых изменяются от 30 до 80—85°, их простираение в целом конкордантно субширотному простираению альбских отложений. В верховьях р. Ангары и в западном борту Салгирской долины гипсометрически выше аптских отложений залегает флишевая толща таврической серии, датированная большинством исследователей верхним триасом — ранней юрой. К сожалению, непосредственно контакт апта и таврического флиша наблюдать не удается, что создает основную неопределенность в интерпретации строения южного и западного обрамления долины р. Салгир. Дело в том, что над отложениями флиша обнажаются верхнеюрские карбонатные отложения. В подножии известнякового массива Чатыр-Даг они представлены массивно-слоистыми (мощность слоев от 0,5 до 3 м) конгломератами (см. рис. 2, в), в карбонатном матриксе которых заключены от слабо до идеально окатанных обломки различного состава: кварц, песчаники, метаморфические сланцы, известняки.

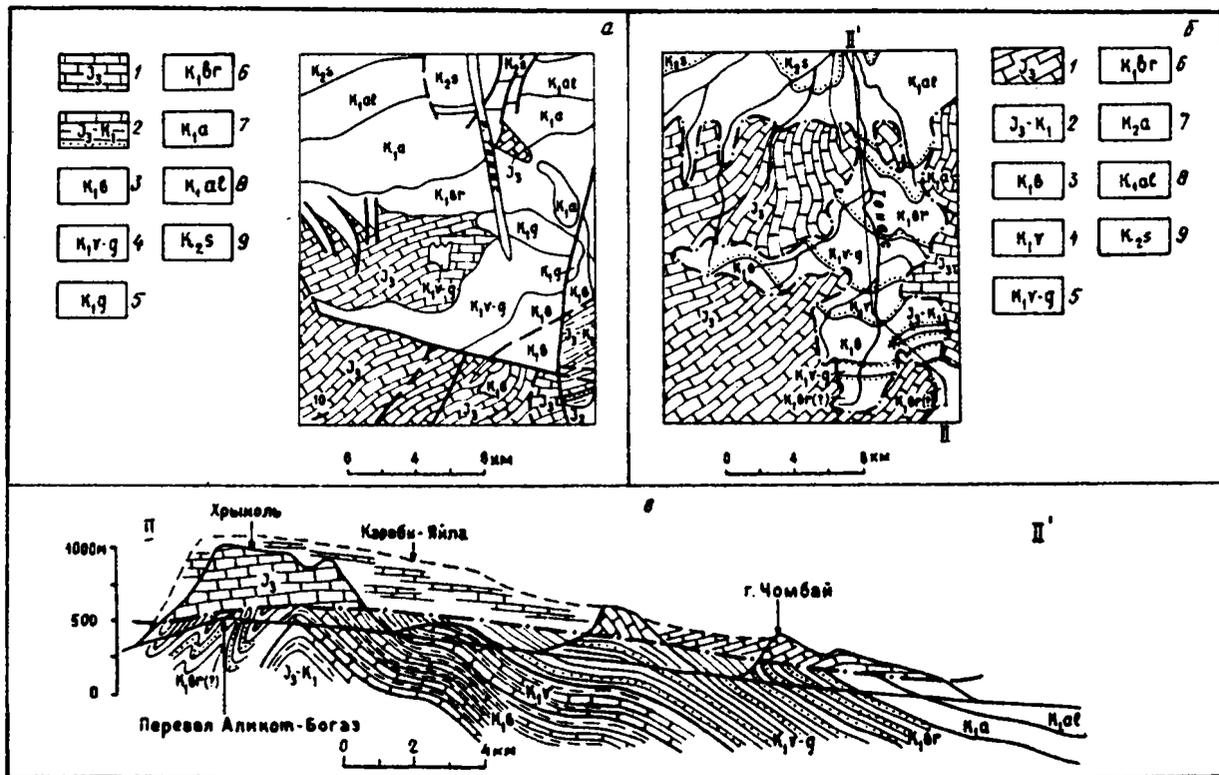
Еще А. С. Моисеев считал, что массив Чатыр-Даг надвинут на нижнемеловые отложения Салгирской долины, что нашло подтверждение по данным картировочного бурения [4]. Таким образом, аллохтонный характер залегания верхнеюрского комплекса на южном обрамлении Салгирской долины может считаться доказанным. В такой ситуации положение структурного элемента, сложенного таврической серией, становится неопределенным. С известной долей гипотетичности он может быть интерпретирован как параавтохтонный комплекс по отношению к аллохтонной верхней юре и аллохтонный по отношению к автохтонному апту — альбу.

Как следует из наших наблюдений, в целом долина р. Салгир представляет собой тектоническое полуокно, в котором аллохтонный комплекс, сложенный верхнеюрскими образованиями, уничтожен эрозией и на дневной поверхности обнажаются автохтонные отложения апта — альба. Аллохтон заметно деформирован: углы падения пород верхней юры изменяются от 2—10 до 40—60° при северо-северо-восточных падениях слоев. Дислоцированность апт-альбского автохтона также значительна и существенно возрастает в южном направлении: углы падения пород альба колеблются в пределах 5—20°, апта — 30—80° при субширотном простираении толщ. Видимая амплитуда надвигания, оцениваемая по крайним выходам аллохтона, с одной стороны, и автохтона — с другой, составляет не менее 20 км. Вергентность покрова, сложенного породами верхней юры, северная. Поверхность надвига субгоризонтальна. Несмотря на неопределенность тектонического положения структурного элемента, сложенного флишем таврической серии, в предложенном варианте интерпретации его логичнее всего рассматривать в качестве параавтохтонного комплекса по отношению к верхнеюрскому аллохтону.

**Бассейн р. Тонас (Тона-Су).** Здесь к югу от Белогорска гипсометрически самое низкое положение занимают черные глины альба (рис. 3), азимут падения которых в коренном залегании правого борта долины р. Тонас равен 10°, угол падения — 3—8°. Выходы этих отложений прослеживаются на расстоянии более километра вверх по течению реки. При этом залегание их становится близким к горизонтальному. Далее вверх по течению, в 5,5 км к югу от Белогорска, в левом борту реки появляются выходы тонкого флишевидного чередования серых мелкозер-

Рис. 3. Схемы геологического строения бассейна р. Тонас  
 а — по [6]. 1 — титон: известняки, песчаники, конгломераты, глины; 2 — верхний титон — нижний берриас: известняки, глины, алевролиты, песчаники, конгломераты; 3 — верхний берриас: конгломераты, песчаники, алевролиты; 4 — валанжин — нижний готерив: известняки, мергели, глины, песчаники; 5 — верхний готерив: пески, галечники, конгломераты; 6 — баррем: конгломераты, гравелиты, песчаники, глины; 7 — апт: глины с сидеритами и прослоями песчаников; 8 — альб: глины с сидеритами, глауконитовые песчаники; 9 — сеноман: мергели, известняки. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, а.

б, в — авторская трактовка. I — аллохтонный комплекс: титон — нижний берриас: массивные известняки, ритмичное чередование известняков и аргиллитов; 2-9 — автохтонный комплекс: 2-4 — титон — нижний берриас (2), берриас (3) и валанжин (4), ритмичное чередование известняков и аргиллитов, 5 — валанжин — готерив, тонкоритмичное чередование аргиллитов и песчаников, 6 — баррем, конгломераты, гравелиты, песчаники, глины, 7 — апт, глины с прослоями песчаников, 8 — альб, черные глины, 9 — сеноман, мергели и известняки. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, б



нистых маломощных (до 10 см) песчаников и серых аргиллитов. Судя по всему, эти образования залегают стратиграфически ниже глин апта — альба. Ничего подобного этим отложениям в долине р. Салгир не наблюдается.

По мере продвижения к верховьям р. Тонас описанный «флиш» становится более глинистым. Между селами Головановка и Красноселовка наблюдается несколько выходов нижнемеловых образований этого типа, представленных серыми с табачным оттенком тонкослойными опесчаненными аргиллитами, содержащими довольно редкие прослои маломощных (до 5—10 см) песчаников. К югу от с. Красноселовка, примерно в 13 км от Белогорска, толща ритмичного переслаивания аргиллитов и песчаников сменяется вниз по разрезу толщей похожего чередования известковистых аргиллитов и известняков, относимой к валанжину — готериву. На южной окраине с. Красноселовка отмечен выход этих образований с азимутом падения  $355^\circ$ , угол  $10-20^\circ$ . Далее на протяжении 450—500 м наблюдается практически непрерывный разрез топкоритмического чередования известковистых аргиллитов и известняков. В этой толще (берриас) фиксируется несколько грубых ритмов, до 10—15 м мощностью, каждый из которых начинается пластом обломочного известняка; мощность известняков, начинающих ритмы, увеличивается и достигает 1—2 м в основании нижнемелового разреза. Известняки обломочные, преимущественно конгломератовидные и состоят из окатанных галек и гравия различных известняков, сцементированных тонкозернистой карбонатной массой, которая преобладает в общем объеме породы. На фоне преобладающего моноклиналиного залегания толщи с северным падением слоев отмечаются локальная дислоцированность — некоторое увеличение углов и смещение азимутов падения.

Далее вверх по шоссе, ведущему к перевалу Аликот-Богаз, и непосредственно на перевале отмечается несколько выходов гораздо более дислоцированного глинистого известковистого «флиша», содержащего прослои песчаников и напоминающего по составу толщи, которые обнажаются между селами Головановка и Красноселовка, где они относятся к баррему. Следует, однако, заметить, что уверенности в приводимом сопоставлении в настоящее время у нас нет.

Приведенное описание преследует цель дать последовательную картину строения нижнемелового комплекса от черных глин, обнажающихся к югу от Белогорска, до «флишевых» толщ неокома, выходящих в верхнем течении р. Тонас. По нашим оценкам, суммарная мощность нижнемелового разреза достигает здесь 3,5—4 км. Обращает на себя внимание не только непрерывность разреза, но и общая выдержанность падения толщ в северных румбах, вплоть до уровня берриаса, и сравнительно слабая их дислоцированность, при которой углы падения редко превышают  $20^\circ$ . Эта картина нарушается только у перевала Аликот-Богаз (см. рис. 3, в), где азимуты падения «флиша» колеблются в северо-восточных и юго-западных румбах, а углы падения слоев возрастают до  $50-80^\circ$ .

До сих пор мы не касались взаимоотношений нижнемеловых и верхнеюрских отложений в долине р. Тонас. Между тем, как и в случае Салгирской долины, верхняя юра здесь, по нашему мнению, находится в аллохтонном залегании. Самый северный выход верхнеюрских (титонских) массивных известняков наблюдается в восточном борту долины р. Тонас в 4 км к югу от Белогорска, в районе высоты 397 м. Этот выход находится в поле развития нижнемеловых (апт-альбских) отложений, залегающих гипсометрически ниже верхнеюрских. В противоположном — западном борту долины наблюдается та же картина. Примечательно, что азимуты падения известняков титона в правом борту составляют  $50-80^\circ$  при углах падения до  $20^\circ$ , а в левом —  $260-240^\circ$  и  $10-15^\circ$  соответственно.

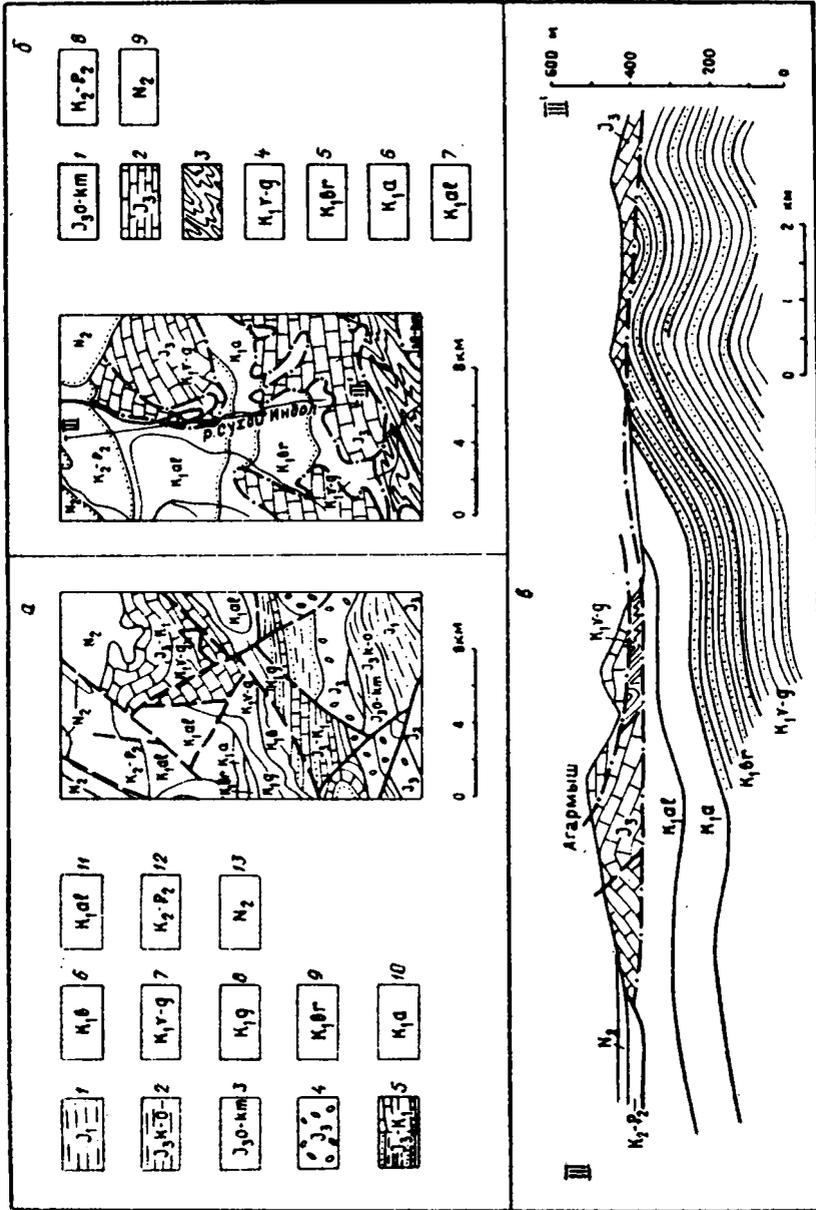
Столь заметные различия в залегании верхнеюрских отложений в противоположных бортах одной долины отражают какие-то внутренние деформации аллохтона, однако их характер без детального картирования аллохтонного комплекса выяснить не удастся. Обращает на себя внимание еще одна деталь — разрез верхней юры к северу от высоты 397 м наращивается толщей ритмического чередования известняков и аргиллитов, датированной верхним титоном — нижним берриасом. Эта толща очень напоминает синхронную ей толщу, описанную на подходе к перевалу Аликот-Богаз, т. е. в 10 км южнее, но у высоты 397 м она залегает в прикровельной части аллохтонного комплекса. В целом, несмотря на относительную жесткость карбонатного массива, аллохтон деформирован заметнее, чем подстилающий его и более пластичный «флиш». Так, в районе горы Чомбай по левому борту р. Тонас массивные известняки титона залегают с азимутом падения 260°, угол 40°, тогда как в правом борту на вершине с отметкой 913 м их азимут падения 20°, а угол падения 60°.

Таким образом, по всему обрамлению долины р. Тонас выдерживается одинаковое соотношение между автохтонным нижним мелом и аллохтонной верхней юрой (иногда титон — берриас): повсеместно внизу обнажаются толщи, уверенно относимые к разным стратиграфическим уровням нижнего мела, в то время как гипсометрически выше залегают карбонатные толщи верхней юры. Такое положение разновозрастных толщ, по нашему мнению, однозначно указывает на то, что верхнеюрский комплекс находится в аллохтонном залегании. Современная речная система, размывающая верхнеюрские, а затем и подстилающие их нижнемеловые отложения, проявляют при этом общую закономерность: чем мощнее современный водоток и чем значительнее эрозия, тем значительнее поле развития нижнемеловых отложений. Это отчетливо видно, в частности, по левому притоку р. Тонас к юго-западу от с. Головановка, пропиливающему карбонатный массив до его основания на расстоянии не менее 6 км, где варианты других взаимоотношений между верхней юрой и нижним мелом в силу отмеченных обстоятельств представляются нам искусственными.

Как и в долине р. Салгир, комплекс верхнеюрских отложений в бассейне р. Тонас является аллохтонным, т. е. надвинут на нижний мел. В рассмотренных пересечениях различаются только автохтонные комплексы, а точнее, лишь глубина их вскрытия современной эрозией, поскольку в отличие от долины р. Салгир, в бассейне р. Тонас нам известны доаптские уровни автохтона. Не исключено также, что разрез аллохтона здесь наращивается толщей чередующихся известняков и аргиллитов титона — берриаса. В целом же долина р. Тонас также представляет собой тектоническое полуокно, в котором вследствие эрозии значительная часть аллохтона размыта и на дневную поверхность выходят автохтонные образования нижнего мела.

**Бассейн р. Сухой Индол.** К востоку от с. Грушевка в правом борту долины р. Сухой Индол обнажается массив Агармыш, который является самым северным из карбонатных массивов верхней юры (рис. 4). Гипсометрически ниже, как и в описанных ранее случаях, залегают глыбы альба, что с учетом изложенного ранее практически не оставляет сомнений относительно того, что этот массив является тектоническим останцом покрова, сложенного верхнеюрскими карбонатами. Здесь, как нигде в других случаях, можно наблюдать внутреннее строение аллохтона, поскольку массив невелик, легко доступен и обнажен по вертикали на протяжении не менее 400 м.

Внутреннее строение массива Агармыш чрезвычайно сложное. Верхняя часть сложена массивными известняками титона, однако на уровне дороги Симферополь — Феодосия в южном подножии массива фиксиру-



ются пачки равномерно-ритмического тонкослоистого (флишoidalного) чередования серых мелкозернистых известковистых песчаников и мышино-серых плотных известковистых аргиллитов, которые в правом притоке р. Сухой Индол, пропиливающим Агармыш в 600 м от шоссе Симферополь — Феодосия, имеют азимут падения 180°, угол падения 45°. По облику они напоминают терригенный «флиш» среднего течения р. Тонас. В непосредственной близости от этого выхода «флиша», в южной стене карьера, среди брекчии, основным компонентом которой являются известняки, отмечаются глыбы терригенного «флиша», сопоставимые по размерам с обломками известняков [11]. Далее на запад-северо-запад примерно на этом же уровне отмечается выход длиной около 80 м и высотой 3—4 м тонкоритмичного чередования известковистых аргиллитов и конгломератовидных известняков, аналогичных описанным у перевала Аликот-Богаз, где эти отложения относятся к низам нижнего мела. Азимут падения пород этой пачки 130°, угол падения 30°. Гипсометрически ниже этой толщи, вплоть до подножия массива в правом борту р. Сухой Индол, залегают массивные известняки титона, подстилаемые в свою очередь альбом.

Отмеченные соотношения указывают в целом на чрезвычайно сложное строение массива Агармыш, который, вероятнее всего, находится в аллохтонном залегании. На примере этого небольшого массива всплывает проблема внутреннего строения аллохтона, который при движении не только испытывал деформации, но, по-видимому, захватывал также и какие-то элементы автохтона, фрагменты которых фиксируются в рассмотренной ситуации. Нельзя исключать и наличие частных надвигов в пределах единого аллохтонного комплекса. В верхнем течении р. Сухой Индол соотношения основных стратиграфических и тектонических единиц принципиально ничем не отличаются, по-видимому, от описанных в бассейне р. Тонас.

---

Рис. 4. Схемы геологического строения бассейна р. Сухой Индол *a* — по [6]. 1 — нижняя юра: флиш, пачки аргиллитов, прослой известняков; 2 — верхний келловей — нижний оксфорд: конгломераты, песчаники, глины, биогермные известняки; 3—5 — средний и верхний оксфорд — нижний киммеридж (3), нижний и средний титон (4), верхний титон — нижний берриас (5): известняки, глины, алевролиты, песчаники, конгломераты; 6 — верхний берриас: конгломераты, песчаники, алевролиты; 7 — валажжин и готерив: известняки, мергели, глины, конгломераты; 8 — верхний готерив: пески, галечники, конгломераты; 9 — баррем: конгломераты, гравелиты, песчаники, глины; 10 — апт: глины с сидеритами, глауконитовые песчаники; 12 — верхний мел — эоцен: известняки, мергели, глины; 13 — средний и верхний плейстоцен: континентальные суглинки, галечники, песчаники. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, *a*, *b*, *в* — авторская трактовка. 1, 2 — аллохтонный комплекс: 1 — оксфорд — киммеридж, массивные известняки, 2 — титон — нижний берриас, массивные известняки, ритмичное чередование известняков и аргиллитов; 3 — параавтохтонный (?) комплекс: таурическая серия, терригенный флиш; 4—8 — автохтонный комплекс: 4 — валажжин — готерив, тонкоритмичное чередование аргиллитов и песчаников, 5 — баррем, ритмичное чередование песчаников и аргиллитов, 6 — апт, глины с прослоями песчаников, 7 — альб, глины известковистые, 8 — верхний мел — эоцен, мергели, известняки; 9 — неоген, континентальные галечники, песчаники, суглинки. Остальные условные обозначения см. на рис. 2, *b*

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт собственных наблюдений и переосмысление результатов предшествующих работ больших коллективов исследователей позволяет нам прийти к ряду выводов.

1. Верхнеюрский карбонатный комплекс Горного Крыма образует тектонический покров, залегающий непосредственно на нижнемеловых отложениях по северной периферии орогена. Исключение составляет участок в междуречье Салгира и Бельбека, где аллохтон подстилается параавтохтоном (?), сложенным осадками таврической серии.

2. Этот тектонический покров, называемый нами покровом Яйлы, испытал значительные — не менее 20 км — перемещения в северном направлении.

3. Поверхность срыва, по которой происходило перемещение аллохтона, субгоризонтальна и в настоящее время в целом несколько наклонена к северу (до  $5^\circ$ ).

4. Движение покрова Яйлы происходило в послелеальбское время, поскольку альбские отложения находятся в автохтоне. Таким образом, последние покровные перемещения произошли в Горном Крыму не раньше чем в австрийскую фазу альпийского тектогенеза. Этим самым роль киммерийского этапа становится менее существенной и не столь очевидной, как это представлялось ранее.

Оставляя в стороне обсуждение проблем, возникающих при такой трактовке строения Горного Крыма, которых мы вкратце коснулись по ходу изложения, считаем необходимым остановиться на следующем.

Во всех описанных случаях породы верхней юры неизменно находятся гипсометрически выше нижнемеловых отложений независимо от того, чем они представлены и чем представлен нижний мел — глинистыми ли осадками апта — альба или тонкоритмичной толщей неокомом. Этот факт настолько очевиден, что не мог не фиксироваться всеми без исключения исследователями Горного Крыма. Здесь мы остановимся на анализе традиционной интерпретации этих взаимоотношений.

В бассейне р. Салгир контакт верхней юры и альба первоначально истолковывался как тектонический [9]. При этом породы альба считались сброшенными относительно верхнеюрских по полукольцевому сбросу, что позже другим авторам показалось неубедительным [10]. Так появилась гипотеза ингрессии: альбские глины заполнили эрозионную форму, образовавшуюся в карбонатном массиве верхней юры. Эта гипотеза требует более внимательного рассмотрения, поскольку и сегодня она имеет сторонников, что нетрудно заметить на рис. 2, а.

Обычно под ингрессией понимается частный случай пространственно локализованной, трудно диагностируемой трансгрессии, при которой морская трансгрессивная толща без видимых следов размыва и несогласия перекрывает подстилающие ее континентальные образования [15]. В бассейне же р. Салгир прежде всего контактируют морские толщи — полифациальный комплекс карбонатных образований, включающий как рифогенные, так и зарифовые фации, и толща известковистых глин. Эти толщи находятся в отчетливом, инструментально фиксируемом несогласном залегании — азимутальном и угловом. Одною этого достаточно, чтобы считать применение термина «ингрессия» к данному случаю некорректным. Дело, однако, не только и не столько в некорректном применении термина, а в сути процесса, привлекаемого для интерпретации отмеченных взаимоотношений. По существу к апту в районе современной долины р. Салгир должна была сформироваться огромная эрозионная форма, заполняемая продолжительное время почти чистыми глинами. В послераннемеловое время эти осадки должны были деформироваться. После значительного перерыва, уже на неотектоническом этапе, древняя эрозионная впадина

должна была повторно разработаться новейшей гидросетью по контурам, идеально совпадающим с доаптским палеорельефом неясного генезиса. Если быть последовательным, принимая эту схему, то ее придется повторить и для бассейна р. Тонас, и для бассейна р. Сухой Индол, поскольку и там наблюдается такая же ситуация в распространении абсолютно чистых глин альба и верхнеюрских известняков. В этих районах палеорельеф также должен быть повторен новейшей гидросетью, что делает ситуацию маловероятной.

Понимание традиционной интерпретации строения долин Тонаса и Сухого Индола еще более усложняется, поскольку одни и те же соотношения между верхней юрой и нижнемеловым «флишем» представляются по-разному. В этом смысле показателен участок левого притока р. Тонас (см. рис. 3, а), где для южного борта контакт между этими комплексами показан как тектонический (правый сбросо-сдвиг), а для северного — как стратиграфический. Отвлеченно говоря, такая двойственность в интерпретации одинаковых взаимоотношений верхней юры и нижнего мела могла бы объясняться раннемеловой ингрессией, сопровождавшейся флишенско-накоплением в узкой промоине среди карбонатного массива, и последующим избирательным тектоническим осложнением южного борта этой палеопромоины. Вариант «ингрессии», рассмотренный нами применительно к долине р. Салгир, для данного случая представляется тем более маловероятным, поскольку этот процесс никак не совместим с флишевым бассейном, даже если флиш нетипичен. К тому же следует принять во внимание, что завершение накопления верхнеюрских толщ приходится на титон, а начало флишенско-накопления — на берриас; так что для образования самой эрозионной палеоформы, в которой мог бы накопиться «флиш» мощностью 3,5–4 км (и даже гораздо меньшей), времени не было. Еще менее понятно в традиционной трактовке строение массива Агармыш, где этот «флиш» и сверху и снизу запечатан массивными известняками титона.

Результаты наших работ безусловно далеки от того, чтобы на их основе представить новую геологическую карту Горного Крыма. Тем не менее при проведении дальнейших исследований необходимо учитывать, что тектонические покровы в Горном Крыму — реальность и мы стоим на пороге нового понимания структуры орогена. Дальнейший прогресс на этом пути видится в решении таких задач, как: 1) выяснение взаимоотношений между аллохтоном и параавтохтоном (?), сложенным осадками таврической серии, а также между таврической серией и нижнемеловым автохтоном; 2) уточнение состава и строения допокровного и послепокровного автохтона; 3) изучение внутренней структуры аллохтона.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арципов И. В., Кравченко С. М., Успенская Е. А., Цейслер В. М. Геологические факты и тектонические гипотезы. О книге Ю. В. Казанцева «Тектоника Крыма» // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 1. С. 156–162.
2. Арципов И. В., Кравченко С. М., Успенская Е. А., Цейслер В. М. О неоднозначности и объективности трактовки геологических наблюдений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 12. С. 78–80.
3. Бызова С. Л. Некоторые вопросы тектоники Горного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. № 6. С. 15–25.
4. Бызова С. Л. Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 41–51.
5. Бызова С. Л., Добрынина В. Я., Короновский Н. В., Ломизе М. Г., Мазарович О. А., Славиц В. И., Чернов В. Г., Щербакова М. Н. О книге Ю. В. Казанцева «Тектоника Крыма» // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. № 3. С. 107–108.
6. Геологическая карта Горного Крыма. М-б 1 : 200 000/Ред. Н. Е. Деренюк, М. В. Ванина, М. Е. Герасимов. Киев, 1984.
7. Геологическая карта СССР. М-б 1 : 1 000 000. Нов. сер. Листы L=36, L=37. Симферополь. Л., 1983.

8. Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000. Нов. сер. Объяснительная записка. Л., 1986. 134 с.
9. Геология СССР. Т. VIII. Крым/Ред. В. В. Менаер, А. С. Монсеев, М. В. Муратов, Д. В. Соколов. М.: Л.: Гостеоиздат, 1947. 732 с.
10. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Геологическое описание/Отв. ред. М. В. Муратов. М.: Недра, 1969. 575 с.
11. Дулуб В. Г., Полузгович Б. М., Самарская Е. В., Самарский А. Д., Смирнов С. Е. Литолого-палеонтологическая характеристика титонских – берриаских образований Восточно-Крымского синклизория // Тектоника и стратиграфия. 1985. Вып. 26. С. 48–53.
12. Казанцев Ю. В. Аллохтонные структуры Горного Крыма и перспективы нефтегазоносности Крымского полуострова. Уфа: Ин-т геологии БашФАН СССР, 1979. 48 с.
13. Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
14. Казанцев Ю. В., Бехер Н. И. Фонтановская (Надвиговая) структура в Крыму // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1448–1451.
15. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 373 с.
16. Тектоника Украины/Под ред. С. С. Круглова, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988. 254 с.

Украинский научно-исследовательский  
геологоразведочный институт, Львов, 290601

Поступила в редакцию  
10.X.1989

УДК 551.24(234.85)

© 1991 г.

САВЕЛЬЕВ А. А., САВЕЛЬЕВА Г. Н.

**ОФИОЛИТЫ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА: ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ**

Предмезозойская складчато-чешуйчатая структура массива и прилегающего обрамления содержит три суперпакета тектонических пластин, сменяющих один другого в направлении западной окраины герцинид Урала. Западный из них – Сакмарский сложен офиолитами Кемпирсайского массива. Помимо всех членов офиолитовой ассоциации со среднеордовикскими подушечными лавами выделена формация трещинных пироксенит-габбровых интрузий, связанных с раннепалеозойскими деформациями новообразованной коры океанического типа.

Устанавливаемые латеральные и вертикальные смещения арсалов извержений ультрабазит-базитовых магм разных формаций офиолитов относительно вмещающих ультрабазитовых мантийных тектонитов массива, а также синкинематический метаморфизм габброидов (доамфиболитового уровня) характеризуют тектоническое расслоение океанической литосферы на различных ее глубинах и показывают вместе с тем, что в ходе этого расслоения направление движений литосферных массопотоков менялось: от субмеридионального с субгоризонтальным перемещением к югу (в современных координатах) на начальных этапах до субгоризонтального гравитационного оползания к юго-западу на заключительных этапах герцинических движений.

Savelyev A. A., Savelyeva G. N. The Kempersay massif ophiolites: main characteristics of the structure and substance evolution. *Geotectonics*. 1991. № 6. The pre-Mesozoic folded-imbricate structure of the massif and of adjacent surroundings contain three superpackets of tectonic sheets replacing one another as we approach the western margin of the Uralian hercynides. The westernmost superpacket – Sakmarian – is composed of the Kempersay massif ophiolites. In addition to all members of the ophiolite assemblage comprising middle Ordovician pillow lavas, a formation with fractured pyroxenite – gabbro intrusions was identified, it being connected with early Paleozoic deformations of the newly – formed crust of the oceanic type.

The identified lateral and vertical displacements of areal eruptions of ultramafic – mafic magmas belonging to various ophiolitic formations in reference to the enclosing ultramafic mantle tectonites of the massif as well as synkinematic metamorphism of gabbroids (pre-amphibolite level) characterize tectonic layering of the oceanic lithosphere at its various depths; besides they show that the direction of the lithosphere mass flow movement changed from the submeridional accompanied by subhorizontal southward displacement (in recent coordinates) at the initial stages to the subhorizontal gravitational landsliding south-westwards at the final stages of Hercynian movements.

Геологические исследования Кемпирсайского массива (Южный Урал) имеют главным образом металлогеническую направленность и связаны с решением многих прикладных и теоретических вопросов размещения хромитов [9, 13, 15, 19, 22, 23]. Стратиграфическая и формационная характеристика обрамляющих толщ анализировалась в работах [1, 4, 7, 8, 10, 11, 20 и др.], включение массива в офиолитовую ассоциацию и определение ее состава – в работах [2, 3, 12, 17, 24].

Материалы наших петроструктурных исследований и картирования докембрийской структуры массива позволяют реконструировать эволюцию участка мафической литосферы. Первые результаты этих работ изложены в настоящей статье, где основное внимание уделено соотношениям главных структурно-формационных комплексов, слагающих различные пакеты тектонических пластин, и общим вещественным характеристикам первичных и метаморфизованных формаций офиолитов.

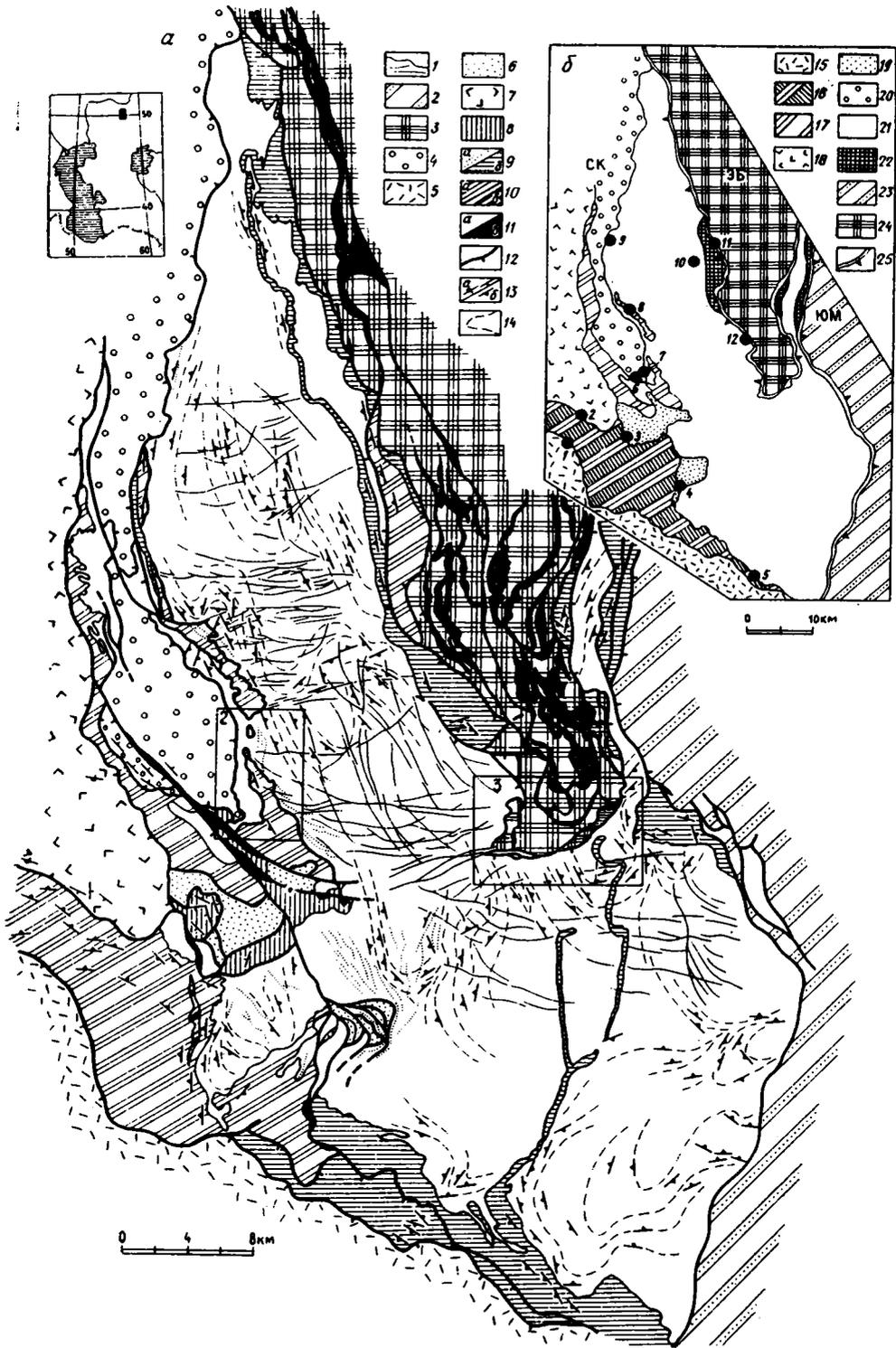
## ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ

Сложная докембрийская, тектонически расслоенная структура массива и прилегающего обрамления отражена на геологической карте (рис. 1): уплощенные угловатые и/или линзовидные пластины, их отщепы и блоки хаотично перемешаны между собой и прослоены серпентинитовыми blastomylonитами. Все они ясно обособлены в три тектонических суперпакета пластин — Южно-Мугоджарский, Эбетинский и Сакмарский, сложенных различными, но приблизительно разновозрастными структурно-формационными стратифицированными комплексами, которые сменяют один другого с востока на запад (см. рис. 1, б). Общее простирание поверхностей совмещения пластин ориентировано конформно краю Восточно-Европейской платформы, но их наклон западнее и восточнее массива меняется. Сакмарский суперпакет перекрывает Эбетинский на западном крыле и по южной периклинали Эбетинской антиформы; более высокое структурное положение занимает Южно-Мугоджарский суперпакет.

Южно-Мугоджарский суперпакет имеет, как правило, восточный наклон граничных поверхностей пластин. Он отделен от других, расположенных западнее суперпакетов зоной левых сдвигов-надвигов или сдвиго-сбросов шириной до нескольких километров. В пределах зоны отдельные

Рис. 1. Геологическая (а) и тектоническая (б) схемы Кемпирсайского массива. Составлены с использованием материалов В. Ф. Коробкова и др., 1990 г.

1 — дайки диабазов и габбро-диабазов тыгашинской формации ( $D_{1-2}$ ); 2 — базальты недифференцированной серии (S-D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>), флишюиды и олистостромы (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>); 3 — вулканисты базальт-андезит-риодацитовых длинных и укороченных дифференцированных серий, углеродисто-силицитовая и граувакковая формации (V?, Pz<sub>1-2</sub>); 4 — вулканисты базальт-андезит-риодацитовых длинных и укороченных серий, граувакковая, фтанитовая и карбонатная формации (Pz<sub>1-2</sub>); 5 — подушечные лавы, гиалолиты и пирокластическая базальтовой недифференцированной и базальт-андезит-риодацитовых длинных и укороченных серий, прослоенных пачками пород фтанитовой и кремнисто-глинистой формаций (Pz<sub>1-2</sub>); 6–11 — офиолитовая ассоциация: 6 — фтаниты и углеродистые сланцы (O<sub>2</sub>?), 7 — подушечные лавы толентовых базальтов с линзами фтанитов (O<sub>2</sub>), 8 — шандашинская формация параллельных диабазовых даек, роговообманковых габбро, габбро-диабазов, 9 — кызылканская пироксенит-габбровая формация, жилы пироксенитов и пироксен-амфиболового габбро, часто с флогопитом (а), субинтрузии и дайки верлит (дунит)-пироксенит-габбрового состава (б), 10 — кокпектинская формация оливиновых габбро, оливиновые габбро с прослоями анортозитов, редко габбро (а), дуниты, плагиоклазовые дуниты, троктолиты (б), 11 — гарцбургитовая формация, серпентинизированные гарцбургиты с подчиненным количеством лерцолитов, дуниты (а), серпентинитовые blastomylonиты по гарцбургитам, дунитам и зоны серпентинитового меланжа (б); 12 — разрывные нарушения (штрихи по падению), 13 — ориентировка слоистости осадочно-вулканогенных толщ нормальная и перевернутая (а), полосчатости гарцбургитов и габбро (б); 14 — простирания ориентировок полосчатости и уплощенности минералов в ультрабазитах. Тонкими рамками показаны контуры рис. 2 и 3. 15–22 — структурно-формационные комплексы: 15–20 — сакмарского (СК) суперпакета пластин с пакетами Тассай (15), Кокпектинским (16), Шиликтинским (17), Желентау (18), Шандашинским (19), Кызылжольским (20), Кемпирсайским (21) и Куагачским (22), 23 — Южно-Мугоджарского (ЮМ), 24 — Эбетинского (ЭБ) суперпакетов; 25 — тектонические швы, разделяющие суперпакеты. Залитые кружки с цифровыми обозначениями — положение и номера колонок, представленных на рис. 4



пластины либо соприкасаются между собой, либо прослоены серпентинитовыми blastsмилонитами. По данным В. Ф. Коробкова (1990 г.), а также публикаций [3, 7, 11, 12 и др.], стратиграфический разрез здесь начинается с диабазовых вулканитов недифференцированной серии силурийско(?)—среднедевонского возраста, перекрытых толщами позднедевонско-раннекаменноугольных олистостром, флишевых граувакк и позднекаменноугольных флишOIDов.

*Эбетинский суперпакет* пластин слагает в обрамлении массива структурно наиболее глубокую часть разреза — ядро Эбетинского выступа Урала-таусского поднятия. В северной и центральной частях выступа размеры пластин или блоков наибольшие, а их границы — крутонаклонные (суб-вертикальные). В южной периклинальной части, непосредственно прилегающей к Кемпирсайскому массиву, в пакете резко преобладают пластины с протяженностью и шириной в десятки—сотни метров и мощностью десятки—первые метры. Пластины прослоены, как правило, серпентинитовыми blastsмилонитами или серпентинитовым полимиктовым меланжем и образуют макромеланж (см. рис. 1, а). Пластины этого суперпакета и ультрабазиты массива, входящие в вышележащий Сакмарский суперпакет, пронизаны («сшиты») дайками диабазов и габбро-диабазов, что говорит о формировании макромеланжа во внутрикоровой области в виде кармана нагнетания. По данным В. Ф. Коробкова (1990 г.), структурно самая нижняя, метаморфизованная в зеленосланцевой фации часть разреза обнажена на траверсе северной части массива и представлена метавулканитами — лавами и пирокластикой позднедокембрийских (?) дифференцированных длинных и укороченных базальт-андезит-риодацитовых серий, перекрытыми пластинами ордовикских граувакк, риодацитовых вулканитов, недифференцированных базальтов, углеродистых силицитов, силурийско-девонских фтанитов и глинисто-углеродисто-кремнистых сланцев. В целом структурно-формационный комплекс Эбетинского суперпакета характеризует активную перикокеаническую область с формациями островных вулканических поясов, междуговых центров спрединга и междуговых или задуговых бассейнов.

*Сакмарский суперпакет* сложен в значительной мере породами офиолитовой ассоциации и включает последовательно сменяющиеся с востока на запад и структурно снизу вверх пакеты: Куагачский, Кемпирсайский, Шиликтинский, Шандашинский, Кызылжольский, Желентау, Кокпектинский и Тассай (см. рис. 1, б; рис. 2).

Кемпирсайский массив слагает нижнюю группу пластин в Сакмарском суперпакете и большей частью своей подошвы налегает на пластины Эбетинского суперпакета (рис. 3). Юго-восточная, наиболее мощная часть массива, ее северное продолжение — Мамытский массив и нарастающий его к северу рой серпентинитовых линз и жилообразных инъекций — частично перекрыты по крутым надвигам пластинами Южно-Мугоджарского суперпакета.

Куагачский пакет пластин находится под Кемпирсайским, но не всеместно (см. рис. 1). Пластины пакета сложены главным образом (гранат)-плагиоклаз-рогообманковыми габбро-амфиболитами, включающими тектонические пластины и линзы blastsмилонитизированных оливиновых габбро, троктолитов, анортозитов, пироксенитов и гранатовых или сапфириновых габбро-амфиболитов по ним. Граничные поверхности пакета с подстилающими и перекрывающими толщами наклонены сравнительно полого (10–50°) в восточном крыле — на запад, под Кемпирсайский массив.

Шиликтинский пакет обособлен в середине западной части последнего (см. рис. 1, б) и сложен расслоенными габброидами — оливиновыми габбро с линзами дунитов, троктолитов и анортозитов, неравномерно метамор-

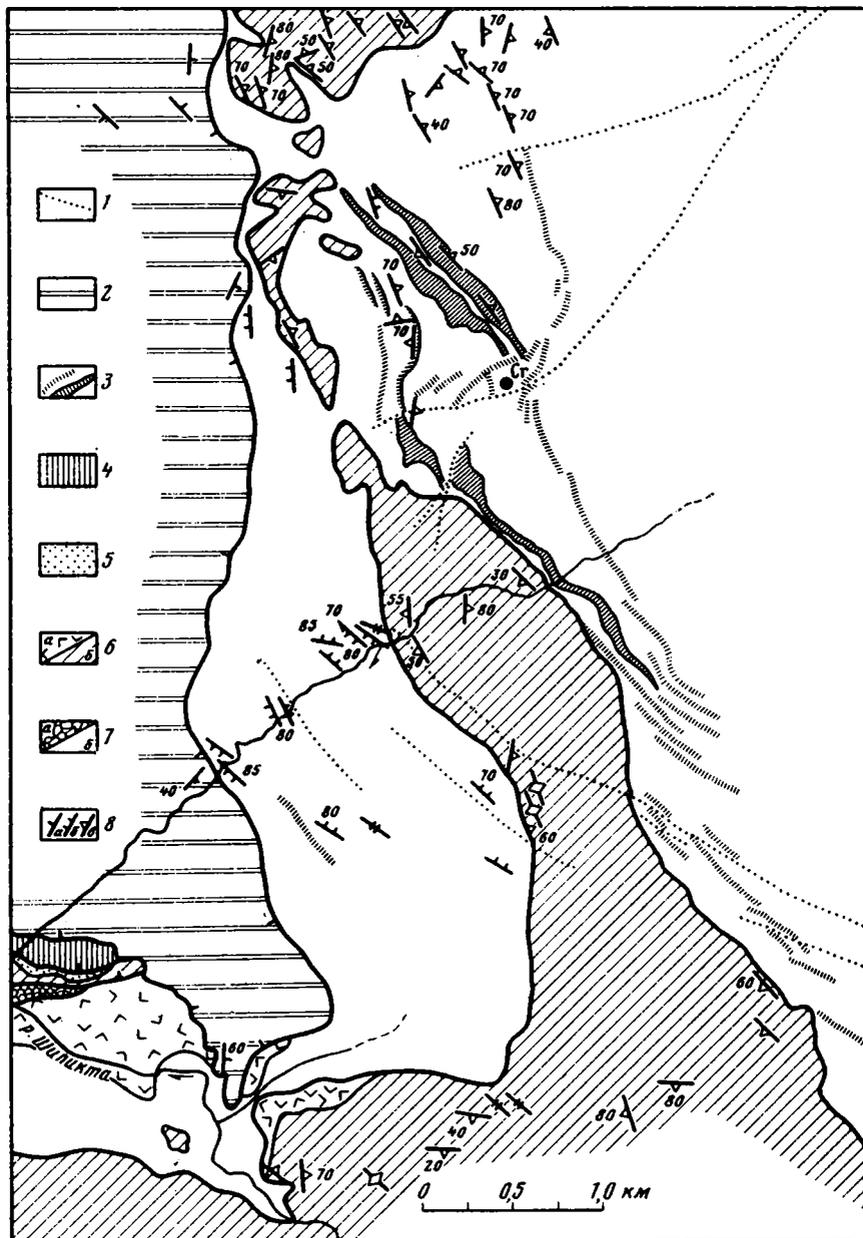
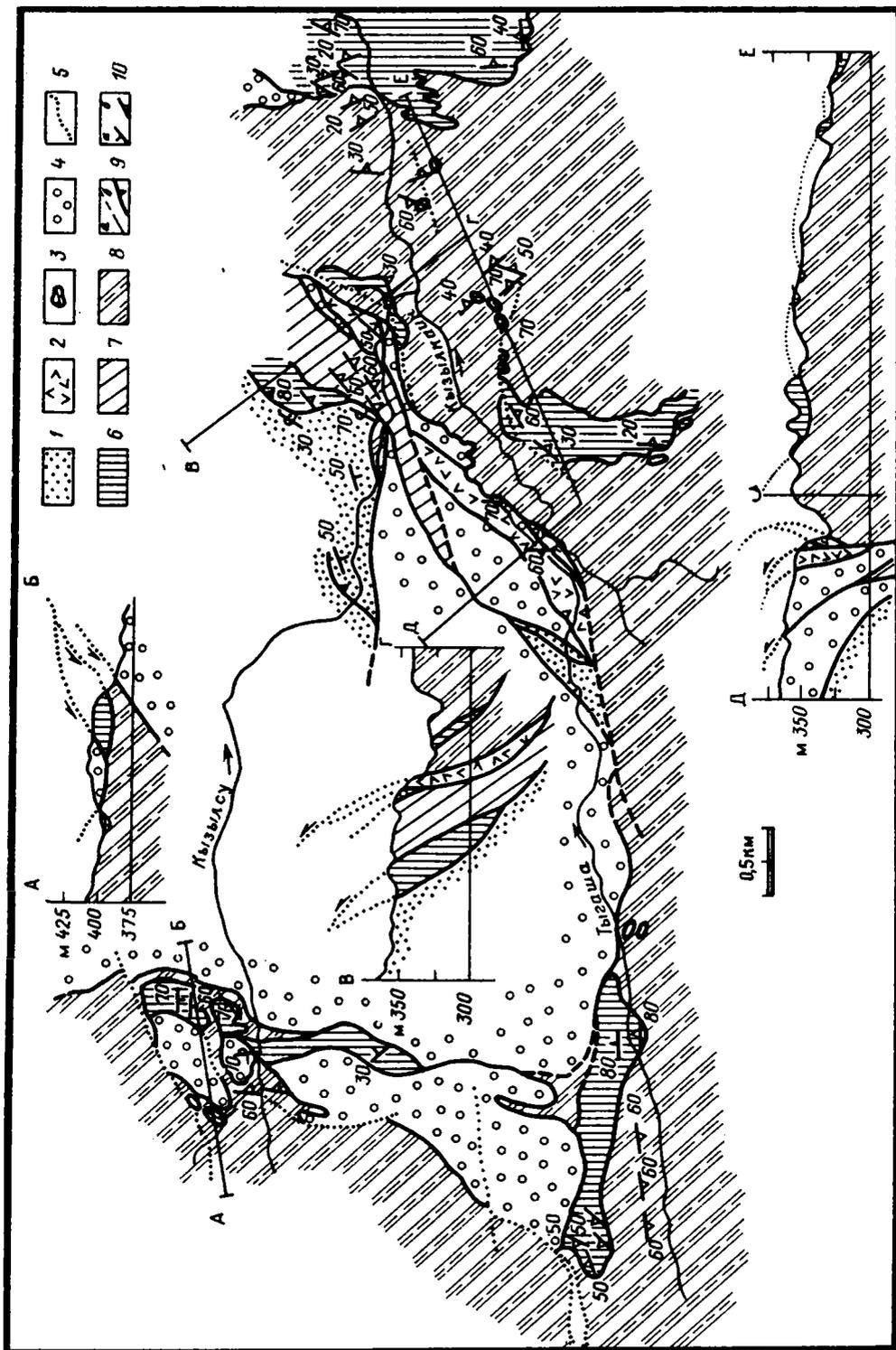


Рис. 2. Геологическая схема западного контакта Кемпирсайского массива  
 1 – дайки диабазов, габбро-диабазов тыгашинской формации; 2 – ордовикско-девонские вулканогенно-осадочные толщи Кызылжольского пакета тектонических пластин; 3 – силлы, дайки и жилы верлитов, пироксенитов, габбро, плагиоклаз-роговообманковых габбро-амфиболитов и их флогопитсодержащих разновидностей, кызылкаинская формация; 4 – диабазы параллельных даек, шандашинская формация; 5 – фтаниты; 6 – изотропные такситовые роговообманковые габбро шандашинской формации (а), расслоенные оливиновые габбро с линзами троктолитов, анортозитов, кокпектинской формации (б); 7 – гарцбургиты с линзами и жилами дунитов: а – брекчированные и рассланцованные, б – массивные; 8 – ориентировка слоистости осадков и вулканитов (а), сланцеватости серпентинитов (б), полосчатости гарцбургитов и габброидов (в)



физованными в зеленосланцевой фации. От подстилающего Кемпирсайского пакета они отделены субгоризонтальной или слабо наклонной к западу (до  $10-15^\circ$ ) зоной апогаббровых зеленосланцевых blastsомилонитов.

Шандашинский пакет вскрывается в среднем течении р. Шандаша и восточнее пос. Никельтау. На р. Шандаша он включает верхнюю пластину, сложенную фтанитами и углеродистыми сланцами ( $O_2?$ ), среднюю — подушечные толенты ( $O_2?$ ) и нижнюю — параллельные диабазовые дайки и анизотропное такситовое амфиболовое габбро. Восточнее пос. Никельтау пластины сложены углеродистыми и безуглеродистыми филлотовидными сланцами, фтанитами и подушечными базальтами. Граничные поверхности между пластинами и всего пакета полого (до  $10^\circ$ ) наклонены на юго-запад; мощность пластин — первые десятки метров.

Кызылжольский пакет перекрывает частично Кемпирсайский и частично Шиликтинский пакеты. Кызылжольские пластины сложены ордовикско-девонскими вулканогенно-осадочными толщами граувакковой, кремнисто-сланцевой, карбонатной мелководной и вулканогенными (дифференцированными длинными и укороченными серий) формациями, которые во многих местах прослоены серпентинитами. Последние вместе с толщами пластин прорваны субинтрузиями и субвулканами риодацитов. Западная и восточная границы пакета очерчены на многих участках малоамплитудными сбросами, круто падающими на восток, однако в южной части пакета по лощинам вскрывается его подошва, полого (до  $10^\circ$ ) наклоненная на восток. Внутри пакета пластины наклонены на восток под углами  $40-60^\circ$ .

Пакет Желентау представлен группой пластин, которые сложены толщей подушечных базальтов недифференцированной серии с пропластками фтанитов, содержащих среднеордовикскую органику [7, 12]. На востоке этот пакет структурно перекрывает пластины Шандашинского и Шиликтинского пакетов, а на западе — габброиды Кокпектинского пакета. Предполагаемая мощность пакета Желентау составляет десятки — первые сотни метров.

Кокпектинский пакет северным флангом перекрывает Шандашинский, а юго-восточным — Кемпирсайский пакеты по поверхности, полого ( $10^\circ$ ) наклоненной к юго-западу. В районе г. Никельтау его основание слагают гарцургиты; в остальной вскрытой части пластины сложены кокпектинским комплексом расслоенных оливиновых габбро, анортозитов, троктолитов и дунитов, аналогичных тем, что слагают Шиликтинский пакет. Во вскрытой части мощность Кокпектинского пакета не превышает, по-видимому,  $100-150$  м.

Пакет Тассай структурно перекрывает Кампирсайский, Шандашинский и Кокпектинский по неровной поверхности, слабонаклоненной к юго-западу (до  $10^\circ$ ), и содержит пластины среднеордовикских подушечных базальтов недифференцированной серии, многоярусные потоки которых деформированы в линейные складки, опрокинутые к юго-западу, а также пластины силурийско-девонских вулканитов дифференцированных длинных и укороченных серий, углеродисто-силицистые сланцы.

Рис. 3. Геологическая схема восточного контакта Кемпирсайского массива

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, риодацитовые вулканиты ( $O_1$ ); 2 — подушечные базальты, гялокластика ( $O_1$ ); 3 — офикальциты неясного возраста; 4 — фтаниты, глинисто- и углеродисто-кремнистые сланцы ( $S-D_2$ ); 5 — дайки диабазов и габбро-диабазов тыгашинской формации; 6 — дифференцированные субинтрузии и дайки кызылкаинской формации: верлиты, пироксениты, габбро и (флогопит)-плагноклазроговообманковые габбро-амфиболиты по ним; 7 — расслоенные оливиновые габбро, троктолиты, дуниты и габбро-амфиболиты кокпектинской формации; 8 — гарцбургиты, дуниты серпентинизированные; 9 — границы стратиграфические и интрузивные (а) и тектонические (б); 10 — ориентировка слоистости осадков (а), полосчатости габброидов и ультрабазитов (б)

Геометрия Кемпирсайского массива определена гравиметрическими исследованиями [14, 21] как грибообразная; мощная «ножка» в его юго-восточной части вытянута к северо-северо-западу на 12–14 км, имеет ширину 3–5 км и вертикальную протяженность 12–16 км с наклоном на юго-юго-запад ( $70^\circ$ ) и юго-юго-восточным погружением. Северо-западнее «ножки» вертикальная мощность массива сокращается ступенью на подше до 2–4 км в центральной части и до 250–800 м по периферии. Южная половина массива, расположенная над Эбетинской антиформой, имеет в разрезе вид асимметричной «шляпки», выпуклой кверху, сильно оттянутой и немного наклоненной к западу. Северная (Батамшинская) часть массива представлена моноклиналильным телом в структуре западного крыла Эбетинской антиформы, полого наклоненным к западу; северо-восточная (Мамытская) ветвь массива залегает моноклиналильным линзовидным телом в восточном крыле антиформы. Граница между южной и северной частями проходит примерно по линии рек Шиликта — Кызылкаини. Развивая модель А. А. Непомнящих [14] и некоторые другие, В. И. Сегалович на более детальных гравиметрических данных показал [21], что наблюдаемое над массивом поле силы тяжести близко соответствует структуре пакета пластин, наклоненных к западу и опущенных одна относительно другой в том же направлении; наиболее плотными (малосерпентинизированными) являются ядра ультрабазитовых пластин, а наименее плотными (сильносерпентинизированными) — их периферии.

#### СООТНОШЕНИЯ ГЛАВНЫХ ОФИОЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Наиболее полно офиолитовые формации изучены в Кемпирсайском, Шиликтинском, Кокпектинском и Шандашинском пакетах тектонических пластин (см. рис. 1; рис. 4). В обобщенном виде их разрез включает формации: 1) ультрабазитовых мантийных тектонитов — гарцбургиты, лерцолиты, энстатитовые дуниты и дуниты; 2) кокпектинскую — расслоенные оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазовые дуниты, дуниты и габбро; 3) кызылкаинскую — пироксениты-габбро с большим количеством рогово-обманковых габбро и амфиболитизированных пироксенитов с флогопитом; 4) шандашинскую — параллельные дайки диабазов, габбро-диабазов, изотропные такситовые габбро и подушечные базальты с линзами радиоларитов среднего ордовика [7, 11, 12]. Кызылкаинская формация включена в состав офиолитов предположительно на том основании, что ее тела пересекают породы формаций (1) и (2), но нигде не пересекают формацию (4). Их секут только отдельные дайки и/или их рой тыгашинской формации диабазовых порфиритов и порфириновых габбро-диабазов ранне-среднедевонского возраста (по В. Ф. Коробкову и др., 1990 г.).

**Формация ультрабазитовых мантийных тектонитов.** В Кемпирсайском пакете пластин основной объем разреза глубинных пород слагают ультрабазитовые мантийные тектониты. Их состав и структурно-текстурные особенности существенно меняются в массиве от места к месту. Обособляются в первую очередь верхняя и нижняя часть их разреза, граница между которыми (нерезкая и затушеванная расчлененностью массива) проводится нами вдоль Мамытской ветви массива на юго-юго-запад к верховьям рек Тыгаша и Тассай. Разрез нарацивается с юго-востока на северо-запад.

В нижней части разреза, на юго-востоке массива, гарцбургиты чередуются с лерцолитами и энстатитовыми дунитами. Дуниты здесь составляют до 40–50% объема разреза, насыщая его телами с мощностью от первых метров до десятков и сотен метров. Эти тела размещаются либо субгласно с полосчатостью перидотитов, либо круто секут ее. На поверхности и в скважинах до глубины 1,5 км вскрыты преимущественно

полосчатые гарцбургиты с четкой линейностью — агрегатной или растаскивания, в которой энстатит растянут по оси «с» вдоль удлинения цепочек хромшияниелада.

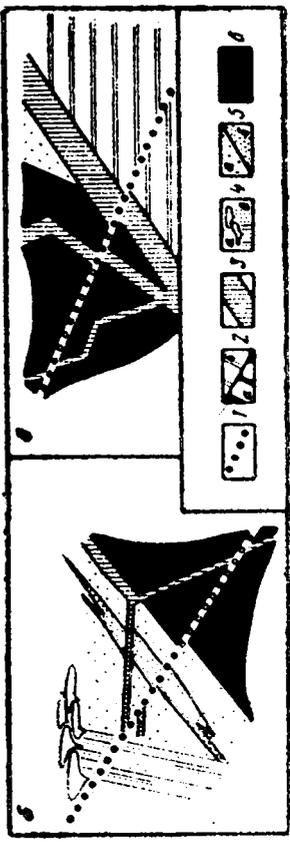
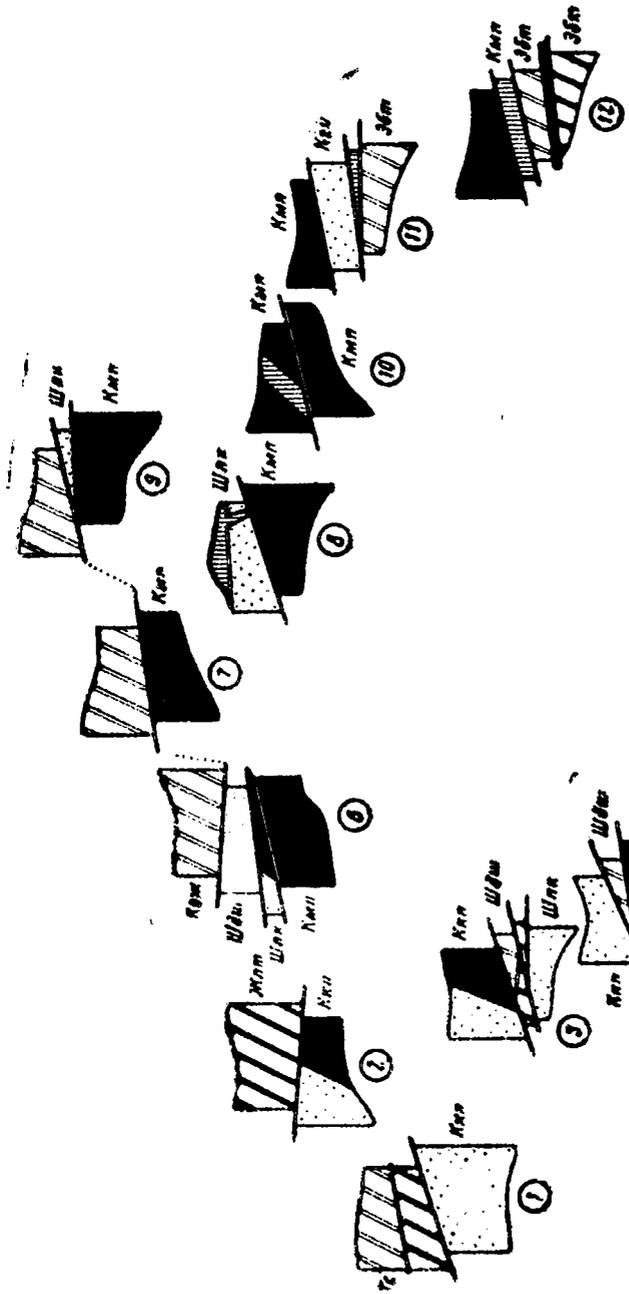
Линейно-плоскостные элементы текстуры перидотитов очерчивают в юго-восточной части массива две каплевидные структуры: на крайнем юго-востоке Акжарскую, севернее Сарсайскую. Акжарская имеет юго-юго-западную ориентировку субгоризонтального шарнира и ширину около 10 км. Как видно из рис. 1, Акжарская структура имеет форму выпуклого каплевидного свода, у которого крутая лобовая часть обращена выпуклостью к юго-западу. Поверхность свода осложнена открытыми симметричными складками течения с субгоризонтальными шарнирами северо-западного простирания, поперечного к удлинению каплевидного свода, с амплитудой в первые сотни метров, а также мелкими (2—3 м) флексурами и складками течения. Сарсайская структура протягивается на 8—10 км в субширотном направлении, на 14—16 км в субмеридиональном и имеет в сохранившейся части вид каплевидной мульды, обращенной лобовой частью к юго-западу. Сохранившаяся часть этой структуры представляет, по-видимому, нижнюю полусферу каплевидного тела.

Система обеих структур представляет участок слаботурбулизированной конвективной струи и вязкопластичного высокотемпературного течения ультрабазитовых мантийных тектонитов, направленного (в современных координатах) с севера на юг, конформно краю Восточно-Европейской платформы.

Верхняя часть разреза охватывает значительные по площади, но мало-мощные относительно низов разреза центральную и запад-северо-западную часть Кемпирсайского массива, а также Мамытский массив. Разрез нарастает с востока на запад. Верхнее структурное положение занимают гарцбургиты юго-западной части массива в районе с. Степное, где они входят в состав Кокпектинского пакета пластин и непосредственно граничат с расслоенными габброидами. Гарцбургиты Мамытского массива слагают крупную тектоническую пластину отторженец деформированных ультрабазитов, сохранившуюся на восточном крыле Эбетинской антиформы после того, как значительная часть ультрабазитов Кемпирсайского пакета была эродирована над ее сводом.

Коровые деформации в условиях амфиболитовой фации метаморфизма значительно усложнили и, возможно, изменили структуру ультрабазитов, сформированные мантийными высокотемпературными вязкими течениями. Так, переориентировка структур проиозила, по-видимому, в маломощных ультрабазитовых пластинах вблизи их контактов с метаморфизованными габброидами и вулканогенно-осадочными толщами. Например, на Мамытском массиве юго-восточные падения полосчатости гарцбургитов конформны залеганию подошвы пластины, «сваренной» с вмещающими породами в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В восточном контакте северной части Кемпирсайского массива полосчатость гарцбургитов наклонена к западу, также согласно с залеганием подошвы этой пластины. На удалении от контактов в северной и центральной частях массива полосчатость очерчивает флексуры и каплевидные структуры течения (3—4 км в поперечном сечении), лобовые части которых обращены к югу, а хвостовые — к северу. Линейность имеет преимущественно субмеридиональную ориентировку и наклоны от субгоризонтальных до 60—70° к северу.

Нижняя часть разреза гарцбургитовой формации характеризуется дробным чередованием пачек пород с различными содержаниями оливина, энстатита и диопсида. Преобладают гарцбургиты, широко распространены энстатитовые дуниты (5—10% энстатита), дуниты; в скважинах и на поверхности нередко встречаются 5—10-метровые пачки и липзы перолитов (20% энстатита и 5—7% диопсида). Вблизи восточной границы



массива встречены хромшпинель-плагноклазовые лерцолиты. Наибольшая контрастность состава чередующихся пачек пород наблюдается около рудоносных дунитов (данные Г. П. Чикунова, Т. Н. Чикуновой и др.). Дуниты образуют согласные и субсогласные с полосчатостью гарцбургитов уплощенные линзы и прослой мощностью от 0,5 до 10 м, тела неправильной формы с извилистыми границами и размерами до сотен квадратных метров, которые секут полосчатость гарцбургитов, а также отдельные жилы (0,1–2,5 м) или штокверки жил. Крупные тела дунитов или их скопления тяготеют к осевым частям складок течения гарцбургитов.

Особенность петроструктуры гарцбургитов этой части разреза выражена в рекристаллизации их ранних грубозернистых, иногда порфирированных структур, что очень четко проявлено на многих участках [18]. Состав первичных минералов гарцбургитов-лерцолитов характеризуется переменным содержанием оксида алюминия в энстатитах (от 1,6 до 4,5%) при довольно низком (0,2–0,6%) содержании оксида хрома и более низком, чем в энстатитах, содержании этих оксидов в диопсидах.

Сравнительно пониженные содержания хрома и алюминия в диопсидах составляют ясно выраженную особенность пород Кемпирсайского массива, что предположительно связывается нами с процессами обособления хромитовых руд. Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и лерцолитов этой части разреза имеют варьирующую глинозелистость вплоть до весьма высокой ( $Al/Al+Cr=0,84$ ); хромистость ( $x=100 \times Cr_2O_3 / Cr_2O_3 + Al_2O_3$ ) меняется от 16,4 до 26,5, а железистость ( $f=100Fe/Fe+Mg$ ) – от 16,7 до 25,3.

В верхней части разреза, от пос. Никельтау на запад и севернее пос. Батамшинский до западной границы массива, преобладают средне- и крупнозернистые гарцбургиты, в которых линейность часто выражена неотчетливо. Вблизи западного контакта, в нижнем течении ручья Шиликта-II и к югу от него, а также восточнее пос. Никельтау у Щербаковского карьера развиты грубополосчатые гарцбургиты со слабо вытянутыми агрегатами крупных (5–8 м) таблиц энстатита с включениями округлых зерен хромшпинелида или дендритовидными обрастаниями зерен энстатита хромшпинелидом. Энстатиты и диопсиды этих гарцбургитов наиболее высокохромистые: до 0,95%  $Cr_2O_3$ , при 2,65%  $Al_2O_3$ , в энстатитах и до 0,87%  $Cr_2O_3$ , при 1,12%  $Al_2O_3$ , в диопсидах. Акцессорный хромшпинелид здесь имеет более высокие хромистость и железистость ( $x=54-57$  и  $f=34-45$ ) и степень окисленности железа по сравнению с гарцбургитами юго-восточной части массива.

В целом от структурно нижней части разреза к верхней, т. е. в направлении к границе с расслоенными габброидами, в гарцбургитах заметно возрастают хромистость и железистость акцессорного хромшпинелида. Содержание  $Cr_2O_3$  и  $Al_2O_3$  в пироксенах сохраняется по всему разрезу перидотитов более высоким в энстатитах, чем в диопсидах [18]. В юго-восточной, рудоносной части массива вариации содержания этих оксидов достигают в пироксенах наибольших значений, но общий уровень их концентраций

Рис. 4. Структурные соотношения (а) пакетов тектонических пластин в точках, показанных на рис. 1, б; схемы последовательности формирования магматических формаций на западном (б) и восточном (в) контактах Кемпирсайского массива.

Структурно-формационные комплексы и формации: 1 – тыгашинская даек диабазов и габбро-диабазов; 2 – вулканогенно-осадочные междугловых центров спрединга (а), островодужных вулканических поясов, междугловых или задуговых морских бассейнов (б); 3 – кызылкаинская пироксенит-габбровая; 4 – подушечных лав с линзами среднеордовикских фтанитов (а), шандашинская параллельных даек и изотропного габбро (б); 5 – кокпектинская расслоенных оливиновых габбро (а), анортозитов, троктолитов, дунитов (б); 6 – ультрабазитовых мантийных тектонитов. Пакеты тектонических пластин: Тс – Тассай, Жлт – Желентау, Кжз – Кызылжольский, Ккп – Кокпектинский, Шдш – Шандашинский, Шлк – Шиликтинский, Кмл – Кемпирсайский, Кгч – Куагачский; Эбт – Эбетинский суперпакет

там в целом ниже, чем в гарцбургитах верхней (западной) части массива.

**Кокпектинская формация** расслоенных габброидов представлена разрезами сравнительно слабо расслоенных габброидов, в которых местами наблюдается груборитмичное (доли метра — десятки метров) чередование оливинового и диосидового габбро, троктолитов и дунитов. Такие разрезы встречены в разных структурных положениях. В Кокпектинском пакете пластин они без структурных нарушений, нормально надстраивают разрез гарцбургитов; в Шиликтинском пакете слагают маломощные (от 5 м до десятка метров) тектонические пластины, залегающие местами на гарцбургитах, местами на дайках шандашинской формации; в Куагачском пакете — в виде отдельных пластин или пластин, включенных в толщи габброидов кызылкаинской формации.

В Кокпектинском пакете, в долине р. Кокпекты и по ее притокам, вскрыты сравнительно полные разрезы слабоизмененных пород формации, петрографические и петрохимические характеристики которых приведены в работах [2, 5, 24]. Поверхность границы гарцбургит — габброиды в этом районе наклонена к западу. Полосчатость габбро-троктолитов ориентирована конформно контакту с гарцбургитами, в которых своя полосчатость наклонена также к западу, но круче контакта.

В подошве разреза габброидов, в зоне мощностью 0,5—1 км, сравнительно мощные и довольно однородные пачки полосчатых оливиновых габбро прослоены линзовидными или лещишковидными телами дунитов, верлитов и троктолитов протяженностью до 6 и мощностью до 0,2 км. Переход между дунитами и габбро в подошве ритма резкий, но в подошве дунитов часто присутствуют в небольших количествах мелкий интерстициальный плагиоклаз и, реже, клинопироксен. В кровле дунитовых прослоев, в зоне перехода к троктолитам, развиты оvoidные структуры с округлыми агрегатами зерен оливина либо пойкилитовые порфиroidные и грубозернистые структуры верлитов или плагиоклазовых верлитов. Последние часто имеют пойкилоофитовые или офитовые структуры с включениями призматического плагиоклаза в крупных зернах оливина. Дунитовые тела местами содержат линзовидные или амебовидные шпирь мелко- и среднезернистых, струйчато-полосчатых и нодулярных хромитов.

В средней и верхней частях разреза габброиды кокпектинской формации имеют довольно однородный петрографический состав среднезернистого мезократового габбро (часто с оливином) с полосчатыми текстурами. На ряде участков первичная магматическая полосчатость расслоенных габбро деформирована в малоамплитудные открытые складки с пологими крыльями и субгоризонтальными шарнирами, ориентированными в северо-западном направлении.

В Шиликтинском пакете кокпектинские габброиды слагают, как уже было отмечено, маломощные пластины. Восточнее Кызылжольского пакета пластин они залегают субгоризонтально и часто их фрагменты бронируют вершины возвышенностей, сложенных гарцбургитами. Габброиды этого пакета во многих местах сильно рассланцованы, особенно вблизи контакта с ультрабазитами, где располагаются тонкополосчатые, участками фибролитовые и очковые апогаббровые плагиоклаз-актинолитовые сланцы. В сравнительно массивных блоках габброидов с гнейсовидной blastомилонитовой структурой сохраняются реликты серпентинизированного оливина с зональной короной, внутри ортопироксеновой, снаружи амфибол-шпинеливой (герцинитовой). Участками в рекристаллизованных габброидах симплектитовые амфиболовые короны перестроены в гранобластовый агрегат зеленой шпинели и призматического амфибола. Цоизит-актинолит-хлоритовое замещение первичных минералов габбро развито слабо и проявлено чаще в безоливиновых габброидах.

В Куагачском пакете на широте поселков Жусалы — Кемпирсай, в верховых ручьев Кызылсу и Мамыт и вдоль юго-юго-восточного замыкания Эбетинской антиформы, пластины габброидов залегают в подошве гарцбургитового массива, разделяя Сакмарский и Эбетинский суперпакеты (см. рис. 3). Габброиды здесь претерпели наибольший метаморфизм (до амфиболитовой фации) и деформации; устанавливается 2—3 и более поколений деформаций. Ранние деформации выражены широким развитием синметаморфического будинирования и каплевидных структур с характерными для последних плавно очерченными лобовыми частями и вытянутыми заостренными хвостовыми окончаниями, вытянутыми в юго-юго-западном направлении. Ядра «капель» сложены массивными, иногда грубополосчатыми гнейсовидными средне- и крупнозернистыми габбро-амфиболитами с реликтами оливинового или клинопироксенового габбро. Массивные ядра капель разделены тонкополосчатыми мелкозернистыми габбро-амфиболитовыми бластомилонитами, часто с гранатом. Полосчатость наклонена под ультрабазиты, а агрегатная линейность полого (10—30°) погружается к юго-востоку. В общем случае здесь магматический парагенезис плагиоклаз+оливин+клинопироксен замещается синдеформационным метаморфическим — роговая обманка+плагиоклаз+гранат. Местами сохраняются зональные корониты амфибол+шпинель вокруг оливина на границе с плагиоклазом; здесь же местами присутствуют и сапфиринсодержащие породы [6].

Сравнительное изучение химического состава кокпектинских габброидов из разрезов Кокпектинского и Куагачского пакетов показало их принципиальное сходство [6, 16]. Наши аналитические данные для габброидов кокпектинской формации из Кокпектинского, Шиликтинского и Куагачского пакетов воспроизводят этот вывод, показывая их принадлежность к единой группе пород с четким толеитовым трендом дифференциации, низкими содержаниями щелочей, титана и фосфора.

От низов разреза формации, где преобладают высокомагнезиальные оливиновые габбро и троктолиты с железистым и высокохромитистым хромшпинелидом, к его верхам незначительно нарастает железистость пород (0,25—0,75) и содержание  $TiO_2$  (от 0,1 до 0,35%); в том же направлении снижается основность плагиоклаза и растет содержание оксида натрия. Обратная корреляция железистости пироксенов и кальциевости плагиоклазов в кокпектинских габброидах показана в [2, 24] и определена как следствие котектического хода кристаллизации базитовой магмы. Отсутствие в пограничных зонах между гарцбургитами и габбро переходных верлит-клинопироксенитовых зон отражает, по-видимому, аллохтонную природу габброидных магм.

**Шандашинская формация диабазов, габбро-диабазов, изотропных габбро и базальтов.** Породы этой формации слагают целиком пакет пластин Желентау, значительную часть пластин Шандашинского пакета и присутствуют в пластинах Кокпектинского и Шиликтинского пакетов (см. рис. 1, 6 и 4).

В Кокпектинском пакете, у с. Троицкого, габброиды рассекаются единичными разобщенными жилами диабазов мощностью 0,05—2,5 м; в направлении полей толеитовых лав акайской свиты (пакет Желентау) их количество увеличивается и они сгущаются в рои параллельных даек с северо-северо-западными простираниями крутопадающих контактов и с четкими закалочными зонами.

В Шандашинском пакете преобладают пластины мощностью до 200 м, сложенные габбро-диабазами и анизотропным такситовым габбро, которые тектонически прослоены пластинами фтанитов, подушечных лав и перекрыты с запада габброидами Кокпектинского пакета. В видимом разрезе на северном фланге Шандашинского пакета преобладают изотропные

массивные разнозернистые и пегматоидные, часто такситовые роговообманковые габбро и габбро-диабазы, сменяющиеся к югу, в направлении р. Шандаша, пластинами диабазовых даек, подушечных лав и фтанитов. Дайки там имеют северо-северо-восточные простирания, крутые восточные падения границ, которые с запада на восток сменяются юго-западными падениями с углами от 60—70 до 20°. Для ранних поколений даек характерны односторонние зоны закалок, большинство из которых обращено на восток; для поздних поколений характерны симметричные двусторонние контакты, меньшие мощности жил и в основном тонкозернистые структуры. Участками разрезы даек густо насыщены скринами изотропного диопсидового и амфиболового габбро. К ранним поколениям даек тяготеют редкие жилы кварцевых порфиров и плагиогранитов.

Диабазы даек ранних поколений испытали ясно выраженный динамометаморфизм зеленосланцевой фации (ниже биотитовой зоны): четкие долеритовые, диабазовые, иногда порфировидные структуры, образованные клинопироксеном, плагиоклазом и титаномагнетитом, замещаются полосчатыми агрегатами актинолита, альбита, хлорита и соссюрита. Структуры течения зеленосланцевых blastsмилонитов имеют юго-западную вергентность.

В Шиликтинском пакете, особенно на его южном фланге, породы параллельных даек сильно деформированы и метаморфизованы на том же уровне зеленосланцевой фации. Структуры течения blastsмилонитов также имеют юго-западную вергентность.

Базальтовые подушечные лавы, структурно наращивающие разрез диабазовых даек, слагают пакет Желентау, который перекрывает габбро и диабазы Кокнектинского и Шиликтинского пакетов. В основании толщи подушечных лав встречаются 2—3-метровые силлопоточки афировых диабазов. На восточном фланге пакета однообразные афировые диабазы с редкими дайками слабопорфировых пироксен-плагиоклазовых диабазов составляют значительную часть разреза и сменяются вверх подушечными лавами с прослоями среднеордовикских радиоларитов акайской свиты [7 и др.].

В целом по содержанию петрогенных оксидов и спектру редких земель эти породы очень близки к примитивным толеитовым базальтам центров спрединга. Железистость диабазов параллельных даек и лав ( $\text{FeO}/\text{MgO}$ ) варьирует от 0,5 до 2,0, содержание  $\text{TiO}_2$  — от 0,52 до 2,10% (в основном 1,6%), сумма целочной не превышает 4% (натрий резко преобладает над калием) при содержании  $\text{SiO}_2$  46,0—49,5%.

Кызылканская пироксенит-габбровая формация включает варьирующую по составу от места к месту ассоциацию дунитов, пироксенитов, диопсидовых габбро и, реже, габбро-поритов, роговообманковых габбро и габбро-амфиболитов, а также флогонитовых пироксенитов и габбро, которые слагают маломощные жилы и дайки и/или их рои, а также отдельные крупные «лестничные» дайки и силлы. Тела этих пород пересекают мантийные тектониты и кокнектинских расслоенные габброиды, а их наиболее крупные массивы тяготеют к границе тех и других. Соотношение их с породами шандашинской формации остается неясным, а дайки диабазов тыгашинской формации пересекают и смещают границы пород кызылканской формации.

Наиболее крупные массивы этих пород приурочены как к кровле Кемирсайского массива на юго-западной и восточной его периферии, так и к подошве по восточной периферии, а также пронизывают весь ультрабазальный массив, соединяя тела габброидов, залегающие в его кровле и подошве. Для последних характерны преимущественно пологонаклонные залегания границ; внутри гарцбургитов залегание тел меняется от субвертикального до субгоризонтального, причем многие тела имеют ясно

выраженную ступенчатую форму. В относительном расположении мелких тел внутри массива ясно выражен и преобладает рисунок левого эшелона, причем как у разобщенных тел, так и у сообщающихся даек в структурах «конского хвоста».

Большинство жил сложено либо пироксенитами, либо габбро, переходящими в амфиболитизированное габбро или в мономинеральные амфиболиты. В крупных дайках и силлах к северу от горы Кызылкаин, у пос. Кемпирсай, на р. Актюбе и у пос. Никельтау на их отдельных участках видна расслоенность в виде последовательной смены от дунитов к плагиоклазовым дунитам и далее к оливиновым затем плагиоклазовым пироксенитам, габбро и лейкогаббро. Наибольшая видимая мощность расслоенных тел не превышает 30–40 м, мощность же отдельных слоев меняется от 0,5 до 10 м. Наименее устойчивы по простиранию и мощности пропластки ультраосновных пород. Границы расслоенности и метаморфическая полосчатость пород в дайках, силлах и других телах деформированы в складки синкристаллизационного течения с ранними поколениями субгоризонтальных и поздними поколениями субвертикальных, слабонаклоненных к юго-западу шарниров. Изменения зернистости пород формации в эндоконтактах и экзоконтактовые изменения пород обрамления не наблюдаются, однако в ряде случаев обрамляющие ультрабазиты содержат паргасит и флогопит.

В пироксенитах диопсиды, как правило, резко преобладают над ортопироксенами и содержат 0,12–0,32%  $TiO_2$  и 0,25–0,48%  $Cr_2O_3$ , при низком — менее 1% содержании  $Al_2O_3$ . Флогопит присутствует местами в количествах от единичных зерен до 10–20%; рудный минерал либо отсутствует, либо образует сидеронитовую структуру, цементируя пироксены. Количество амфибола в одном теле меняется от 0 до 50–60%, а его состав — от паргасита до роговых обманок; поздние генерации представлены актинолитом. В габброидах диопсид имеет более высокую железистость, чем в пироксенитах ( $f=23$  против  $f=5,7-6,3$ ), титанистость низкая (0,05–0,16%) и практически нет оксида хрома. Плагиоклаз (An 88–90) образует изометричные таблички, соразмерные с диопсидом (0,5–1 мм). Амфибол — глиноземистая роговая обманка — развивается в каймах вокруг клинопироксена и вытесняет его местами полностью. Резкие вариации количества амфибола устанавливаются и в пределах одного штUFFа или в едином теле на расстоянии 1–2 м. Количество апатита и сфена, которые постоянно присутствуют в породе, резко варьирует, достигая 10%. Флогопит распространен очень неравномерно и появляется участками на всех структурных уровнях разреза, но чаще всего и в больших количествах он встречается в телах вблизи подошвы Шиликтинского пакета пластин.

В Куагачском пакете пластин породы кызылкаинской формации метаморфизованы в наибольшей мере и изофациально с габброидами кокпектинской формации. Западнее Мамытского массива, в его подошве, широко развит парагенезис гранат+роговая обманка+рутил; восточнее, структурно в кровле этого массива, среди аналогичной минеральной ассоциации размещаются скиалиты пород гранат-клинопироксен-плагиоклазового состава с роговой обманкой и рутилом. В подошве массива метаморфическая полосчатость очерчивает открытые и пологие складки течения с субгоризонтальными шарнирами, полого наклоненными к юго-востоку; агрегативная минеральная линейность здесь также наклонена в том же направлении под углом 5–10°.

Гранатовые габбро-амфиболиты по породам кызылкаинской формации присутствуют часто и в дайках среди ультрабазитов Кемпирсайского массива, расположенных на южном простирании Эбетинской антиформы — ее погруженном продолжении, где они встречены среди диопсид-амфиболовых габбро на глубинах до 1100 м. Во всех случаях эти породы обладают типичными метаморфическими структурами и текстурами, вплоть до гнейсо-

видных blastsмилолитов по габбро и мигматитоподобных амфиболитов. Изофаціальность амфиболитового метаморфизма габброидов кокпектинской и кызылкаинской формаций, слагающих Куагачский пакет пластин, позволяет считать, что они подверглись изменению одновременно после внедрения и, по-видимому, в ходе структурного перекрытия Кемпирсайским пакетом пластин Эбетинской антиформы. Вергентность строения течения габбро-амфиболитовых blastsмилолитов в ее западном крыле ориентирована на юго-запад, в восточном — на юго-восток, что при субгоризонтальной залегании шарниров ранних поколений складок течения приводит к представлению о возможности частичного обтекания растущего Эбетинского свода синкинематическими метаморфитами амфиболитовой фации.

Породам кызылкаинской формации присущи широкие вариации железистости (0,3–2,5) и, пропорционально, содержания  $TiO_2$  (0,15–2,45% с преобладанием 1,10–1,75%). Щелочей в них содержится в среднем от 1,3–2,0 до 4%; при этом доля калия в них сравнительно выше, чем в габброидах кокпектинской формации. Эти вариации состава в целом отражают толентовый тренд дифференциации поздних продуктов фракционной кристаллизации микробазальтовых магм. Широкое развитие в породах формации поздней и постмагматических роговых обманок отражает высокую насыщенность магм водой и другими подвижными компонентами (присутствие апатита, флогопита), а резкие вариации минерального состава и присутствие мелкозернистых порфировых структур — кристаллизацию на малых (приповерхностных) глубинах в условиях нестабильной тектонической обстановки.

**Диабазовые порфириды и порфировые габбро-диабазы даек тыгашинской формации.** Эти дайки рассекают границы пород всех перечисленных формаций и нижнепалеозойские породы обрамления с четкими закалочными зонами в эндоконтактах. Наибольшее количество даек присутствует в ультрабазитах Кемпирсайского массива. Время внедрения диабазов В. Н. Кориневский [11] относит к среднему девону, а В. Ф. Коробков с соавторами (1990 г.) — к раннему — среднему девону. Наиболее обильно они насыщают гарцбургиты Кемпирсайского пакета (см. рис. 1, а), но встречаются в Шиликтинском, Кызылжольском и Куагачском пакетах, а также среди пород Эбетинского суперпакета. Отчетливо выражены два направления ориентировки даек — субширотное и субмеридиональное, переходящее в северо-северо-западное и параллельное контуру периклинали Эбетинской антиформы. Большинство даек, часто ветвящихся, достигает в длину десятка километров, а мощность их меняется от 0,5 до 30–40 м. Хорошо сохранились офитовые и долеритовые структуры пород; их метаморфизм не поднимается выше пренит-пумпеллиновой субфации. По химическому составу породы формации отвечают андезитобазальтам. В сравнении с базальтоидами шандашинской формации они имеют повышенные содержания  $SiO_2$  (52,4–55,7%) и щелочей (2,93–3,87% с преобладанием натрия над калием), количество  $TiO_2$  составляет 1,26–2,9% и коррелирует с содержанием оксидов железа. Сходство составов и типа дифференциации пород этой формации и нижне- и среднедевонских диабазов Южно-Мугоджарской зоны спрединга [10] позволяет предполагать тесную взаимосвязь их появления в структуре обоих сопредельных регионов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В структуре и составе Кемпирсайского массива отражена длительная и сложная история развития сегмента литосферы мафического типа, представленного разновозрастными базит-ультрабазитовыми и базитовыми формациями.

А. Досреднеордовикская история развития мантийных реститов отражена в структурах внутрилитосферного высокотемпературного вязкопластического течения гарцбургитов и лердолитов.

Б. Обстановка раннепалеозойского спрединга коры океанического типа отражена образованием офиолитовой ассоциации - мантийных гарцбургитовых тектонитов, расслоенных оливиновых габбро-троктолитов, изотропных габбро, параллельных даек и лодушечных лав, прослоенных среднеордовикскими фтанитами. Раннепалеозойская ( $O_2$ ) эпоха деформаций коры, последовавшая за этапом спрединга, выражена внедрением роев трещинных интрузий кызылкаинской пироксенит-габбровой формации. Деформация коры океанического типа вдоль западной периферии среднепалеозойского Южно-Мугоджарского центра спрединга [10], развивавшегося восточнее относительно раннепалеозойского центра, выражена внедрением в раннем - среднем девоне дайковых роев тыгашинской формации, секущих раннепалеозойские офиолиты.

В. Анализ пространственного размещения плутоических формаций позволяет реконструировать траекторию латерального и вертикального смещения во времени очагов ультрабазит-базитового и базитового магматизма относительно вскрытого массива ультрабазитовых мантийных тектонитов. 1. Кокнектинские расслоенные габброиды кристаллизовались в сравнительно глубоких камерах и в режиме деформаций, который обеспечивал, с одной стороны, раскрытие камерных пространств, а с другой - спокойное расслоение кристаллизующихся масс расплава (наиболее крупные - на западной периферии гарцбургитового массива). 2. Кристаллизация шандашинских изотропных габбро и диабазов параллельных даек происходила вблизи поверхности осадконакопления в тектонических условиях, обеспечивших подновлявшееся раскрытие дайковых трещин, извержение магм и слабый динамометаморфизм ранних поколений даек диабазов; вместе с тем динамометаморфизм в изотропных габбро, из которых извержены параллельные дайки, отсутствует. 3. Тела кызылкаинской пироксенит-габбровой формации размещались на глубинах, промежуточных между положениями кокнектинских и шандашинских габброидов. Их внедрение сопровождалось: а) раскрытием в системе левого сдвига эшелонированных, часто субгоризонтальных или ступенчатых камер, заполнявшихся обильно флюидизированными габброидами; б) син- и посткристаллизационными вязкими деформациями, регрессивным метаморфизмом остывавших габбро и пироксенитов. 4. Тыгашинские ранне- и среднедевонские дайки мелкозернистых диабазов пронизывают и «сшивают» пакеты тектонических пластин, совмещенных и спаянных до этого внедрения на разных уровнях разреза тектонически расслоенной литосферы.

Глубина кристаллизации базальтоидных расплавов различных формаций заметно уменьшалась со временем - в массиве гарцбургитов формировались все менее глубокие камеры смеявшихся поколений ультрабазит-базитовых магм. Области становления рассмотренных поколений смещены одна относительно другой по латерали и разделены деформационными событиями, которые характеризуют дифференцированные движения разных частей расслаблявшейся литосферы относительно консервативной верхнемантийной области генерации базитовых магм.

Г. Ранние признаки субгоризонтального расслоения мафической литосферы проявились в эпоху среднеордовикского спрединга отдельными силами или роями даек диабазов, синхронных излияниям подушечных базальтовых лав. Последующее, наиболее значительное по масштабам расслоение мафической литосферы отразилось в формировании суперпакетов тектонических пластин и пространственном совмещении разобщенных ранне- и среднепалеозойских структурно-формационных комплексов. С этой эпохой расслоения литосферы тесно связаны процессы синкинематическо-

го неизобарического метаморфизма амфиболитовой фации, в первую очередь по границам отдельных пластин или их пакетов,— образование паргасит-оливиновых (+хромшпинелид) пород по гарцбургитам и (гранатовых) габбро-амфиболитов по габброидам раннепалеозойских формаций [25] в зоне совмещения Сакмарского и Эбетинского суперпакетов, вблизи корневой зоны Кемпирсайских офиолитов. С удалением от этой зоны, вдоль западного и южного обрамления офиолитов, в зонах совмещения тектонических пакетов развиты синкинематические метаморфиты низкой амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма с образованием по по ультрабазитам и габброидам шпинель (плеонаст)-паргаситовых, цонзит-(плагиоклаз)-роговообманковых и хлорит-актинолитовых ассоциаций. Вне зон синкинематического метаморфизма эту эпоху представляют крупные тела серпентинитового макромеланжа, пронизанного вместе с разделенными им пластинами (или пакетами пластин) тыгашинскими дайками диабазов.

Направление движений массопотока при формировании синкинематических метаморфитов было субмеридиональным (в современных координатах) с субгоризонтальными перемещениями значительных масс литосферы к югу. Последующие движения были ориентированы в большей мере на юго-запад: пологие юго-западные склоны минеральной линейности фиксируются почти повсеместно в зеленосланцевых и диафторированных амфиболитовых метаморфитах, а также у тектонических борозд меланжей.

Завершающие стадии образования тектонически расчлененной домеловой структуры региона связаны с повторным, уже гравитационным расчленением коровых масс в позднедевонско-раннекаменноугольную эпоху. При этом формировались новые поколения меланжей и милонитов, текстурные элементы которых имеют юго-западную vergentность.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдуллин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. С.* Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон. Представление о генезисе гипербазитовых массивов // Тр. Ин-та геол. наук им. К. И. Сатпаева. Алма-Ата, 1975. Т. 35. С. 39–74.
2. *Балайкин П. А., Кривенко А. П., Конников Э. Г., Леснов Ф. П., Лепетуха В. В., Литвинова Т. И.* Геологическое положение Кокпектинского верлит-троктолит-анортрозит-габбрового массива Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала // Формационный анализ магматитов. Информационные материалы. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 95–96.
3. *Беспалов В. Ф.* Офиолиты Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 1–9.
4. *Водорезов Г. И., Розман Х. С.* О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала // Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 1. С. 16–27.
5. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.
6. *Ефимов А. А., Царицын Е. П.* Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайской гипербазитовой массива // Тр. Свердловск. горн. ин-та. 1975. № 116. С. 25–35.
7. *Иванов К. С.* О возрасте офиолитов кемпирсайско-хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.
8. *Иванов К. С., Пучков В. Н., Бабенко В. А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–679.
9. *Кологиллов Л. И., Казанцев М. М., Рацбаум Е. И.* Геолого-петрографические особенности и оруденение гипербазитовых и гипербазит-габбровых массивов Орь-Илецкого междуречья (Казахский Урал) // Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф. Свердловск: УрО АН СССР, 1981. С. 66–68.
10. *Кориневский В. Г.* Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1988. 47 с.

11. Кориневский В. Г. Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала // Доордовикская история Урала. Вып. 2. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980. С. 53–59.
12. Коробков В. Ф., Новиков И. И., Федоров В. И. Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 56.
13. Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 205 с.
14. Непомнящих А. А. О форме и размерах Кемпирсайского ультраосновного массива // Докл. АН СССР, 1950. Т. 73. № 6. С. 1275–1277.
15. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрымина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
16. Панеях Н. А., Соболев С. Ф., Петров Г. Л., Меламедов С. И. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 25–37.
17. Руженцев С. А. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 186 с.
18. Савельева Г. Н., Карпова Г. В., Степанов С. С. Минеральные парагенезисы гарцбургитов юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 34–41.
19. Самсонов Г. П., Бачин А. П. Геолого-структурная позиция и хромитоносность Кемпирсайского ультрабазитового массива // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 75–89.
20. Самыгин С. Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
21. Сегалович В. И. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала // Докл. АН СССР, 1973. Т. 213. № 1. С. 669–672.
22. Смирнова Т. А. Геохимии ультрабазитов и типоморфизм хромшпинелидов Кемпирсайского плутона: Автореф. канд. дис. М., 1973. 31 с.
23. Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948. Вып. 97. Сер. рудн. м-ний. № 12. 127 с.
24. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Пушкарев Е. В., Чашузина В. А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 77 с.
25. Lawrence E. R., Wasserburg G. J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm–Nd and Rb–Sr systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. № 4. P. 389–404.

Геологический институт АН СССР,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
27.XII.1990

УДК 551.24(571 : 511)

© 1991 г.

**УФЛЯНД А. К.**, НАТАПОВ Л. М., ЛОПАТИН В. М.,  
ЧЕРНОВ Д. В.

### О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТАЙМЫРА

Строение Таймыра рассматривается с позиции тектоники литосферных плит. Рифей-палеозойские отложения Северного и палеозойские Южного Таймыра принадлежали пассивным окраинам Арктиды и Сибири, которые перемещались из приэкваториальных широт в высокие широты северного полушария. В конце позднего рифея находящиеся где-то между ними микроконтинентальные блоки (Шренковский, Фаддеевский, Колосовский) столкнулись с рифейской островной дугой, образовав Шренк-Ленинградский аккреционный микроконтинент. В результате сформировались позднерифейские граниты, зоны меланжа и надвигов, разделяющие блоки микроконтинента, на поверхность были выведены толеитовые океанические вулканы и гипербазиты. В конце позднего палеозоя микроконтинент соединился с составляющей Арктиды — Карским континентальным блоком, что обусловило появление позднепалеозойских — раннетриасовых коллизионных гранитов Северного Таймыра, метаморфизма и надвигов в Карском блоке и микроконтиненте. В раннем мелу произошло столкновение Карского блока и причленившегося к нему микроконтинента с Сибирью, что явилось причиной возникновения складчато-надвиговой структуры Южного Таймыра.

**Uflyand A. K.**, Natapov L. M., Lopatin V. M., Chernov D. V. On tectonic nature of Taimyr. *Geotectonics*. 1991. № 6. The Taimyr structure is considered in the paper on the basis of lithosphere plate tectonics. The Riphean — Paleozoic deposits of northern Taimyr and the Paleozoic deposits of southern Taimyr were referred to the passive margins of the Arctida and Siberia which moved from the equatorial latitudes to the higher latitudes of the Northern Hemisphere. At the end of the late Riphean the microcontinent blocks (Shrenkovsky, Faddeevsky, Kolosovsky) lying somewhere in between, collided with the Riphean island arc bringing about the formation of the Shrenk — Leningrad accretionary microcontinent. That resulted in generating late Riphean granites, a zone of melange and overthrusts, separating the microcontinent blocks, and outcrops of tholeiite oceanic volcanics and ultramafics. At the end of the late Paleozoic the microcontinent was united with the constituent of the Arctida — the Karsk continental block that accounted for the appearance of late Paleozoic — early Triassic collisional granites in Taimyr, and of metamorphism and overthrusts in the Karsk block and in the microcontinent. The collision of the Karsk block and the adjacent microcontinent with Siberia occurred in the early Cretaceous giving rise to the appearance of an overthrust fold structure in South Taimyr.

Формирование взглядов на геологическое развитие Таймыра связано с именем Н. Н. Урванцева [18], который опубликовал первую схему тектоники Таймыра и высказал мысль об определяющей роли надвигов в структуре региона. После Н. Н. Урванцева по мере накопления фактического материала появлялись и развивались новые представления о тектонике Таймыра. Наиболее заметными явились обобщения [3, 6, 7, 11, 13, 15, 17, 19 и др.]. Большой вклад в изучение Таймыра внесли многолетние работы В. В. Беззубцева и др., завершившиеся составлением геологической карты Таймыра масштаба 1 : 500 000 [1].

Перечисленные работы отражают широкий диапазон представлений о тектонической природе Таймыра от признания его складчатым обрамлением Сибирской платформы с выделением нескольких геосинклинальных комплексов до отнесения его к тектонически активизированной части Сибирской платформы. Между этими крайними представлениями существует «частокол» мнений об этапах геосинклинального развития и (или) активизации платформы, времени и характере метаморфизма и магматизма и т. д. На сегодня нет ни одной схемы тектоники Таймыра, которая могла бы удовлетворять большинство его исследователей. Эта тупиковая ситуация, на наш взгляд, связана со стремлениями объяснить строение региона с позиции геосинклинальной концепции. Предлагаемая работа, базирующаяся на результатах четырехлетних полевых исследований и обобщений данных предшественников, — попытка рассмотреть строение и развитие Таймыра с позиции тектоники литосферных плит.

В структуре Таймыра четко обособляются три части (рис. 1, 2), которые различаются строением разрезов слагающих их толщ и историей развития. Северная часть, принадлежащая Карскому палеоконтиненту, сложена рифей-нижнеордовикскими отложениями, прорванными многочисленными гранитоидными интрузиями позднепалеозойско-раннетриасового возраста. Центральная часть — Шренк-Ленинградский аккреционный блок, в сложении которого участвуют рифейские вулканические, вулканогенно-осадочные, осадочные и интрузивные образования, дорифейские кристаллические породы, частично перекрытые венд-среднепалеозойским осадочным чехлом. Южная часть относится к Сибирскому палеоконтиненту и состоит из средне-позднепалеозойских осадочных и триасовых осадочно-вулканогенных толщ. Общим для всей территории Таймыра являются небольшие штокообразные и трещинные тела мелового возраста очень пестрого состава.

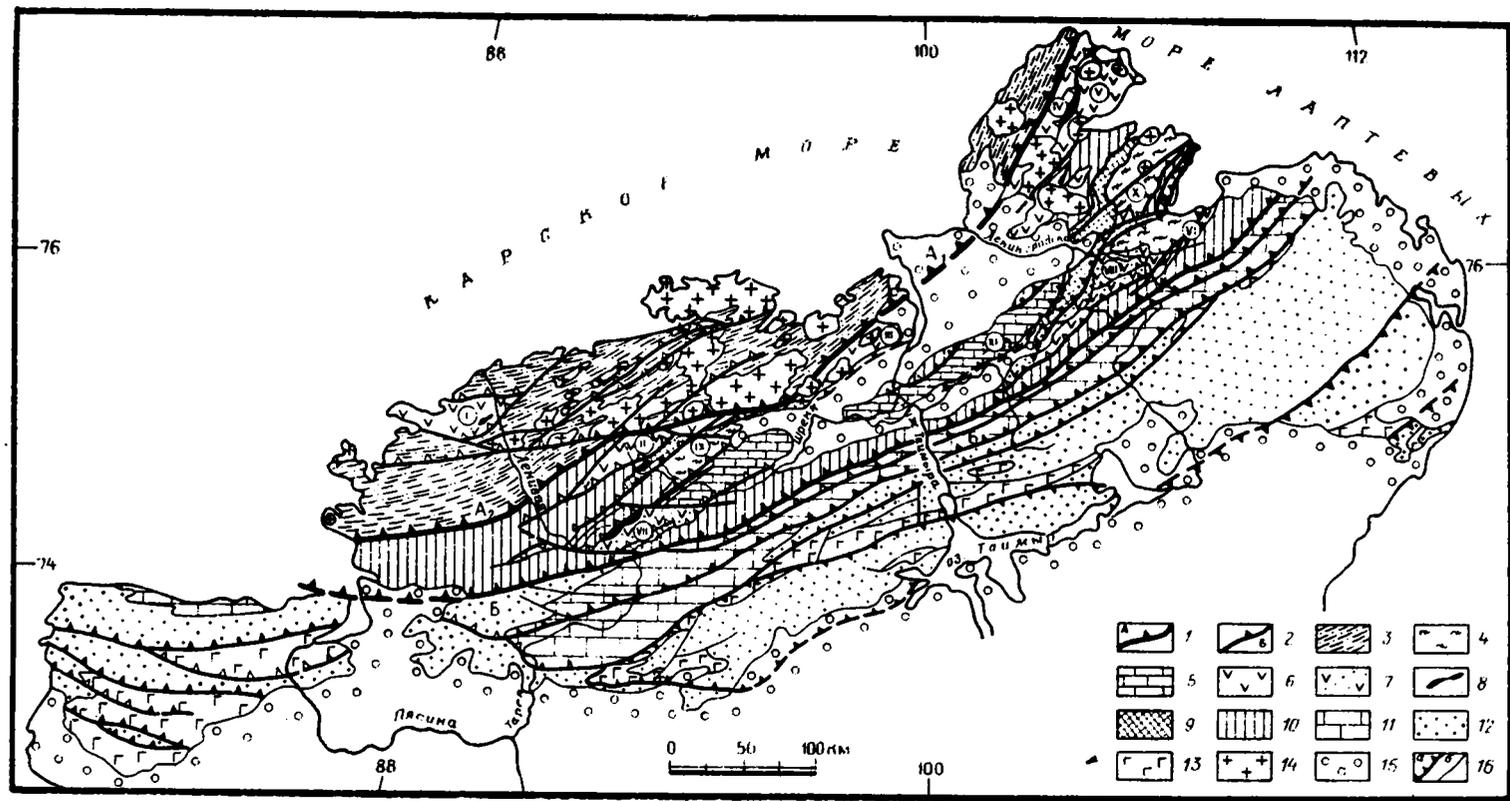
Все ограничения перечисленных зон — тектонические. Современная южная граница Карского палеоконтинента проходит по фронту надвигов (Диабазовый и часть Главного Таймырского надвига у предшественников), отделяющих его от Шренк-Ленинградского блока. Граница последнего с Сибирью проходит по зоне Пясины-Фаддеевского надвига.

#### КАРСКИЙ ПАЛЕОКОНТИНЕНТ (ГЛЫБА)

В строении северной части Таймыра, входящей в состав Карского палеоконтинента, участвует мощный «гнейсово-сланцевый» комплекс, насыщенный многочисленными гранитоидными интрузиями. В нем выделяются три метаморфические фации: зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая.

Породы фации зеленых сланцев наиболее распространены и слагают мощную метатерригенную толщу. Акритархи, трилобиты, граптолиты определяют ее возраст на западе полосы от рифея до нижнего ордовика [1]. Породы эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций распространены севернее Главного Таймырского надвига. По мнению Н. Н. Урванцева, А. М. Даминовой, Л. В. Махлаева, А. И. Забияки, В. В. Беззубцева и др., высокометаморфизованные породы связаны с зеленосланцевым комплексом постепенными переходами и имеют тот же рифейско-раннепалеозойский возраст. Другая точка зрения (М. Г. Равич, Ю. Е. Погребницкий и др.) предусматривает выделение в разрезе Карского блока двух комплексов: раннепротерозойского гнейсового и позднепротерозойско-палеозойского зеленосланцевого.

В пользу первой точки зрения свидетельствуют постепенные переходы между кристаллическими и зеленосланцевыми породами, единство структурного плана, линейности и сланцеватости в выходах пород



разной степени метаморфизма и, наконец, отсутствие непосредственных стратиграфических соотношений между ними. В пользу второй — наличие среди рифейско-палеозойских толщ образований с древними (2400—2200 млн. лет) цифрами радиологического возраста ортита из порфировидных гранитов (уран-свинцовый метод) и обломочного циркона из «сланцев» [1, 2].

Авторам предпочтительней представляется первая точка зрения. Расхождение во взглядах на природу и возраст метаморфических преобразований, ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма удовлетворительно преодолеваются с позиций представлений о зональном метаморфизме [6, 9] и коллизионном магматизме. Что касается цифр абсолютного возраста, то помимо названных имеется несколько десятков определений из различных пород Северного Таймыра, подавляющее большинство которых укладывается в интервал значений от позднего палеозоя до раннего триаса [1] и отражает время проявления метаморфизма и становления гранитоидного комплекса. И все же, учитывая присутствие древних датировок, не следует исключать возможности появления на поверхности блоков древнего кристаллического фундамента.

Разрез Карского блока после снятия метаморфизма предстает в виде единой, лишенной перерывов, монотонной терригенной толщи. Она сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнисто-углистыми, глинистыми сланцами (см. рис. 2, а). Состав песчаников полимиктовый, часто граувакковый реже кварц-полевошпатовый. В верхах появляются горизонты доломитистых известняков. По всему разрезу встречаются подводно-оползневые текстуры. Мощность толщи разными авторами оценивается от 6—8 до 13—14 км. Представляется, что эта толща накапливалась в условиях континентального склона и подножия крупного континентального массива.

Метаморфические породы, образовавшиеся по рассмотренным отложениям, представлены биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиогнейсами, эпидот-амфиболовыми сланцами с горизонтами гранат-биотитовых плагиогнейсов, известковистых и графитистых кристаллосланцев и мраморов. В зонах разломов кристаллические породы превращены в катаклазиты и милониты.

Рис. 1. Схема тектонического районирования Таймыра

1 — фронт Карских надвигов — южная граница Карского палеоконтинента; А<sub>1</sub> — Главный Таймырский, А<sub>2</sub> — Диабазовый надвиг; 2 — Пясино-Фаддеевский надвиг — северная граница Сибирского палеоконтинента; 3 — Карская глыба, рифей-нижеордовикские флишвидные отложения континентального склона; 4—10 — Шренк-Ленинградский аккреционный блок; 4, 5 — террейны, сложенные дорифейскими кристаллическими породами (4) и верхнерифейскими карбонатными отложениями (5), 6, 7 — образования средне- и позднерифейской островной дуги вулканические (6) и вулканогенно-осадочные (7), 8 — офиолиты, 9 — зоны милонитизации, тектонического меланжа, 10 — верхнерифейско-нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные отложения чехла; 11—13 — Сибирской палеоконтинент; 11, 12 — отложения пассивной окраины: ордовикско-нижнекаменноугольные карбонатные (11) и среднекаменноугольно-пермские терригенные (12), 13 — верхнепермско-триасовые терригенно-вулканогенные образования рифтов; 14 — позднекаменноугольно-раннетриасовые коллизионные гранитоиды; 15 — юрско-кайнозойские рыхлые отложения; 16 — надвиги (а), прочие разрывные нарушения (б). Цифрами на схеме обозначены: I—VIII — блоки древней островной дуги (I — Приметнинский, II — Верхнешренковский, III — Чукчянский, IV — Куварский, V — Борзовско-Лаптевский, VI — Городковский, VII — Геологический, VIII — Ждановский); IX—XI — террейны (IX — Шренковский, X — Фаддеевский, XI — Колосовский)

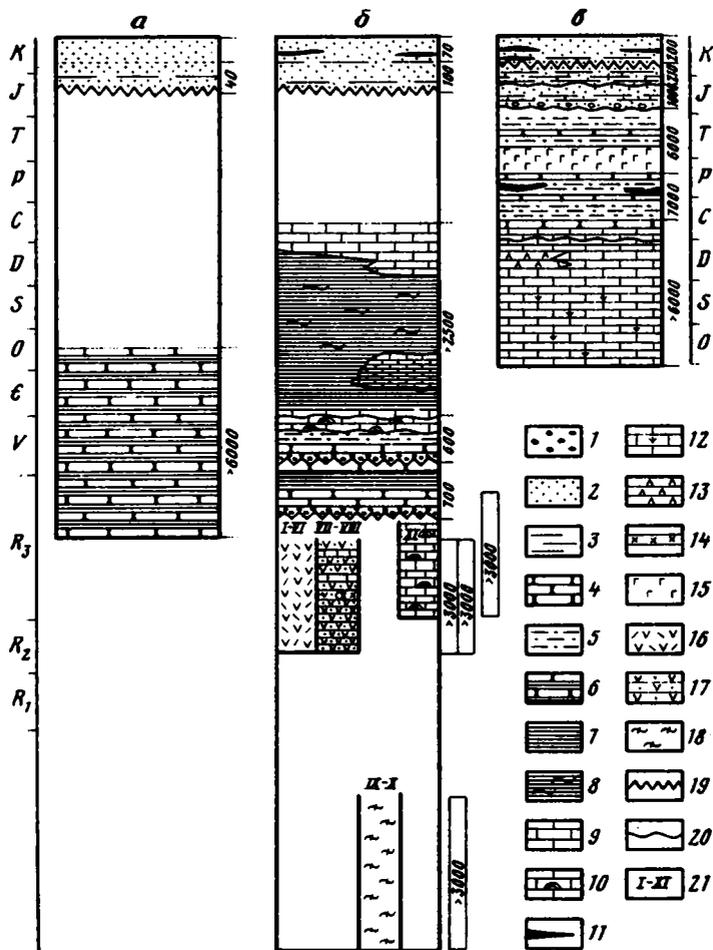


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Карского (а) и Сибирского (б) палеоконтинентов в Шренк-Ленинградского аккреционного блока (в)

1 — конгломераты; 2 — пески; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты; 6 — ритмичное чередование песчаников и филлитов; 7 — черные алевролиты, глинистые сланцы; 8 — грантолитовые сланцы; 9 — карбонатные породы; 10 — строматолитовые известняки; 11 — угли; 12 — коралловые известняки; 13 — гипсоносные осадки; 14 — кремнистые породы; 15 — базальты; 16 — вулканические породы разного состава; 17 — вулканогенно-осадочные отложения; 18 — кристаллические сланцы и гнейсы; 19, 20 — несогласия: 19 — угловые, 20 — стратиграфические; 21 — номера блоков и террейнов, показанных на рис. 1. Справа от колонок указана мощность в метрах

Гранитоиды, обильно насыщающие Северный Таймыр, в основной массе принадлежат, видимо, одному этапу гранитизации. Эту точку зрения активно отстаивает В. Л. Махлаев [12, 13]. В зависимости от состава исходных пород и уровня их преобразования здесь сформировались порфиридные биотитовые граниты, биотит-амфиболовые адамеллиты, двуслюдяные граниты, лейкократовые граниты, граносеншты, гранит-пегматиты. Они образуют небольшие и довольно крупные, до нескольких сот квадратных километров, вытянутые согласно с общим простиранием структур массивы. Среди высокометаморфизованных пород широко развиты теневые графиты, гнейсограниты, поля мигматитов. Реже встречаются дискордантные по отношению к вмещающей раме изометричные массивы с рвущими контактами. Эти дискордантные перемещенные массивы гранитоидов наиболее молодые. На северо-востоке Таймыра они вы-

ходят за пределы Карской глыбы, появляясь южнее Главного Таймырского надвига в Шренк-Ленинградской зоне (см. рис. 1).

Внутренняя структура Карской глыбы изучена слабо. Она определяется широким развитием покровов и надвигов, направленных на юго-восток. Нагроможденные друг на друга разномасштабные покровные и надвиговые пластины выведены на поверхность с разных глубин и сложены различно метаморфизованными и в разной степени гранитизированными породами. Простираения структур там, где их удается наблюдать, находятся в соответствии с простираением фронтальных линий надвигов.

Необходимо отметить, что предшествовавшие исследователи учитывали в своих построениях присутствие в западной части Карской глыбы метабазитовой толщи, не принадлежащей «гнейсово-сланцевому» комплексу (приметинская толща Ю. Е. Погребницкого, тревожинская серия Берега Харитона Лаптева, изученная А. И. Забиякой, и др.). Эта толща, по нашему мнению, принадлежит более южному Шренк-Ленинградскому аккреционному блоку и является параавтохтонной по отношению к тектонически перекрывающим ее породам Карской глыбы.

Распределение полей развития ультраметаморфических, магматических и метаморфических пород в пределах Карской глыбы контролируется положением основных покровных пластин. Так, в южном покрове гранитоидные массивы отсутствуют, а уровень метаморфизма пород не выходит за пределы фации зеленых сланцев. Севернее этого покрова появляются ультраметаморфические и метаморфические породы высоких уровней метаморфизма. Одна из пластин в бассейне р. Толевая сложена породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, а за ее пределами метаморфизм отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям, широко развиты проявления ультраметаморфизма. Нередко слабометаморфизованные породы сохраняются среди полей высокометаморфизованных, что обуславливает пятнистый, неоднородный характер ареала метаморфизма.

Перечисленные особенности строения Карской глыбы могли быть обусловлены столкновением ее в позднем палеозое с каким-то другим блоком. Таковым был описываемый ниже Шренк-Ленинградский аккреционный блок (микроконтинент). Карская глыба, сложенная мощной толщей флишондных терригенных пород, представляла собой часть пассивной окраины крупного палеоконтинента — Арктиды [8]. Время столкновения фиксируется формированием известково-щелочных коллизионных гранитоидов (поздний карбон — ранний триас). В начальный период столкновения, скучивания и утолщения коры нижние горизонты Карской глыбы были подвергнуты метаморфизму. По мере утолщения сиалической коры, нарастания давления и температуры началось гранитообразование. Параллельно с ним продолжались процессы метаморфизма и образования директивных текстур. Дальнейшее развитие коллизионных процессов повлекло за собой появление на разных уровнях срывов, сколов, образование надвиговых чешуй, их торошение, скучивание и вывод на поверхность в виде в разной степени метаморфизованных пластин и блоков. Все эти процессы происходили на фоне продолжающегося гранитообразования, что и привело к тому, что начальные члени гранитоидной серии оказались синкинематическими, а конечные — послескладчатыми. В свете изложенного становится понятным и появление на северо-востоке, за пределами Карской глыбы, discordантных аллохтонных гранитоидов позднепалеозойско-раннетриасового возраста, которые внедрялись в Шренк-Ленинградский блок после его столкновения и спаивания с Карской глыбой.

Центральная часть Таймыра от устья р. Пясины до восточного побережья занята полосой рифейских магматических, вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных пород, а также выходами более древних кристаллических образований. Она предстает в виде мозаики блоков и террейнов, спаявшихся аккреционным путем в позднерифейское время. Впоследствии этот аккреционный блок, будучи перекрыт венд-среднепалеозойским осадочным чехлом, превратился в микроконтинент размером не менее 150×800 км.

В пределах Шренк-Ленинградского аккреционного блока намечаются 10 более мелких блоков (террейнов) с четкими тектоническими границами, с разными типами разрезов, различной степенью метаморфизма и разной геодинамической природы (см. рис. 1 и 2, б): Шренковский и Фаддеевский террейны — кристаллические породы эпидот-амфиболитовой, местами гранулитовой фации метаморфизма; Колосовский — карбонатные строматолитовые породы; Геологический, Ждановский — сложный вулканогенно-осадочный комплекс, метаморфизованный в пределах зеленосланцевой фации; Верхнешренковский, Чукчинский, Борзовско-Лаптевский, Городковский, Приметнинский блоки — вулканические и осадочно-вулканогенные породы, измененные в эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой (Приметнинский блок) фациях метаморфизма. Эти сравнительно небольшие блоки ограничены надвигами и взбросами, но наиболее распространенным типом границ являются мощные зоны хаотических образований (автокластический меланж, милониты). По швам, разделяющим некоторые блоки, наблюдаются выжимки гипербазитов, линзы габброидов и серпентинитов. Внутренняя структура блоков также определяется широким развитием надвигов. Они обычно представляют собой нагромождение и пакеты пластин, чешуй, покровов.

Недоучет аккреционной природы Шренк-Ленинградской зоны объясняет неудачи в создании сколько-нибудь удовлетворительной схемы стратиграфии докембрия Таймыра. Кроме того, расчлененные, неоднократно повторяющиеся моноклинально залегающие пачки пород и тектонические пластины разной мощности и состава, обычно лишённые органических остатков, представляют собой мало благодарные объекты для построения разрезов. На это указывают многочисленные несбивки и диаметрально противоположные взгляды разных авторов на строение одних и тех же участков.

*Шренковский и Фаддеевский террейны* располагаются в верхнем течении р. Шренк и на востоке Таймыра, в районе залива Фаддея. Они сложены гранитно-метаморфическим комплексом и обычно рассматриваются в качестве «выступов» кристаллического фундамента. Л. В. Махлаев высказал идею о шарьяжной природе Шренковского «выступа» [13, 14]. Данные авторов по этому вопросу в основном согласуются с его выводами. Л. В. Махлаев предположил [13], что и Фаддеевский «выступ» залегаёт в аллохтоне. Наши наблюдения подтвердили это. Образования Фаддеевского «выступа» занимают повышенные части рельефа и тектонически перекрывают вулканические и осадочно-вулканогенные толщи рифея. На востоке (бухта Зимовочная) Фаддеевский «выступ» ограничен зоной выходов на поверхность пород Становского пояса гипербазитов. На западе и северо-западе он окаймлен мощной зоной тектонического меланжа и милонитов. Породы «выступа» представлены гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, кварцито-гнейсами, амфиболитами, кварц-мусковитовыми кальцифирами, мраморами. Развита мигматиты, линейные тела гнейсовидных плагิโอгранитов и граудиори-

тов. В зонах тектонических нарушений породы интенсивно катаклазированы, милонитизированы и диафторированы.

Ограничения Шренковского «выступа» также тектонические, за исключением юго-западного окончания. На юго-востоке блок «нависает» над равниной, сложенной осадочными породами венда. В тектонических окнах под метаморфитами наблюдаются катаклазированные известковистые алевролиты. Тектонический характер северо-западного ограничения блока сомнений также не вызывает. Здесь пласты рифейских сильно-милонитизированных, видимо, вулканических пород, залегающие гипсометрически ниже метаморфитов, «задраны» в направлении кристаллических пород.

На юго-западе на погружающейся поверхности кристаллического массива появляются высыпки и небольшие глыбы некатаклазированных карбонатных пород верхнего венда, которые постепенно переходят в чехол, скрывающий под собой кристаллический фундамент и погружающийся на юго-запад под углом 5°. Между залеганием вендских и более древних пород фиксируется резкое угловое несогласие. Как отмечалось выше, в разрезе окраины Карского палеоконтинента признаков размыва и углового несогласия в основании вендских слоев нет.

В пределах Шренковского террейна выделяются четыре пластины, полого погружающиеся к северо-западу. В их основании залегают филлониты и милониты. К кровле пластин степень дробления и преобразования пород уменьшается. Судя по реликтам, докатакластическая природа которых может быть установлена, Шренковский террейн был сложен плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными в амфиболитовой, местами в гранулитовой фациях [1, 5], прорванных дайками и штоками амфиболитованных габбро-норитов и амфиболитов, мигматитами и гранитоидами. В единичных шлифах Л. В. Махлаевым описаны глаукофан и омфацил. Наличие минералогических свидетельств высоких давлений и низких температур говорит о возможном существовании зоны субдукции, в которую, вероятно, и «прибыли» террейны, сложенные кристаллическими породами. Возраст этих пород считается архейским [1].

*Колосовский террейн* протягивается в северо-восточном направлении от среднего течения р. Шренк до бассейна р. Гольцовой. Он сложен карбонатными породами с горизонтами мергелей, алевролитов и песчаников мощностью 5000 м с обильными остатками онколитов, катаграфий, строматолитов, определяющих их возраст как позднерифейский [1, 10, В. М. Комар — устное сообщение].

Формирование колосовского комплекса, судя по особенностям литологии — знакам ряби, косой слоистости, обилию водорослевых образований, — происходило на небольших глубинах в условиях шельфа. Карбонатные породы всеми исследователями Таймыра выделяются в качестве колосовской свиты и даже считаются реперными при сопоставлении рифейских разрезов Таймыра. Однако ее положение среди других рифейских свит, несмотря на сравнительно хорошую палеонтологическую характеристику, остается крайне неопределенным. Разными (и даже одними и теми же) авторами колосовская свита помещается в самые различные части сводного разреза [1, 7, 9, 15 и др.]. Видимо, это не случайно, так как не известно ни одного примера, где четко и однозначно задокументировано соотношение колосовской свиты с другими рифейскими или дорифейскими комплексами. Ее границы либо отчетливо тектонические, либо в зоне контакта оказываются нескрытые полосы шириной в несколько десятков метров. Исключением являются локально развитые трахибазальты светлинской свиты, излившиеся на поверхность колосовских доломитов, и их туфы (ручей Светлый, при-

устьева часть р. Шренк). В редких случаях, где стратиграфические соотношения колосовской свиты с перекрывающими осадками несомненны, последние принадлежат уже к венд-среднепалеозойской толще, со структурным несогласием залегающей на любых рифейских и дорифейских образованиях.

Таким образом, колосовская свита не находит места в стратиграфическом разрезе рифея Таймыра. Это позволяет предположить чужеродность блока, сложенного колосовскими породами. Вероятно, он представляет собой «обломок» пассивной окраины какого-то континентального массива, спаявшегося в позднерифейское время со Шренковским и Фаддеевским террейнами и другими составляющими Шренк-Ленинградского блока.

*Борзовско-Лаптевский, Верхнешренковский, Чукчинский, Городковский и Приметнинский блоки*<sup>1</sup> имеют общую особенность: в их составе главную роль играют вулканы. Преобладают лавы среднего, кислого, реже основного состава, туфы кислого и смешанного состава, которые перемежаются с разнообразными осадочными пачками различной мощности, образуя сложный осадочно-вулканогенный комплекс.

*Геологический и Ждановский блоки* образованы вулканогенно-осадочными породами. Это вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые неплывые туфы, реже гравелиты и конгломераты, покровы миндалекаменных базальтов и флюидалых риолитов, мощные пачки и прослои карбонатных пород и турбидитов, пачки тонкополосчатых кремнистых железосодержащих пород. Суммарная мощность разреза не менее 3000 м. В верховьях р. Мамонта, на водоразделе рек Мод и Кунар, в бассейне р. Жданова вулканы прорываются известково-щелочными гранитоидами (ждановский комплекс). Нередки дайки и силлы габбро-диабазов. В зависимости от состава и степени метаморфических и диафторических превращений исходные породы блоков преобразованы в кварц-серицит-хлоритовые, серицит-хлорит-биотит-кварцевые, эпидот-биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые, дистеновые сланцы и амфиболиты.

Среди этих рифейских вулканогенных толщ Центрального Таймыра разными авторами выделяется множество свит: борзовская, лаптевская, борзовско-лаптевская, дорожнинская, прончищевская, чукчинская, — объемы, мощности и положение в разрезах которых понимаются различно.

Среди рифейских вулканических пород Шренк-Ленинградского блока выделяются толейтовая островодужная, известково-щелочная, шошонитовая и толейтовая океаническая серии (рис. 3). Образования последней скорее всего принадлежали основанию дуги. Наиболее широко распространены вулканы известково-щелочной серии. Они характеризуются содержанием  $K_2O=1-3\%$ , слабым ростом  $\Sigma FeO/MgO$  относительно  $SiO_2$  или его отсутствием, небольшим превышением  $Na_2O$  над  $K_2O$ , низким содержанием  $TiO_2$  — менее 1%. Вулканы толейтовой островодужной серии (Верхнешренковский, Чукчинский, Борзовско-Лаптевский, Геологический блоки) отличаются невысокими содержаниями  $K_2O$  (0,4—1,0%), небольшим ростом  $\Sigma FeO/MgO$  относительно  $SiO_2$ , высокими отношениями  $Na_2O/K_2O$  (4—10), невысокими содержаниями  $TiO_2$  (~1%) и  $P_2O_5$  (0,1—0,3%).

Вулканы шошонитовой серии (Чукчинский и Геологический блоки) характеризуются высокими (2—7%) содержаниями и хорошим ростом  $K_2O$  относительно  $SiO_2$ , отсутствием роста  $\Sigma FeO/MgO$  относительно  $SiO_2$ , равными содержаниями  $Na_2O$  и  $K_2O$  и невысокими  $TiO_2$  (~1%). Вулканы толейтовой океанической серии (Борзовско-Лаптевский, Чукчинский и

<sup>1</sup> Под этими блоками понимаются фрагменты рифейской островной дуги.

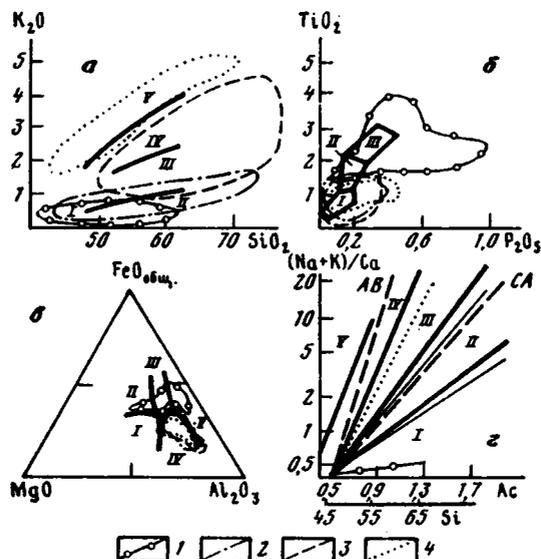


Рис. 3. Поля и тренды петрохимических серий рифейских вулканических пород Шренк-Ленинградского аккреционного блока  
 а — диаграмма Тейлора, серии: I — толеитовая, II—IV — известково-щелочная (II — низко-, III — нормально-, IV — высококалиевая), V — шошонитовая; б — базальты: I — островодужные, II — СОХ, III — океанических островов; в — диаграмма Пирса — Германа — Биркета, базальты: I — океанические абиссальные, II — океанические островные, III — континентальные, IV — островодужные и окраинно-континентальные, V — океанические и зон спрединга; г — диаграмма Бородня, поля щелочности: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочно-базальтовое, V — щелочное, главные тренды: СА — известково-щелочной, АВ — щелочно-базальтовой I — толеитовая океаническая серия (30 анализов); 2—4 — островодужные серии: 2 — толеитовая (58 ан.), 3 — известково-щелочная (97 ан.), 4 — шошонитовая (25 ан.)

Геологический блоки) характеризуются низкими (0,1—0,6%) содержаниями  $K_2O$ , хорошим ростом  $\Sigma FeO/MgO$  относительно  $SiO_2$ , очень высокими отношениями  $Na_2O/K_2O$  ( $>10$ ), высокими содержаниями  $TiO_2$  (2—3,5%) и  $P_2O_5$  (0,4—0,8%).

Набор петрохимических серий, сочетание вулканических пород с морскими осадками, пространственная близость с офиолитовыми образованиями (см. ниже), отсутствие континентального цоколя — все это позволяет интерпретировать вулканический пояс Центрального Таймыра как раздробленные, деформированные и мозаично сгруженные «обломки» островной дуги или фрагменты нескольких островных дуг. Присутствие вулканитов толеитовой океанической серии позволяет предположить, что охарактеризованные толщи слагали энсиматическую дугу.

Особенности состава и строения разрезов Геологического, Ждановского и других блоков свидетельствуют о том, что формирование слагающих их пород происходило в весьма разнообразных, но пространственно сближенных палеогеографических и фациальных обстановках. Действительно, в непосредственной близости друг от друга накапливались глубоководные кремнистые и мелководные карбонатные осадки, турбидиты и пирокластическая, эффузивы и вулканомиктовые терригенные пачки. Такое многообразие различных типов осадочно-вулканогенных пород может быть объяснено их формированием у подножий внешних и внутренних склонов островной дуги, в заливах и проливах между островами.

Различные горизонты островодужного осадочно-вулканогенного комплекса со структурным несогласием перекрываются дислоцированной ме-

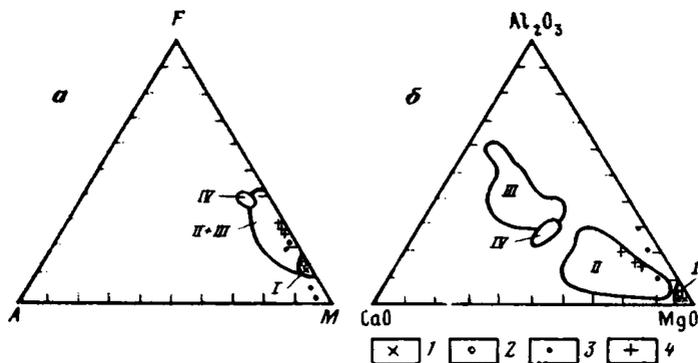


Рис. 4. Положение ультраосновных пород Шренк-Ленинградского блока на диаграммах AFM (а) и CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO (б) Поля: I - метаморфических перидотитов, II - ультраосновных кумулятов, III - основных кумулятов, IV - коматитов 1-4 - ультраосновные породы: 1 - п-ов Челюскин (8 ан.), 2 - гряда Геологическая (10 ан.), 3 - р. Становая, 4 - гора Посадочная

татерригенной толщей (становская, геологическая, каньонская свиты), что фиксирует первые столкновения дуги с чуждыми ей блоками. Кроме того, осадочно-вулканогенный и метатерригенный комплексы в свою очередь с резким угловым несогласием перекрываются венд-среднепалеозойским осадочным чехлом (см. рис. 2, б), что свидетельствует об еще одном столкновении. Онколиты и акритархи из карбонатных горизонтов ждановской свиты, принадлежащей островодужному комплексу, датируют ее возраст не точнее чем средний-поздний рифей (по В. А. Шипицину и Л. Н. Ильиченко-Смирновой). Возраст вышележащей метатерригенной толщи по акритархам определяется как поздний рифей - венд (по А. Ф. Вейсу).

Имеющиеся данные оставляют открытым вопрос о количестве островных дуг. Длительность формирования вулканогенного комплекса не исключает возможности существования здесь нескольких островодужных сооружений, столкнувшихся между собой. На это указывает наличие внутририфейского углового несогласия, вероятной причиной которого могла быть коллизия разновозрастных рифейских дуг.

Фрагменты островных дуг находятся в сложных тектонических соотношениях как между собой, так и с Колосовским террейном - отторженцем шельфа какого-то древнего массива, а также с террейнами, сложеными дорифейскими кристаллическими породами. Их столкновение и взаимодействие привело к наведению кристаллических пластин на вулканогенные толщи (бассейны рек Шренк, Городкова). На границах столкнувшихся блоков нами нередко наблюдались наиболее мощные зоны хаотических образований, включающих автокластические и сериентинитовые, с гипербазитами и габброидами, меланжи (бухта Зимовочная, гряда Геологическая, р. Мод).

Довендские, о чем свидетельствует упоминавшееся угловое несогласие, гипербазиты, габброиды, сериентиниты, толентовые океанические базальты Чукчинского и других блоков являются, видимо, остатками океанического бассейна (рис. 4), среди которого располагалась описанная островная дуга. Таким образом, в центре Таймыра распознаются остатки рифейских океанической коры, островных дуг и признаки коллизионных обстановок. Последние отмечаются угловыми несогласиями и позднерифейскими границами известково-щелочной серии (ждановский комплекс), не известными за пределами Шренк-Ленинградского блока.

*Венд-среднепалеозойский осадочный чехол* с резким угловым несогласием залегает на дислоцированных образованиях Шренк-Ленинградского аккреционного блока. Он включает вендские грубообломочные и песчано-глинистые отложения, перекрывающиеся карбонатными породами верхнего венда или кембрия. Выше они сменяются черными алевритами и аргиллитами нижнего—среднего палеозоя (см. рис. 2, б). Угловое несогласие хорошо видно в южной части гряды Геологической и в других местах. На отдельных участках нижняя обломочная часть выпадает из разреза и чехол начинается карбонатной толщей верхнего венда (р. Широкая) или даже со средней части нижнего кембрия (водораздел рек Ленинградская и Бырранга).

Состав и строение нижней грубообломочной пачки чехла резко изменчивы. Это типичная базальная толща с галькой, обломками, валунами и глыбами всех пород, слагающих Шренк-Ленинградский блок. Сортировка и ориентировка обломочного материала отсутствуют или едва намечаются, окатанность самая различная. Мощность грубообломочной пачки колеблется от 0 до 250 м. Мощность карбонатной и чернослапцевой толщ позднего венда — раннего карбона достигает 2500 м. Они накопились, по всей вероятности, в пределах склона и подножия Шренк-Ленинградского микроконтинента. Выше упоминалось о столкновении Карской глыбы с этим блоком, подтверждаемом интенсивными деформациями и появлением позднепалеозойско-раннемезозойских коллизионных гранитоидов. Это столкновение определило деформацию чехла и основания микроконтинента. Чехол дислоцирован так же интенсивно, как и подстилающие рифейские толщи, и прорван гранитоидами. Здесь важно подчеркнуть, что коллизия произошла вне связи с Сибирским палеоконтинентом, в пределах которого в это время протекали совершенно иные процессы.

### СИБИРСКИЙ ПАЛЕОКОНТИНЕНТ

Третьим главным тектоническим элементом Таймыра является окраинная часть древнего Сибирского континента, включающая современные горы Бырранга и их северные отроги.

В строении окраины Сибири, занимающей южную часть п-ова Таймыр, участвуют осадочные толщи от ордовикского до пермского возраста, осадочно-вулканогенные образования и дайки верхов перми — триаса.

Ордовикско-раннекаменноугольные отложения окраины Сибирского палеоконтинента представлены существенно карбонатными, в том числе рифогенными, иногда гипсоносными, породами видимой мощностью порядка 6000 м. Среднекаменноугольно-пермские отложения (7000 м) представлены морской и прибрежно-морской терригенной толщей, содержащей угленосные пачки (см. рис. 2, в). Состав пород, биот, особенности строения разрезов однозначно свидетельствуют о формировании этого комплекса в условиях подводной прибрежной равнины, определяющих обстановку пассивной континентальной окраины Сибири.

Граница Сибири и Шренк-Ленинградского аккреционного микроконтинента фиксируется зоной Пясица-Фаддеевского надвига. Это самый протяженный тектонический шов на Таймыре (см. рис. 1). Его длина около 1000 км. Зона надвига представляет собой сложную систему чередования пластин, чешуй и тектонических клиньев, вдоль которой существенно терригенные относительно глубоководные отложения осадочного чехла микроконтинента тектонически сближены и надвинуты на палеозойские карбонатные отложения пассивной окраины Сибири.

Со времени работ М. Н. Злобина (1951—1954 гг.) всеми исследователями, изучавшими палеозойские разрезы Таймыра, выделялись северная и южная или северная, центральная и южная структурно-фациальные

зоны, причем северная граница южной зоны примерно совпадала с Пясина-Фаддеевским надвигом. Основанием для выделения центральной и южной зон являются разительные отличия в составе, мощностях, строении и фаунистических характеристиках разрезов палеозойских отложений, развитых по обе стороны от упомянутого надвига. При этом считалось, что в пределах Таймыра в палеозое существовал единый морской бассейн, более северная и более южная части которого различались по условиям осадконакопления [16 и др.].

Нам представляется, что позднедокембрийские — раннекаменноугольные отложения северной зоны принадлежали осадочному чехлу Шренк-Ленинградского аккреционного сооружения, точнее, его континентальному склону, а ордовикско-пермские отложения южной зоны относятся к пассивной окраине Сибирского палеоконтинента. Формирование толщ обеих зон происходило на удалении друг от друга. Обоснования такой трактовки следующие: 1) четкая тектоническая граница (сутура) между северной и южной зонами, прослеживающаяся через весь Таймыр; 2) различия в составе, строении и возрасте отложений северной и южной зон (см. рис. 2, б, в); к этому следует добавить резкое, бросающееся в глаза исчезновение севернее Пясина-Фаддеевского шва 7-километровой терригенной толщи среднего карбона — перми; 3) своеобразие состава биот северной зоны по сравнению с биотами соответствующих стратиграфических уровней Сибирской платформы.

Последнее обстоятельство отмечается многими палеонтологами, хотя отсутствие представительных фаунистических материалов позволяет говорить об этом лишь в предположительной форме. Так, по устному сообщению В. Г. Хромыха (СО АН СССР), комплексы раннепалеозойских кишечнополостных южной зоны Таймыра близки по составу фаунистическим ассоциациям восточной части Сибирской платформы (р. Мойеро), а фауна северной зоны более похожа на комплексы крайнего запада Сибирской платформы (реки Курейка, Горбначин). Комплекс ордовикских коподитов, впервые обнаруженных авторами в северной зоне Таймыра, по заключению А. С. Алексеева и Л. И. Колоновой (МГУ), совершенно иной по сравнению с одновозрастными комплексами ближайших изученных районов Сибирской платформы и обладает большими чертами сходства с комплексами, установленными в Канаде.

Перечисленные геологические данные подтверждаются предварительными результатами палеомагнитных определений, выполненных В. П. Родионовым и Е. В. Шемякиным (ВНИГРИ). Координаты палеомагнитного полюса для черносланцевого разреза ордовика Центрального Таймыра —  $31^\circ$  ю. ш.,  $126^\circ$  в. д., а для карбонатного разреза Южного Таймыра —  $4^\circ$  ю. ш.,  $134^\circ$  в. д. Значения палеошироты для сланцевого разреза ими определены как  $18^\circ$  ю. ш., а для карбонатного разреза — как  $8^\circ$  с. ш. Если это так, то северный и южный типы разрезов были разделены расстоянием порядка 2500 км.

Примечательно для геологии северной окраины Сибири интрузивный и осадочно-вулканогенный комплексы верхней перми — среднего триаса (рис. 5). Интрузивные породы в виде силлов и даек обильно насыщают терригенную толщу верхнего карбона — перми, изредка отмечаются они и среди триасовых образований. В их составе выделяются габброиды, близкие толентово-серии (оливиновые долериты, долериты, габбро-долериты, габбро-нориты и др.), и К-Na-субщелочной (щелочной) серии зон растяжения (трахидолериты, субщелочные габбро-долериты, эссекситы и др.). Известны также единичные дайки щелочно-ультраосновного состава, массивы щелочных габбро и сиенитов и нефелиновых сиенитов. Для долеритовой группы характерны пониженное содержание  $TiO_2$  (~1%), невысокое —  $P_2O_5$  (0,05—0,2%), а также пониженная железистость ( $\Sigma FeO/$

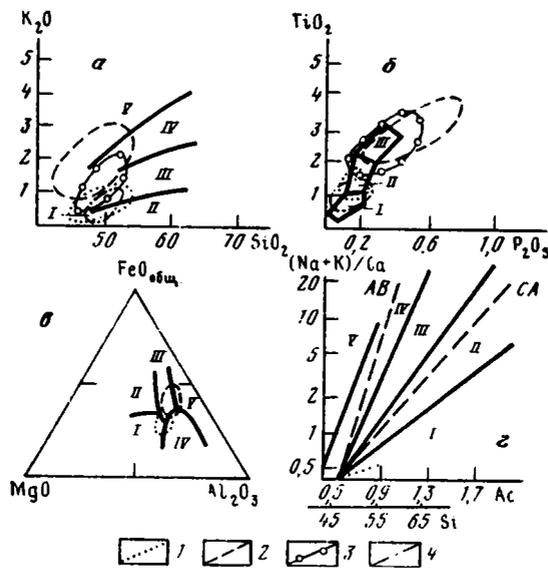


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для пермско-триасовых интрузивных и вулканических пород Сибирского палеоконтинента. Обозначение полей и трендов см. на рис. 3

1, 2 — вулканы: толеитовой серии (55 ан.), 2 — К-Na-субщелочной серии зон растяжения (30 ан.); 3, 4 — интрузивные породы: 3 — субщелочной серии (16 ан.), 4 — толеитовой серии (21 ан.)

/MgO — 1–1,5). Породы субщелочной группы отличаются повышенными содержаниями  $TiO_2$  (2–3,5%) и  $P_2O_5$  (0,2–0,5%), железистость  $\Sigma FeO / MgO = 2–4$ .

Осадочно-вулканогенные образования перми — триаса выполняют несколько крупных субширотных грабен-синклиналей, нижние части разрезов которых сложены базальтами, выше сменяющимися вулканогенно-осадочными морскими и континентальными образованиями. Нижняя граница осадочно-вулканического комплекса структурно согласна с подстилающими терригенными отложениями перми, но повсеместно намечается стратиграфическое несогласие. На западе Таймыра возраст основания вулканогенно-осадочной толщи отвечает верхам татарского яруса, в центральной части соответствует низам инда, а на юго-востоке — середине инда и низам оленекского яруса нижнего триаса. Общая мощность пермо-триасового осадочно-вулканогенного комплекса превышает 6000 м. На востоке полуострова (мыс Цветков, бассейн р. Чернохребетная) пермские породы комплекса согласно сменяются терригенной толщей триаса, юры и низов мела, которые дислоцированы с пермскими по единому структурному плану и лишены угловых несогласий. Эти преимущественно морские отложения были дислоцированы, таким образом, в начале мела. Важно отметить, что толщи Карской глыбы и Шренк-Ленинградского микроконтинента в свою очередь с крупным перерывом и резким угловым несогласием перекрыты почти ненарушенным чехлом угленосных пород верхней юры — нижнего мела.

Среди вулканитов выделяются базальты К-Na-субщелочной серии зон растяжения и базальты, приближающиеся к толеитовой серии. Первые характеризуются повышенными по сравнению с толеитовой серией содержаниями  $K_2O$  (1–2,5%),  $TiO_2$  (2,5–4%) и  $P_2O_5$  (0,3–0,8%). Базальты, относимые к толеитовой серии, отличаются превышением  $Na_2O$  над  $K_2O$  (3–12), низкими содержаниями  $K_2O$  (до 1%),  $TiO_2$  (1–1,5%)

зоны, причем северная граница южной зоны примерно совпала с Пяси-па-Фаддеевским надвигом. Основанием для выделения центральной и южной зон являются разительные отличия в составе, мощностях, строении и фаунистических характеристиках разрезов палеозойских отложений, развитых по обе стороны от умянутого надвига. При этом считалось, что в пределах Таймыра в палеозое существовал единый морской бассейн, более северная и более южная части которого различались по условиям осадконакопления [16 и др.].

Нам представляется, что позднедокембрийские — раннекаменноугольные отложения северной зоны принадлежали осадочному чехлу Шренк-Ленинградского аккреционного сооружения, точнее, его континентальному склону, а ордовикско-пермские отложения южной зоны относятся к пассивной окраине Сибирского палеоконтинента. Формирование толщ обеих зон происходило на удалении друг от друга. Обоснования такой трактовки следующие: 1) четкая тектоническая граница (сутура) между северной и южной зонами, прослеживающаяся через весь Таймыр; 2) различия в составе, строении и возрасте отложений северной и южной зон (см. рис. 2, б, в); к этому следует добавить резкое, бросающееся в глаза исчезновение севернее Пясины-Фаддеевского шва 7-километровой терригенной толщи среднего карбона — перми; 3) своеобразие состава биот северной зоны по сравнению с биотами соответствующих стратиграфических уровней Сибирской платформы.

Последнее обстоятельство отмечается многими палеонтологами, хотя отсутствие представительных фаунистических материалов позволяет говорить об этом лишь в предположительной форме. Так, по устному сообщению В. Г. Хромыха (СО АН СССР), комплексы раннепалеозойских кишечнорастных южной зоны Таймыра близки по составу фаунистическим ассоциациям восточной части Сибирской платформы (р. Мойеро), а фауна северной зоны более похожа на комплексы крайнего запада Сибирской платформы (реки Курейка, Горбиачин). Комплекс ордовикских коподонтов, впервые обнаруженных авторами в северной зоне Таймыра, по заключению А. С. Алексеева и Л. И. Колоновой (МГУ), совершенно иной по сравнению с одновозрастными комплексами ближайших изученных районов Сибирской платформы и обладает большими чертами сходства с комплексами, установленными в Канаде.

Перечисленные геологические данные подтверждаются предварительными результатами палеомагнитных определений, выполненных В. П. Родионовым и Е. В. Шемякиным (ВНИГРИ). Координаты палеомагнитного полюса для черносланцевого разреза ордовика Центрального Таймыра —  $34^{\circ}$  ю. ш.,  $126^{\circ}$  в. д., а для карбонатного разреза Южного Таймыра —  $4^{\circ}$  ю. ш.,  $134^{\circ}$  в. д. Значения палеошироты для сланцевого разреза ими определены как  $18^{\circ}$  ю. ш., а для карбонатного разреза — как  $8^{\circ}$  с. ш. Если это так, то северный и южный типы разрезов были разделены расстоянием порядка 2500 км.

Примечательны для геологии северной окраины Сибири интрузивный и осадочно-вулканогенный комплексы верхней перми — среднего триаса (рис. 5). Интрузивные породы в виде силлов и даек обильно насыщают терригенную толщу верхнего карбона — перми, изредка отмечаются они и среди триасовых образований. В их составе выделяются габброиды, близкие толентовой серии (оливиновые долериты, долериты, габбро-долериты, габбро-нориты и др.), и К-Na-субщелочной (щелочной) серии зон растяжения (трахидолериты, субщелочные габбро-долериты, эссекситы и др.). Известны также единичные дайки щелочно-ультраосновного состава, массивы щелочных габбро и сиецитов и нефелиновых сиецитов. Для долеритовой группы характерны пониженное содержание  $TiO_2$  (~1%), невысокое —  $P_2O_5$  (0,05–0,2%), а также пониженная железистость ( $\Sigma FeO/$

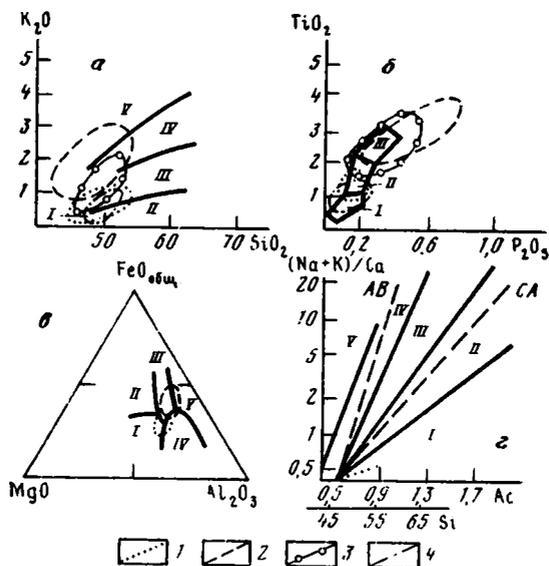


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для пермско-триасовых интрузивных и вулканических пород Сибирского палеоконтинента. Обозначение полей и трендов см. на рис. 3

1, 2 — вулканы: толеитовой серии (55 ан.), 2 — К-Na-субщелочной серии зон растяжения (30 ан.); 3, 4 — интрузивные породы: 3 — субщелочной серии (16 ан.), 4 — толеитовой серии (21 ан.)

/MgO — 1–1,5). Породы субщелочной группы отличаются повышенными содержаниями  $TiO_2$  (2–3,5%) и  $P_2O_5$  (0,2–0,5%), железистость  $\Sigma FeO / MgO = 2–4$ .

Осадочно-вулканогенные образования перми — триаса выполняют несколько крупных субширотных грабен-синклиналей, нижние части разрезов которых сложены базальтами, выше сменяющимися вулканогенно-осадочными морскими и континентальными образованиями. Нижняя граница осадочно-вулканического комплекса структурно согласна с подстилающими терригенными отложениями перми, но повсеместно намечается стратиграфическое несогласие. На западе Таймыра возраст основания вулканогенно-осадочной толщи отвечает верхам татарского яруса, в центральной части соответствует низам инда, а на юго-востоке — середине инда и низам оленекского яруса нижнего триаса. Общая мощность пермо-триасового осадочно-вулканогенного комплекса превышает 6000 м. На востоке полуострова (мыс Цветков, бассейн р. Чернохребетная) пермские породы комплекса согласно сменяются терригенной толщей триаса, юры и низов мела, которые дислоцированы с пермскими по единому структурному плану и лишены угловых несогласий. Эти преимущественно морские отложения были дислоцированы, таким образом, в начале мела. Важно отметить, что толщи Карской глыбы и Шренк-Ленинградского микроконтинента в свою очередь с крупным перерывом и резким угловым несогласием перекрыты почти ненарушенным чехлом угленосных пород верхней юры — нижнего мела.

Среди вулканитов выделяются базальты К-Na-субщелочной серии зон растяжения и базальты, приближающиеся к толеитовой серии. Первые характеризуются повышенными по сравнению с толеитовой серией содержаниями  $K_2O$  (1–2,5%),  $TiO_2$  (2,5–4%) и  $P_2O_5$  (0,3–0,8%). Базальты, относимые к толеитовой серии, отличаются превышением  $Na_2O$  над  $K_2O$  (3–12), низкими содержаниями  $K_2O$  (до 1%),  $TiO_2$  (1–1,5%)

и  $P_2O_5$  (0,1–0,2%). В составе аятаринской свиты отмечаются локально распространенные щелочные породы — трахиты и пантеллериты.

Особенности морфологии структур, формационный состав осадочных и магматических комплексов пермо — триаса свойственны внутриконтинентальным рифтовым зонам.

В структуре северной окраины Сибири намечаются три крупные надвиговые «пластины». При этом две северные «пластины» перемещались с севера на юг, а направление движения южной было противоположным. «Пластины» — понятие чисто условное, так как каждая из них не только интенсивно и неравномерно дислоцирована, но и расчешуена и осложнена многочисленными, нередко вертикальными взбросами. Последние, возможно, представляют собой фронтальные «заданные» части небольших надвиговых чешуй, выполаживающихся на глубине. Горизонтальные чешуи, сложенные силурийскими и девонскими породами, можно видеть в среднем течении р. Нижний Таймыр, где они появляются среди круто дислоцированных и раздробленных пород того же возраста.

Интенсивность дислокаций с севера на юг по мере удаления от зоны коллизионного шва ослабевает. Если для северной части характерны узкие линейные складки (точнее, их отдельные, оборванные разломами элементы), то южнее преобладают складки более открытые, пологие и менее затронутые разрывной тектоникой. В южной части Южного Таймыра (реки Заячья, Левли и др.) в подошве крупных надвиговых чешуй, сложенных терригенными породами перми, отмечаются выжатые карбонатные, иногда гипсоносные девонские породы и примазки серпентинитов. Величина горизонтальных перемещений в Южно-Таймырской зоне оценивается в 30–80 км.

Структурный план северной окраины Сибири сформировался в результате столкновения Сибирского палеоконтинента с Арктикой, частью которой являлся Карский блок, а с позднего палеозоя — и Шренк-Ленинградский микроконтинент. Коллизионный шов (сутура) выражен зоной Пясины-Фаддеевского надвига. Последствиями этого столкновения явилось обновление и усложнение структуры Центрального и Северного Таймыра, формирование сложных складчато-надвиговых деформаций в его южной части. Столкновение Палеосибири с Арктидой началось где-то в конце юры — раннем мелу и продолжалось до середины мела. На это указывают многочисленные перерывы в юрских и меловых отложениях и деформации юрских и меловых толщ на юго-востоке складчатого пояса Таймыра.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволил существенно по-новому оценить происхождение и историю тектонического развития складчатых сооружений Таймыра. Из этого анализа прежде всего следует, что складчатый пояс Таймыра нельзя рассматривать в качестве существующего длительное время элемента горно-складчатого обрамления Арктической геодепрессии, как это делается в одной из последних сводок [4]. То же касается и других представлений, упомянутых в начале статьи. Главные рубежи тектонической истории Таймыра распознаются в следующих событиях.

Весьма примечательно и, на наш взгляд, достаточно обоснованно выделение в пределах Центрального Таймыра древней рифейской островной дуги. Рифей-палеозойские отложения севера и палеозойские отложения юга Таймыра принадлежали пассивным окраинам Арктиды и Палеосибири — двух континентов, которые последовательно перемещались из приэкваториальных широт в высокие широты северного полушария (рис. 6). Где-то между ними находились небольшие террейны — Шренковский, Фаддеевский, Колосовский, которые в конце позднего рифея столкнулись с

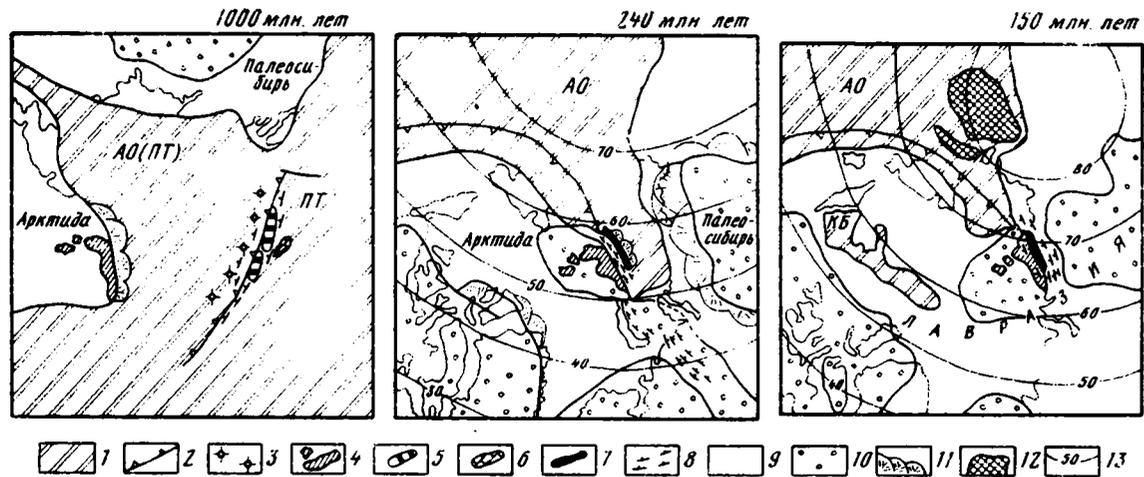


Рис. 6. Палинспластические реконструкции Арктического сектора (с использованием данных Л. П. Зоненшайна и Л. М. Натапова [8])

1 — океаническая кора; 2 — зоны субдукции; 3 — островные дуги; 4 — фрагменты Карского палеоконтинента; 5, 6 — террейны; 5 — Шренковский и Фаддеевский; 6 — Колосовский; 7 — Шренк-Ленинградский блок (микроконтинент) аккреционной при-

роды; 8 — покровно-складчатые коллизийные пояса; 9 — эпиконтинентальные моря и шельфы; 10 — суша; 11 — подводные равнины, образованные сливающимися конусами выноса; 12 — крупные террейны, приблизившиеся к началу мела к восточной окраине Лавразии; 13 — палеошироты. Буквами обозначены: ПТ — Панталасса, АО — Анюйский океанический залив, КБ — Канадский бассейн

рифейской островной дугой, образовав сложный Шренк-Ленинградский микроконтинент аккреционной природы. Это столкновение явилось причиной позднерифейских деформаций и гранитизации, образования зон меланжа и надвигов, разделяющих блоки Шренк-Ленинградского микроконтинента, а также выведения на поверхность толейтовых океанических вулканитов, габбро- и гипербазитов.

В конце позднего палеозоя после закрытия Уральского палеоокеана между Сибирью и Арктидой сохранялся океанический залив Панталассы. В это время произошло соединение Шренк-Ленинградского микроконтинента с составляющей Арктиды — Карским блоком. Это столкновение повлекло за собой новый этап деформаций в пределах микроконтинента, появление позднепалеозойских — раннетриасовых коллизионных гранитоидов Северного Таймыра, метаморфизм и надвигообразование в Карском блоке.

В самом конце палеозоя — начале мезозоя произошло дробление края Сибири, результатом которого явилось заложение рифтогенных прогибов. Процессы рифтогенеза определили щелочной характер базальтоидов, свойственный Южному Таймыру и отличающий их от траппов большей части Тунгусской синеклизы.

В юрское время в связи с раскрытием в Арктике Канадского океанического бассейна начинается закрытие упоминавшегося залива Панталассы, завершившееся в раннем мелу столкновением части Арктиды (в нашем случае — Карский блок вместе с припаявшимся к нему Шренк-Ленинградским микроконтинентом) с Палеосибирью. В результате этой коллизии сформировалась складчато-надвиговая структура Южного Таймыра и завершилось формирование структурного плана всего Таймыра в его современном виде (см. рис. 6).

Полюс вращения сближавшихся плит находился, вероятно, вблизи западной части залива Панталассы. Этим обстоятельством и небольшой шириной залива в его таймырской части объясняется, видимо, отсутствие здесь магматизма, свойственного конвергентным границам плит. В более восточных районах (Анжуйская зона Якутии), где океаническое пространство между сближавшимися континентами было значительно большим, позднеюрский известково-щелочной магматизм распространен широко. Этот этап грандиозных перестроек, завершившийся в более восточных районах перед альбским веком, привел к объединению блоков Северного Таймыра, Новосибирских островов и Чукотки с Сибирью, включая ее южнотаймырскую и верхоянскую пассивные окраины, и нарастившими ее с востока мезозоидами Северо-Восточной Азии,

Изложенный сценарий тектонической эволюции Таймыра безусловно требует дальнейшего изучения и детализации. Однако хорошая связь главнейших рубежей деформаций с метаморфическими и магматическими событиями, а также распределение и формационный состав осадочных образований позволяют надеяться, что действительный ход развития Таймыра мог оказаться весьма близким описанному.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беззубцев В. В., Залышев Р. Ш., Сакович А. Б. Геологическая карта Горного Таймыра. М-6 1: 500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
2. Бибикина Е. В., Чайка В. М., Поляков А. Л. Возраст кристаллического основания севера Сибирской платформы и некоторые вопросы образования протерозойских сланцевых толщ Енисейского кряжа и Таймыра // *Геохимия*. 1968. № 6. С. 733–736.
3. Вакар В. А., Воронов П. С., Егузаров Б. Х. Таймырско-Североземельская складчатая область // *Геологическое строение СССР*. Т. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 89–94.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Л.: Недра, 1984. С. 111–116, 246–253.

5. Демина Л. И. *Метаморфические породы гранулитовой фации Таймыра* // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 5. С. 1202–1205.
6. Забияка А. И. *Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра* // Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1974. 128 с.
7. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А., Сердюк С. С., Злобин М. Н. *Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра*. Новосибирск: Наука, 1986. 143 с.
8. Зоненшайн Л. П., Натанов Л. М. *Тектоническая история Арктики* // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
9. Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Красиков Э. М. *К проблеме стратификации позднекембрийских раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра* // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: Изд. НИИГА, 1978. С. 5–21.
10. Мальцев Ю. М., Хоменковский В. В., Шенфильд В. Ю. *Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра* // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 79–105.
11. Марков Ф. Г., Равич М. Г., Вакар В. А. *Геологическое строение Таймырского полуострова* // Тр. НИИГА. 1957. Т. 81. С. 313–387.
12. Махлаев Л. В., Коробова Н. И. *Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра*. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1972. 130 с.
13. Махлаев Л. В. *Таймырская складчатая область* // Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 147–168.
14. Махлаев Л. В. *Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр)* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 77–87.
15. Погробицкий Ю. Е. *Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы*. Л.: Недра, 1971. 248 с.
16. Погробицкий Ю. Е., Соболевская Р. Ф. *Таймырская хатакратонная структурно-формационная область* // Геологическое строение ССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987. С. 173–174.
17. Равич М. Г., Чайка Л. А. *Протерозойские метаморфические и магматические формации Горного Таймыра* // Петрография Восточной Сибири. Т. 1. Сибирская платформа и ее северное обрамление. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 590–719.
18. Урванцев Н. Н. *Таймырская геологическая экспедиция, 1929 г.* // Тр. Глав. геологоразв. упр. 1931. Вып. 65. 40 с.
19. Шануренко Н. К. *Главнейшие структуры и геологические формации Таймырской складчатой области* // Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983. С. 98–102.

ИГО «Аэрогеология», Москва, 117074;  
 Институт океанологии АН СССР,  
 Москва, 109218

Поступила в редакцию  
 11.I.1990

УДК 251.240(574.3)

© 1991 г.

БЕЛОВ В. С., БУРМИСТРОВ А. А.

**МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ  
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АКЖАЛ-АКСОРАНСКОЙ РУДОНОСНОЙ  
ЗОНЫ РАЗЛОМОВ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

Выполнено математическое и физическое моделирование напряженно-деформированного состояния Акжал-Аксоранской тектонической зоны, существовавшего в позднем палеозое, во время формирования большей части гидротермальной рудной минерализации. Проведено сопоставление размещения рудных объектов с полями палеонапряжений, полученных на модели. Выявлена статистическая тенденция приуроченности наиболее рудопродуктивных площадей к повышенно напряженным участкам, находящимся в обстановке сжатия. Рассмотрены вероятные механизмы рудоконцентрирования для объяснения выявленных закономерностей и предложены тектонофизические критерии прогноза рудоносности.

**Belov S. V., Burmistrov A. A. A model of stress-deformed state of the western part of the Akzhal-Aksoran ore-bearing fault zone in Central Kazakhstan for late Paleozoic. *Geotectonics*. 1991. № 6.** Mathematical and physical modelling of the stress-deformed state of the Akzhal-Aksoran tectonic zone known to have existed in the late Paleozoic have been carried out. At that time the major part of hydrothermal ore mineralization formed. The location of ore units was correlated with paleostress fields obtained from the model. The tendency was revealed that most ore productive areas are assigned to patches with increased stress being under compression. Some ore concentration mechanisms were discussed in order to confirm certain natural laws pertaining to these mechanisms, which have been found out. Tectonophysical criteria to predict ore occurrence are suggested.

Связь процессов деформации горных пород и эндогенного рудообразования общеизвестна. В последнее время появляется все больше фактов, свидетельствующих о том, что напряженно-деформированное состояние среды не только ответственно за формирование тектонических рудовмещающих структур, но и существенным образом влияет на сам процесс миграции, перераспределения и концентрирования полезных компонентов. В этой связи изучение особенностей напряженно-деформированного состояния среды рудообразования на реальных объектах позволяет наметить дополнительные — тектонофизические критерии прогноза месторождений полезных ископаемых и сделать этот прогноз более обоснованным.

Одним из методов изучения напряженно-деформированного состояния и палеотектонического режима территории является тектонофизическое моделирование, осуществляемое в поляризационно-оптическом или математическом вариантах. Основы этого направления заложены трудами В. В. Белоусова, М. В. Гзовского, Д. Н. Осокиной, И. В. Лучицкого, А. В. Вихерта, Г. Рамберга и др. Применительно к проблемам рудной геологии моделирование как метод изучения деформационных структур использовалось в исследованиях В. А. Королева, С. А. Сандомирского, С. И. Ашкиназе, В. И. Старостина, Ш. Д. Фатхуллаева, В. Д. Парфенова, Г. М. Курбанаева, А. К. Басанина, С. С. Шакина, С. С. Стоянова, Х. Бока, К. Казибуро и др.

Цель настоящей работы — выяснение путем тектонофизического моделирования на ЭВМ и на оптически активных материалах напряженно-деформированного состояния в позднем палеозое сложнопостроенного отрезка крупной зоны

разломов в Центральном Казахстане, к которой тяготеет значительное число гидротермальных рудных месторождений, сформированных в этот период, а также сопоставление результатов моделирования с особенностями размещения рудных объектов и объяснение вероятных причин намечающихся закономерностей.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АКЖАЛ-АКСОРАНСКОЙ ЗОНЫ

Акжал-Аксоранская рудоносная зона разломов находится в Северо-Западном Прибалхашье и входит составной частью в Агадырский рудный район Центрального Казахстана, строение которого детально описано в ряде работ [1, 6, 7, 19 и др.]. Акжал-Аксоранская зона располагается в юго-западной части этого района вдоль южного обрамления Жаман-Сарысуйского антиклинория на границе с Акжал-Аксоранским синклиналием. Она вытянута в субширотном направлении примерно на 90 км и представляет собой полосу шириной до 10 км, в которой сосредоточено большое количество разрывных нарушений, участков дробления, катаклаза, расланцевания, перекристаллизации и метаморфизма пород. Зона является долгоживущей; по геофизическим данным, глубина заложения ее составляет 10—18 км [12]. Она служит границей областей с разным геологическим строением. К северу от нее находятся монотонные терригенные отложения силура, а к югу — область, интенсивно насыщенная гранитоидными интрузиями, где в опущенных блоках располагаются терригенно-карбонатные породы девона и карбона (рис. 1, а).

Подробно структура Акжал-Аксоранской зоны разломов описана А. В. Лукьяновым [14]. В геодинамическом плане зона представляет собой в общем левый сдвиг крутого южного падения. Характерной ее особенностью является то, что в западной части зона веерообразно расщепляется на серию более мелких разрывных нарушений, образующих структуру «конского хвоста». Сложность внутреннего строения Акжал-Аксоранской тектонической зоны свидетельствует о длительной истории ее формирования, когда на разных этапах наряду с доминирующими горизонтальными движениями в той или иной степени присутствовала и вертикальная составляющая. Особенностью зоны является приуроченность к ней значительного числа гидротермальных молибдено-вольфрамовых и полиметаллических месторождений и рудопроявлений. Наибольший интерес в ее пределах представляет крупный Акбиик-Аксарлинский рудный узел, расположенный на западном окончании Акжал-Аксоранской зоны, общие очертания которого определяются областью веерообразного расщепления главного шовного разлома (см. рис. 1, б).

Рудный узел включает несколько штокверково-жильных месторождений и рудопроявлений вольфрама и молибдена — Аксарлы, Акбиик, Жолпак и др. В разное время в их изучении участвовали И. П. Боневоленский, В. Н. Выдрин, М. А. Богомоллов, А. Т. Буртубаев, В. А. Кличников, С. А. Акылбеков, А. А. Фролов, В. О. Вальков, С. В. Зубарь, авторы данной работы и др. Преобладающим рудным элементом является вольфрам, в заметных количествах присутствует висмут, иногда бериллий, молибден имеет подчиненную роль. Характерно наличие значительного количества полиметаллических рудопроявлений. Анализ положения рудных объектов в общей структуре узла свидетельствует, что максимум плотности оруденения (как полиметаллического, так и молибдено-вольфрамового) четко тяготеет к области окончания и расщепления разломов. По-видимому, такая геологическая позиция рудной минерализации не случайна. Опыт изучения структур рудных полей и месторождений свидетельствует, что подобная ситуация встречается довольно часто, проявляясь на разных иерархических уровнях — в размещении рудных полей, месторождений, рудных столбов и рудных тел. В чем же причина такого явления? Прежде чем попытаться ответить на этот вопрос, рассмотрим результаты моделирования напряженно-деформированного состояния данной территории.

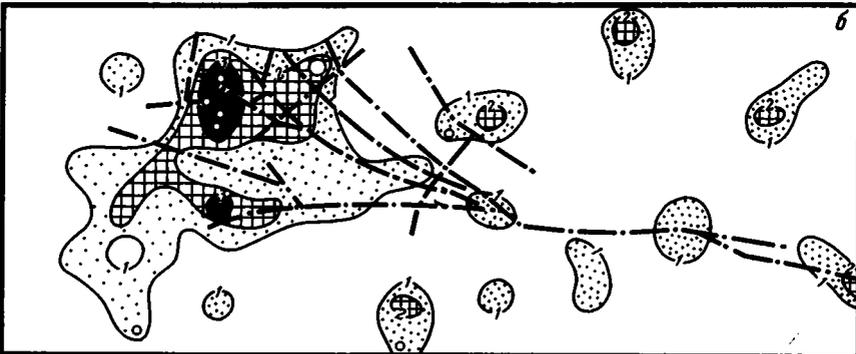
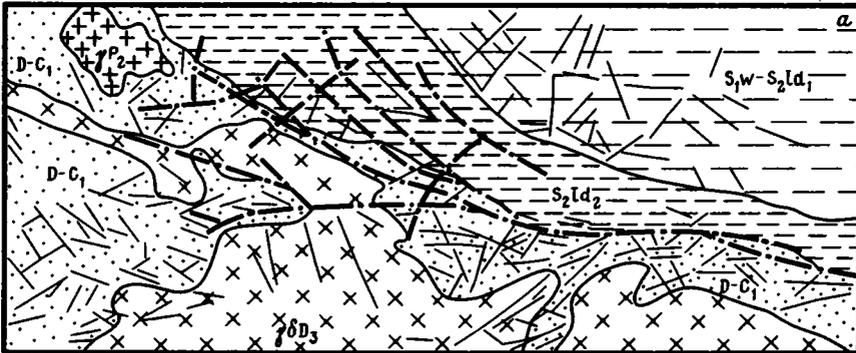
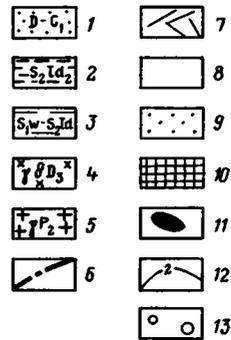


Рис. 1. Схема геологического строения западной части Акжал-Аксоранской тектонической зоны (а) и особенности размещения эндогенного оруденения (б)  
 1 — терригенно-карбонатные отложения девона — нижнего карбона; 2—3 — терригенные отложения силура: 2 — сланцы и алевролиты верхней толщи, 3 — алевропесчаники нижней толщи; 4 — граниты, гранит-порфиры, гранодиориты; 5 — лейкограниты Аиртауского массива; 6 — 7 — разрывные нарушения: 6 — основные, 7 — второстепенные; 8—11 — поля удельной плотности эндогенного (молибдено-вольфрамового и полиметаллического) оруденения: 8 — менее одного рудного объекта, 9 — от одного до двух, 10 — от двух до трех, 11 — более трех рудных объектов на единицу площади; 12 — изолинии плотности эндогенного оруденения; 13 — наиболее значительные рудные объекты молибдено-вольфрамовой формации (величина кружка отражает размер объекта)

Для оценки напряженно-деформированного состояния Акжал-Аксоранской рудоносной зоны разломов в позднем палеозое, т. е. в период формирования подавляющей массы месторождений и рудопроявлений, было выполнено комплексное тектонофизическое моделирование в двух вариантах: математическом — с использованием метода конечных элементов (КЭ) и физическом — на основе поляризационно-оптического метода. Это дало возможность получить более надежные результаты.

Для решения геологических задач метод конечных элементов (КЭ) адаптирован Г. М. Курбанаевым. Сущность метода заключается в аппроксимации сплошной среды с бесконечным числом связей совокупностью подобластей, имеющих конечное их число [10]. При моделировании задают внешние воздействия и вычисляют перераспределение усилий, возникающее под влиянием физико-механических неоднородностей в каждом отдельном узле, а затем рассчитывают напряжения внутри конечного элемента (упругая задача); кроме того, оценивается возможность возникновения<sup>1</sup> разрывных нарушений (задача трещинообразования). Реализация этих двух задач осуществлена на ЭВМ с помощью программ «Стресс» и «Прочность», которые разработаны и детально описаны Г. М. Курбанаевым [12].

Для выполнения математического моделирования территория Акжал-Аксоранской зоны была разбита на 371 конечный элемент (рис. 2, а). Достоинством модели являлось то, что решение задачи было осуществлено в реальном геологическом масштабе. Тектонический рисунок разломов Акжал-Аксоранской зоны на модели был нанесен непосредственно с государственной геологической карты Центральноказахстанской серии масштаба 1:200 000. Каждому из структурно-формационных комплексов пород, слагающих территорию, была дана осредненная петрофизическая характеристика, которая рассчитана на основе данных, приведенных в работах [13, 16] и дополненных нашими определениями по району месторождения Аксарлы (таблица). Кроме того, петрофизические свойства материала, располагающегося по внешней рамке модели, были подобраны с таким расчетом, чтобы исключить искажение поля напряжений от границ модели.

Моделирование осуществлялось при следующих граничных условиях. Направление главных тангенциальных сжимающих усилий при проведении эксперимента было принято на основании результатов изучения подвижек по региональным разломам в позднем палеозое [7, 18]. Такие усилия имели северо-восточную ориентировку, что подтверждается анализом разрывных нарушений, выявленных при геологической съемке масштаба 1:200 000. Нагрузки этого направления на модели были приложены к узлам конечных элементов (КЭ), находящихся на северной и южной частях рамки. Западная и восточная части рамки жестко закреплены (см. рис. 2, а). Поскольку тектонические процессы развиваются, как правило, динамически, т. е. на фоне изменения внешнего давления, то при решении задачи был учтен и этот фактор. Было задано пять последовательных этапов нагружения, когда диапазоны нагрузок возрастали на северной рамке от 50 до 200 кг/см<sup>2</sup>, а на южной от 100 до 400 кг/см<sup>2</sup>, что обусловлено большей тектонической активностью со стороны южного борта зоны.

В результате решения выявлено распределение абсолютных значений главных нормальных напряжений  $\sigma_{\max}$ ,  $\sigma_{\min}$  (см. рис. 2, б, в) и максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$  (см. рис. 2, г), а также ориентировка осей главных нормальных напряжений (см. рис. 2, д). Кроме того, реализация задачи трещинообразования дала возможность проследить развитие локальных разрывных нарушений в ходе тектонического процесса. Выяснены положение, ориентировка и доминирующий тип последовательно возникавших трещин (см. рис. 2, е).

Математическое моделирование было дополнено экспериментом на оптически активных материалах. При его проведении использовался однородный

**Усредненная петрофизическая характеристика пород Акжал-Аксоранской зоны**

Тип пород и их возраст	Модель Юнга, п · 10 <sup>9</sup> кг/см <sup>2</sup>	Коэффициент Пуассона	Пределы прочности, кг/см <sup>2</sup>	
			на сжатие	на растяжение
Алевропесчаники (S <sub>1</sub> v—S <sub>2</sub> ld <sub>1</sub> )	7,0	0,22	500	70
Сланцы, алевролиты (S <sub>2</sub> ld <sub>2</sub> )	6,0	0,28	700	20
Терригенно-карбонатные породы (D—C <sub>1</sub> )	7,5	0,3	650	50
Гранодиориты, граниты (D <sub>3</sub> )	6,5	0,22	800	150
Материал рамки, окаймляющей модель	0,5	0,1	10000	10000

упругий желатиновый студень, который, по данным [8, 15], вполне удовлетворяет условиям подобия для моделирования в таких масштабах. Общие размеры модели 45 × 30 см, толщина 2 см. Исходный рисунок Акжал-Аксоранской зоны разломов нарезался в желатине и был идентичен таковому на математической модели. Аналогичным было и направление главных усилий. Величины  $\tau_{\max}$  оценивались по интерференционной окраске изохром и на рис. 2, ж приведены в относительных величинах.

Анализ результатов комплексного моделирования показал, что распределение всех компонент тензора напряжений весьма неоднородно. В целом повышенно напряженной оказывается область западного окончания Акжал-Аксоранской зоны разломов, где она расщепляется, образуя структуру «конского хвоста». Величины напряжений здесь в отдельных участках на порядок и более превышают таковые в центральной шовной части зоны, где отмечается спокойный характер поля напряжений. Весьма типичным для области расщепления разломов является высокоградиентное поле напряжений, не наблюдающееся больше нигде на других участках. Характерно, что в пределах повышенно напряженной области «конского хвоста» траектории осей:  $\sigma_{\max}$  и  $\sigma_{\min}$  испытывают виргации и прихотливо изгибаются, отражая перераспределение напряжений в этой части зоны (см. рис. 2, д).

Реализация задачи трещинообразования и анализ результатов показали, что максимальное число трещин скола формируется в начальный этап нагружения. При этом, естественно, в области западного окончания и расщепления разломов, где имеет место наибольшая концентрация напряжений, плотность таких трещин оказывается существенно выше (см. рис. 2, е). В последующие этапы, несмотря на возрастающие нагрузки, интенсивность трещинообразования в этой части зоны снижается и область активного трещинообразования перемещается на периферию в менее напряженные участки. Плотность трещин, возникающих здесь, становится значительно ниже.

Результаты физического моделирования на оптически активных материалах (см. рис. 2, ж), в целом адекватны общей картине распределения напряжений  $\tau_{\max}$ , полученной при решении задачи на ЭВМ. Все это свидетельствует о качественно верном решении задачи моделирования с помощью метода КЭ.

**НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ  
В ПОЛЯХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ИХ ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ**

Так как движение рудоносных растворов через горные породы происходит в поле действия тектонических напряжений, которые, как показывает ряд исследований [17, 20], играют активную роль в массопереносе, интересно сопоставить особенности распределения оруденения с полями тектонических напряжений, полученных на моделях. Уже при визуальном сопоставлении схемы в изолиниях размещения рудных объектов (см. рис. 1, б) со схемами в изолиниях всех компонент тензора напряжений (см. рис. 2, б—г) можно видеть, что в целом область, наиболее насыщенная месторождениями и рудопроявлениями,

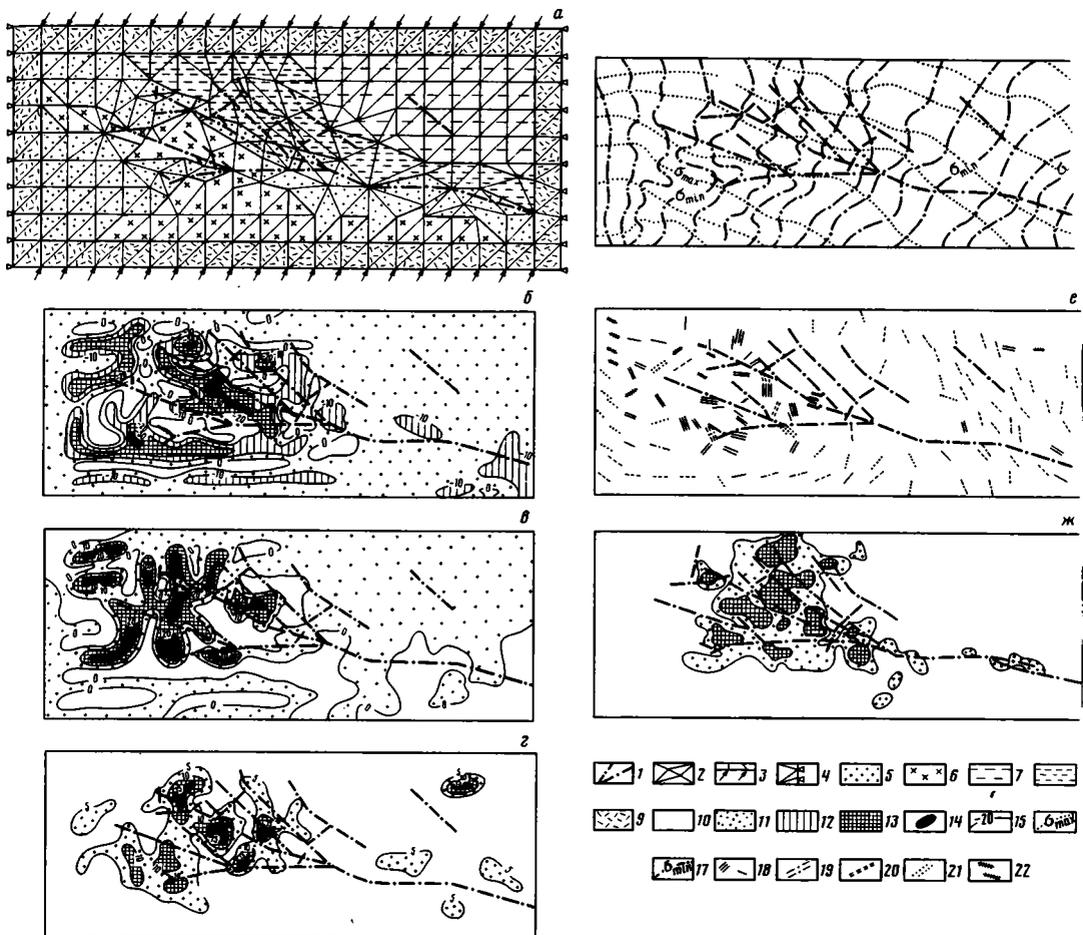


Рис. 2. Модель напряженно-деформированного состояния западной части Акжал-Аксоранской тектонической зоны: *a* — схема разбиения модели на конечные элементы с прилагаемыми нагрузками; *б-г* — распределение компонент тензора напряжений (*б* — минимальных главных нормальных  $\sigma_{\text{min}}$ , *в* — максимальных главных нормальных  $\sigma_{\text{max}}$ , *г* — максимальных касательных  $\tau_{\text{max}}$ ); *д* — ориентировка осей главных нормальных напряжений; *е* — особенности трещинообразования при последовательно возрастающей нагрузке; *ж* — качественное распределение напряжений на оптически активной модели из желатина. 1 — положение основных разрывных нарушений; 2 — треугольные конечные элементы модели; 3 — направления и места приложения главных усилий; 4 — места жесткого закрепления модели; 5 — терригенно-карбонатные отложения ( $D-C_1$ ); 6 — гранит-порфиры, градиориты ( $D_3$ ); 7 — сланцы и алевролиты ( $S_2|d_2$ ); 8 — алевропесчаники ( $S_1v-S_2|d_1$ ); 9 — материал, образующий рамку модели; 10—14 — поля возрастающих значений напряжений; интенсивность штриховки увеличивается по мере возрастания напряжений; 15 — изолинии значений напряжений ( $\bar{n} \cdot 10^2 \text{ кг/см}^2$ ); 16, 17 — траектории главных нормальных напряжений; 18—22 — трещины скола, возникшие на этапах нагружения: 18 — на первом, 19 — на втором, 20 — на третьем, 21 — на четвертом, 22 — на пятом. Показана одна из сопряженных систем трещин (в каждом КЭ модели на каждом из этапов)

тяготеет к участкам повышенных напряжений на западной периферии Акжал-Аксоранской зоны, где происходит ее расщепление на серию более мелких разрывных нарушений.

Для установления более строгих количественных зависимостей были построены диаграммы в координатах «интенсивность оруденения — напряжения» (рис. 3, а—в). Анализ их показывает, что в общем по мере возрастания нормальных и касательных напряжений интенсивность оруденения увеличивается. Причем больший градиент возрастания оруденения отмечается при повышении минимальных главных нормальных напряжений:  $\sigma_{\min}$ , на что указывает более крутой наклон осредняющей линии для  $\sigma_{\min}$ . На рис. 3, а, б помимо поля с основной массой фигуративных точек наблюдаются обособленные области с небольшим их числом, которые аппроксимируются другими осредняющими линиями. Причина такого факта не вполне ясна. Возможно, отдельные рудные объекты формировались в несколько ином геодинамическом режиме.

Интересна диаграмма зависимости оруденения от касательных напряжений  $\tau_{\max}$  (см. рис. 3, в). Ее конфигурация дает основание предполагать, что особенно значительная концентрация оруденения имеет место с определенного момента, когда касательные напряжения достигают некоторой величины. До этого тесной связи оруденения с напряжениями не отмечается. Причиной такой закономерности, возможно, является то, что механизм рудоцентрирования начинает четко функционировать лишь с момента, когда напряжения достигают определенных пороговых значений.

С целью выявления общих взаимосвязей оруденения с типом геодинамической обстановки для каждого конечного элемента, находящегося в обстановке сжатия (129 КЭ, где  $\sigma_{\max} + \sigma_{\min} < 0$ ) или растяжения (115 КЭ, где  $\sigma_{\max} + \sigma_{\min} > 0$ ), была сопоставлена интенсивность рудной минерализации, проведены статистические подсчеты и построена сводная диаграмма (см. рис. 3, г). Из ее анализа следует, что с областями сжатия примерно в 3 раза чаще, чем с областями растяжения, ассоциируют интенсивно оруденелые участки, в 2 раза чаще — умеренно оруденелые и в 1,5 раза чаще — слабооруденелые. Наоборот, на области растяжения приходится в 1,3 раза больше полностью безрудных участков. Таким образом, статистически выявляется тенденция тяготения повышенно рудоносных площадей к областям, в которых в ходе геологического развития доминировала обстановка сжатия и в которых концентрировались тектонические напряжения.

Почему же оруденение тяготеет к таким участкам геологического пространства, где концентрировались тектонические напряжения? Каковы вероятные причины такой закономерности? Прежде чем ответить на эти вопросы, заметим, что подобный пример не является единичным, характерным лишь для Акжал-Аксоранской тектонической зоны. В Центральном Казахстане аналогичная картина приуроченности максимального числа молибдено-вольфрамовых, медных и полиметаллических проявлений к повышенно напряженным участкам, выявленным по данным тектонофизического моделирования, получена нами в целом для Агадырского рудного района [3]. Моделирование процесса внедрения штока Караобинского гранитного массива, выполненное ранее авторами [2], показало, что локализация оруденения в надинтрузивной зоне также находится в соответствии с особенностями распределения здесь полей напряжений. Преимущественное значение напряжений сжатия устанавливается на основе анализа структурных и тектонофизических условий формирования и для широкого круга штокверковых месторождений [4]. Более того, если в общем оценивать геолого-структурные позиции рудных полей и месторождений с тектонофизической точки зрения, можно констатировать, что особенностью этих участков земной коры является наибольшая концентрация напряжений в процессе их формирования. Таким образом, приуроченность оруденения к областям концентрации тектонических напряжений свидетельствует о том, что механиче-

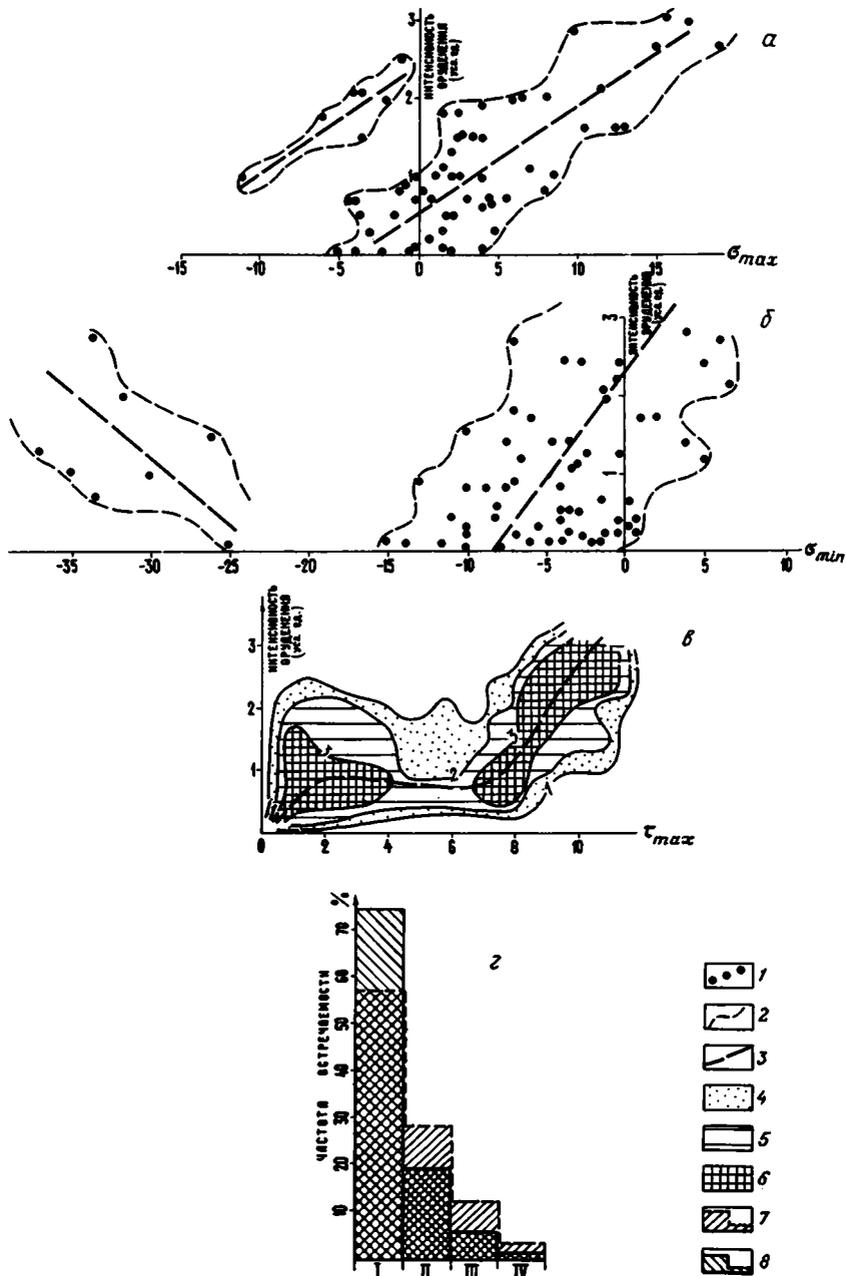


Рис. 3. Соотношения между распределением напряжений, полученных на модели, и интенсивностью эндогенного оруденения: а, б — графики зависимости между максимальными (а) и минимальными (б) главными нормальными напряжениями и интенсивностью оруденения; в — диаграмма зависимости интенсивности оруденения от величин максимальных касательных напряжений; з — диаграмма зависимости распределения оруденения от типа напряженного состояния участка 1 — частные значения фигуративных точек; 2 — общие контуры полей размещения фигуративных точек; 3 — осредняющие линии; 4—6 — поля различной плотности фигуративных точек на диаграмме в (значение изолиний отражает плотность точек); 7, 8 — тип напряженного состояния на диаграмме з: 7 — области сжатия, 8 — области растяжения. Степень рудоносности площадей: I — нулевая, II — слабая, III — умеренная, IV — интенсивная

УДК 551.24(564.3)

© 1991 г.

КАЗЬМИН В. Г.

**О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ СТАНОВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ТРООДОС И МАМОНИЯ (о-в КИПР)**

Механизм тектонического становления на о-ве Кипр офиолитов (Троодос) и покровов, сложенных вулканитами и осадками пассивной окраины (Мамония), остается дискуссионным. Рассмотрены три возможные схемы развития: 1) офиолиты образовались в спрединговом центре южной ветви океана Тетис (Мезогеи), а затем были перемещены к северной окраине этого бассейна; 2) офиолиты образовались в задуговом бассейне на северной окраине Мезогеи, а затем были шарьированы на тонкую континентальную кору пассивной окраины Африки; 3) образование офиолитов происходило в задуговом бассейне в северной ветви океана Тетис, после чего они были шарьированы на карбонатную платформу Тавра и частично переброшены через нее. Анализ имеющихся данных показывает, что первая схема неприемлема, а вторая является наиболее вероятной. Третья схема менее вероятна, но не может быть исключена до получения дополнительных данных. Перемещения литосферных блоков происходили в субмеридиональном направлении, что определялось существованием древних швов, игравших роль трансформных разломов. Смещения по широтным сдвигам, возможно, происходили лишь на новейшем этапе развития и не играли существенной роли в тектоническом становлении комплексов Троодос и Мамония.

Kaz'min V. G. On the tectonic setting of the Troodos and Mamonia complexes emplacement (Cyprus Island). *Geotectonics*. 1991. № 6. The mechanism of tectonic emplacement of ophiolites (Troodos) and the formation of nappes, composed of volcanics and sediments of the passive margin (Mamonia) on the Cyprus Island still remains unsettled. Three possible models of development have been considered: 1) ophiolites were formed in the spreading center of the Tethys Ocean southern branch (Mesogaea) and later moved towards the northern margin of the basin; 2) ophiolites were formed at the back-arc basin at Mesogaea northern margin and then tectonically overthrust thin continental crust of the African passive margin; 3) ophiolites were formed in the back-arc basin of the Tethys Ocean northern branch and further they tectonically overthrust the Taurus carbonate platform partially traversing it. The analysis of the available data lead us to conclude that the first scheme is unacceptable and a most probable is the second one. The third scheme is hardly possible, but we can't give it up completely without obtaining additional evidence. Lithospheric blocks moved submeridionally owing to the existing ancient faults serving as transforms. Latitudinal displacement didn't evidently occur until the recent stage of development and didn't play any significant role in the tectonic emplacement of the Troodos and Mamonia complexes.

Офиолитовый комплекс массива Троодос и комплекс осадочных и вулканогенных пород Мамония на Кипре хорошо сопоставляются с аллохтонными комплексами «Периаравийской дуги» [29], и в частности с расположенными поблизости аллохтонами Бассита-Баера и Анталы. В покровах Бассита-Баера, как и во всех периаравийских покровах, выделяются образования, сходные с океанской корой (офиолиты), и вулканогенно-осадочные породы, образовавшиеся на пассивной континентальной окраине Африки. Надвигание офиолитовых и осадочных комплексов рассматривалось

обычно как результат образования пологих сколов в океанской литосфере с последующим надвиганием чешуй на край континента [11]. Ряд авторов полагали, что обдукция происходит в результате затягивания края континента в зону Беньофа под островную дугу [15, 43]. Впоследствии было показано, что модель должна скорее всего объединять обе эти идеи. С одной стороны, образование сколов и скольжение горячих литосферных пластин подтверждается формированием в их подошве высокотемпературных метаморфических ореолов по породам океанского ложа [27], с другой — геохимия лавовых комплексов в офиолитовых сериях говорит об образовании расплавов в зонах субдукции или над ними [4, 14, 28, 41, 42]. Внутроокеанские сколы, таким образом, следует рассматривать как зарождающиеся зоны субдукции. Предполагается, что офиолиты Перипаравийской дуги формировались в спрединговых центрах небольших задуговых бассейнах (или бассейне) типа Андаманского моря [22].

Факт надвигания (обдукции) офиолитов на край Аравийской плиты не вызывает сомнений, поскольку соотношения аллохтона и автохтона непосредственно видимы. Сложнее обстоит дело с офиолитами Кипра, так как автохтонное основание здесь нигде не обнажено. Нет и однозначных данных о направлении движения масс. Трудности усугубляются изолированным, островным положением офиолитов. Поэтому в отношении офиолитов Кипра до сих пор дискутируются два вопроса: 1) связано ли их внедрение с обдукцией или с каким-то другим механизмом; 2) в каком бассейне — в океане Тетис или в Мезогее — происходило магматическое становление офиолитов. Также дискуссионными являются условия тектонического становления офиолитового комплекса Анталы.

Существует четыре основные гипотезы, рассматривающие тектонические условия становления офиолитов Троодоса.

I. Офиолиты сформировались в спрединговом центре южной ветви океана Тетис (малый океанский бассейн — Мезогей), а затем были придвинуты к северной окраине этого бассейна в результате перемещения по сдвигам (трансформным разломам?) [33, 35, 36, 44]. Вариант этой гипотезы изложен в работе Р. Сворбрика [39].

II. Офиолиты Троодоса являются продолжением покровов Перипаравийской дуги и подобно им были надвинуты в маастрихтском веке на край Африканской платформы. Офиолиты представляют собой океанскую кору Мезогей [7, 13].

III. Аналогичная схема, но с той лишь разницей, что офиолиты рассматриваются в качестве коры задугового бассейна типа Андаманского моря [22].

IV. Механизм надвигания офиолитов тот же, что и в схеме III, но зона субдукции и зарождающаяся дуга находились не в Мезогее, а в океане Тетис к северу от карбонатной платформы Тавра. В результате шарьирования покровы Бассита, Кипра и Анталы оказались переброшенными через карбонатную платформу.

Схема А. Робертсона [33, 35, 36, 44] предполагает, что офиолиты образовались в узком океанском бассейне (рис. 1). Широко ориентированные сегменты спрединговой оси были разделены меридиональными трансформными разломами. Блок океанской литосферы, отвечавший массиву Троодос, перемещался в кампане — маастрихте в сторону северной окраины бассейна, где в это время возникла зона поддвига и вулканическая дуга, остатки которой сохранились в хр. Кирения (Пентадактилос). Когда кора Троодоса приблизилась в маастрихте к окраине, на нее с континентального склона сползали массы осадочных и вулканических пород мезозойской пассивной окраины (комплекс Мамония). По мнению цитированных авторов, структура комплекса Мамония хотя и сложная, хаотическая, все же дает указание на то, что аллохтонные массы двигались с юго-запада на

ская энергия, накапливающаяся в определенных участках земной коры в ходе геологического развития, играет важную роль в рудообразовании.

Выявленные закономерности размещения оруденения в полях тектонических напряжений находят удовлетворительное объяснение с позиций разрабатываемой в последнее время активной модели массопереноса [9]. В соответствии с этой моделью, исходящей из теории Онгазера, выведение каркасно-флюидной системы горных пород из состояния первоначального химического, механического или термального равновесия сопровождается инициацией процессов, стремящихся вернуть системе первоначальное состояние. Главным из таких процессов является активизация геохимической подвижности компонентов. В. Н. Румянцевым совместно с С. В. Беловым на основе принципа Ле-Шателье был конкретизирован механизм этой геохимической подвижности. Установлено, что в областях максимальной концентрации сжимающих напряжений возникает геобарические градиенты. Они играют роль пускового механизма, приводящего в действие дифференциацию разнородных компонентов поровых растворов, которая происходит в форме бародиффузии и файлюации [4, 5]. В соответствии с принципом Ле-Шателье, в межзерновом пространстве возникает направленная миграция рудных компонентов раствора «на давление». Этот момент соответствует рудоподготовительному этапу, когда в повышенно напряженных участках горных пород происходит первоначальное рудоконцентрирование. В работе [5] показано, что аналогичный процесс приводит и к зарождению рудномагматических систем. Следствием их дальнейшего функционирования является образование рудных залежей. Характерно, что в собственно этап рудоотложения, при релаксации высоких сжимающих напряжений вследствие хрупких деформаций и трещинообразования, медленные бародиффузионный и файлюационный способы массопереноса сменяются более быстрым фильтрационным.

## ВЫВОДЫ

1. Тектонофизическое моделирование Акжал-Аксоранской зоны разломов, осуществленное методом конечных элементов на ЭВМ и на поляризационно-оптических материалах, дало возможность получить картину ее напряженно-деформированного состояния в позднем палеозое, во время формирования основной массы гидротермальных молибдено-вольфрамовых и полиметаллических рудных объектов. Установлено сложное неоднородное строение силового поля в пределах этой зоны. Повышенно напряженными, с концентрацией всех компонент тензора напряжений, и высокоградиентными оказались участки на западном окончании Акжал-Аксоранской зоны, где происходит ее расщепление на серию разрывных нарушений более высокого порядка.

2. В размещении эндогенного оруденения в пределах Акжал-Аксоранской зоны важная роль принадлежит полям тектонических напряжений. Выявляется устойчивая положительная связь между величиной палеонапряжений и интенсивностью проявления рудной минерализации. В целом более рудопродуктивными оказываются повышенно напряженные участки. Между типом напряженного состояния и особенностями проявления гидротермального оруденения намечается определенная зависимость: статистически устанавливается, что с областями сжатия оруденение ассоциирует в несколько раз чаще, чем с участками, где существовала обстановка растяжения.

3. Установленные взаимосвязи не случайны, они обусловлены определяющей ролью полей напряжений в возникновении, функционировании и развитии рудообразующих систем. В условиях неоднородного строения силового поля в областях концентрации напряжений происходит инициирование специфических механизмов массопереноса, приводящих к рудоконцентрированию. Наиболее активно этот процесс идет в участках, где проявляются высокие сжимающие напряжения.

4. Области концентрации палеотектонических полей напряжений, существовавших в период рудообразования, могут рассматриваться в качестве новых,

дополнительных (тектонофизических) критериев рудоносности территорий. Применение метода конечных элементов для моделирования, выполняемого в реальных геологических масштабах с реальными упругопрочностными свойствами горных пород, является весьма эффективным для выявления таких областей и может быть рекомендовано при прогнозно-металлогенических исследованиях конкретных регионов.

Авторы благодарят Г. М. Курбанаева за любезное предоставление программ «Стресс» и «Прочность» и А. А. Фролова за поддержку настоящей работы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акылбеков С. А., Вальков В. О., Тюгай О. М., Фролов А. А. Перспективы вольфрамоносности Агадырского рудного района (Центральный Казахстан) // Сов. геология. 1984. № 10. С. 20—29.
2. Белов С. В., Морозов В. Н., Бурмистров А. А. Модель формирования рудовмещающих трещинных структур при внедрении гранитного интрузива // Геология руд. м-ний. 1986. № 6. С. 27—35.
3. Белов С. В., Бурмистров А. А. Роль палеотектонических напряжений в размещении эндогенного оруденения в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан) // Геология руд. месторождений. 1988. № 3. С. 58—65.
4. Белов С. В., Румянцев В. Н. Формирование штокверковых рудных месторождений и принцип Ле-Шателье // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С. 78—82.
5. Белов С. В., Румянцев В. Н., Силаев А. Е. Роль тектонических напряжений в развитии гранитоидного магматизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 31—34.
6. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 1, 2. Алма-Ата: Наука, 1972. 508 с.
7. Геология и металлогения Жаман-Сарысуйского антиклинория. Алма-Ата: Наука, 1975. 221 с.
8. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
9. Громов В. К., Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Старостин В. И., Царев В. П., Чахмахчев В. Г. Динамика формирования месторождений полезных ископаемых // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. № 5. С. 1197—1200.
10. Зенкевич О. Методы конечных элементов в технике. М.: Мир, 1975. 354 с.
11. Зубарь С. В., Буртубаев А. Т. Механизм формирования структуры и контроль редкометального оруденения сдвиговой тектоникой на примере Аксарлинского редкометального месторождения (Центральный Казахстан) // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Л.: ЛГИ, 1988. Вып. III. С. 91—93.
12. Курбанаев Г. М. Моделирование тектонических полей напряжений для целей детального прогноза оруденения // Алгоритмы и программы. М.: ВИЭМС, 1984. Вып. 7. С. 3—34.
13. Любимов Н. И., Носенко Л. И. Справочник по физико-механическим параметрам горных пород рудных районов. М.: Недра, 1978. 285 с.
14. Лукьянов А. В. Структура Аксаран-Акжалской зоны разломов в Центральном Казахстане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 2. С. 3—19.
15. Осокина Д. Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 220 с.
16. Ржевский В. В., Новик Г. Л. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1964. 206 с.
17. Старостин В. И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1984. 205 с.
18. Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1983. С. 173—237.
19. Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960. 278 с.
20. Stephanson O., Ekstroom T., Berlund S. The relationship between deformation and mineral composition in fold structures // Geoloska Foregens. Stockholm: Forhandlingar, 1977. V. 99. P. 198—207.

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
21.VI.1990

УДК 551.24(564.3)

© 1991 г.

КАЗЬМИН В. Г.

**О ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ СТАНОВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ТРООДОС И МАМОНИЯ (о-в КИПР)**

Механизм тектонического становления на о-ве Кипр офиолитов (Троодос) и покровов, сложенных вулканитами и осадками пассивной окраины (Мамония), остается дискуссионным. Рассмотрены три возможные схемы развития: 1) офиолиты образовались в спрединговом центре южной ветви океана Тетис (Мезогеи), а затем были перемещены к северной окраине этого бассейна; 2) офиолиты образовались в задуговом бассейне на северной окраине Мезогеи, а затем были шарьированы на тонкую континентальную кору пассивной окраины Африки; 3) образование офиолитов происходило в задуговом бассейне в северной ветви океана Тетис, после чего они были шарьированы на карбонатную платформу Тавра и частично переброшены через нее. Анализ имеющихся данных показывает, что первая схема неприемлема, а вторая является наиболее вероятной. Третья схема менее вероятна, но не может быть исключена до получения дополнительных данных. Перемещения литосферных блоков происходили в субмеридиональном направлении, что определялось существованием древних швов, игравших роль трансформных разломов. Смещения по широтным сдвигам, возможно, происходили лишь на новейшем этапе развития и не играли существенной роли в тектоническом становлении комплексов Троодос и Мамония.

Kaz'min V. G. On the tectonic setting of the Troodos and Mamonia complexes emplacement (Cyprus Island). *Geotectonics*. 1991. № 6. The mechanism of tectonic emplacement of ophiolites (Troodos) and the formation of nappes, composed of volcanics and sediments of the passive margin (Mamonia) on the Cyprus Island still remains unsettled. Three possible models of development have been considered: 1) ophiolites were formed in the spreading center of the Tethys Ocean southern branch (Mesogaea) and later moved towards the northern margin of the basin; 2) ophiolites were formed at the back-arc basin at Mesogaea northern margin and then tectonically overthrust thin continental crust of the African passive margin; 3) ophiolites were formed in the back-arc basin of the Tethys Ocean northern branch and further they tectonically overthrust the Taurus carbonate platform partially traversing it. The analysis of the available data lead us to conclude that the first scheme is unacceptable and a most probable is the second one. The third scheme is hardly possible, but we can't give it up completely without obtaining additional evidence. Lithospheric blocks moved submeridionally owing to the existing ancient faults serving as transforms. Latitudinal displacement didn't evidently occur until the recent stage of development and didn't play any significant role in the tectonic emplacement of the Troodos and Mamonia complexes.

Офиолитовый комплекс массива Троодос и комплекс осадочных и вулканогенных пород Мамония на Кипре хорошо сопоставляются с аллохтонными комплексами «Периаравийской дуги» [29], и в частности с расположенными поблизости аллохтонами Бассита-Баера и Анталы. В покровах Бассита-Баера, как и во всех периаравийских покровах, выделяются образования, сходные с океанской корой (офиолиты), и вулканогенно-осадочные породы, образовавшиеся на пассивной континентальной окраине Африки. Надвигание офиолитовых и осадочных комплексов рассматривалось

обычно как результат образования пологих сколов в океанской литосфере с последующим надвиганием чешуй на край континента [11]. Ряд авторов полагают, что обдукция происходит в результате затягивания края континента в зону Бенюфа под островную дугу [15, 43]. Впоследствии было показано, что модель должна скорее всего объединять обе эти идеи. С одной стороны, образование сколов и скольжение горячих литосферных пластин подтверждается формированием в их подошве высокотемпературных метаморфических ореолов по породам океанского ложа [27], с другой — геохимия лавовых комплексов в офиолитовых сериях говорит об образовании расплавов в зонах субдукции или над ними [4, 14, 28, 41, 42]. Внутроокеанские сколы, таким образом, следует рассматривать как зарождающиеся зоны субдукции. Предполагается, что офиолиты Перипаравийской дуги формировались в спрединговых центрах в небольших задуговых бассейнах (или бассейне) типа Андаманского моря [22].

Факт надвигания (обдукции) офиолитов на край Аравийской плиты не вызывает сомнений, поскольку соотношения аллохтона и автохтона непосредственно видимы. Сложнее обстоит дело с офиолитами Кипра, так как автохтонное основание здесь нигде не обнажено. Нет и однозначных данных о направлении движения масс. Трудности усугубляются изолированным, островным положением офиолитов. Поэтому в отношении офиолитов Кипра до сих пор дискутируются два вопроса: 1) связано ли их внедрение с обдукцией или с каким-то другим механизмом; 2) в каком бассейне — в океане Тетис или в Мезогее — происходило магматическое становление офиолитов. Также дискуссионными являются условия тектонического становления офиолитового комплекса Анталы.

Существует четыре основные гипотезы, рассматривающие тектонические условия становления офиолитов Троодоса.

I. Офиолиты сформировались в спрединговом центре южной ветви океана Тетис (малый океанский бассейн — Мезогей), а затем были придвинуты к северной окраине этого бассейна в результате перемещения по сдвигам (трансформным разломам?) [33, 35, 36, 44]. Вариант этой гипотезы изложен в работе Р. Сворбрика [39].

II. Офиолиты Троодоса являются продолжением покровов Перипаравийской дуги и подобно им были надвинуты в маастрихтском веке на край Африканской платформы. Офиолиты представляют собой океанскую кору Мезогей [7, 13].

III. Аналогичная схема, но с той лишь разницей, что офиолиты рассматриваются в качестве коры задугового бассейна типа Андаманского моря [22].

IV. Механизм надвигания офиолитов тот же, что и в схеме III, но зона субдукции и зарождающаяся дуга находились не в Мезогее, а в океане Тетис к северу от карбонатной платформы Тавра. В результате шарьирования покровы Бассита, Кипра и Анталы оказались переброшенными через карбонатную платформу.

Схема А. Робертсона [33, 35, 36, 44] предполагает, что офиолиты образовались в узком океанском бассейне (рис. 1). Широко ориентированные сегменты спрединговой оси были разделены меридиональными трансформными разломами. Блок океанской литосферы, отвечавший массиву Троодос, перемещался в кампане — маастрихте в сторону северной окраины бассейна, где в это время возникла зона поддвига и вулканическая дуга, остатки которой сохранились в хр. Кирения (Пентадактилос). Когда кора Троодоса приблизилась в маастрихте к окраине, на нее с континентально го склона сползали массы осадочных и вулканических пород мезозойской пассивной окраины (комплекс Мамония). По мнению цитированных авторов, структура комплекса Мамония хотя и сложная, хаотическая, все же дает указание на то, что аллохтонные массы двигались с юго-запада на

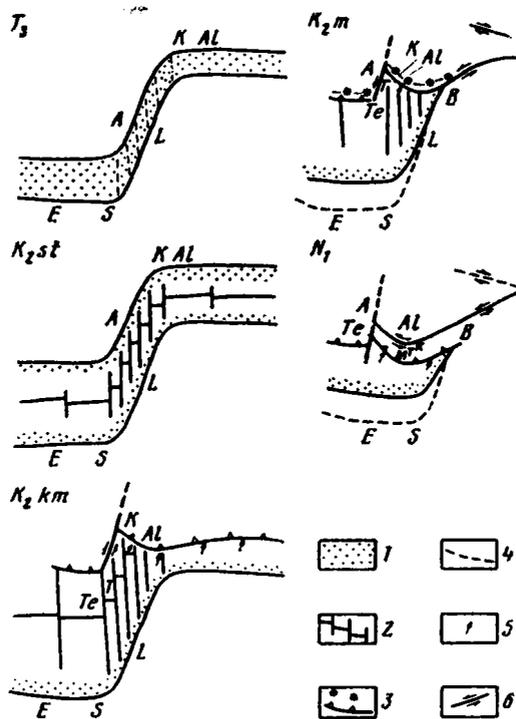


Рис. 1. Схема развития Восточного Средиземноморья, модель I (по [36])  
 1 – пассивная окраина; 2 – ось спрединга и трансформные разломы; 3 – зона субдукции и вулканическая дуга; 4 – современная береговая линия; 5 – направление перемещения Африки относительно Евразии; 6 – сдвиги. Буквами обозначены: А – Анталья; А1 – Алания; В – Бассит-Баер; Е – Египет; К – Кирения; L – Левант; М – Мамония; S – Синай; Т – Троодос; Те – Текирова (офиолитовый массив в комплексе Анталья)

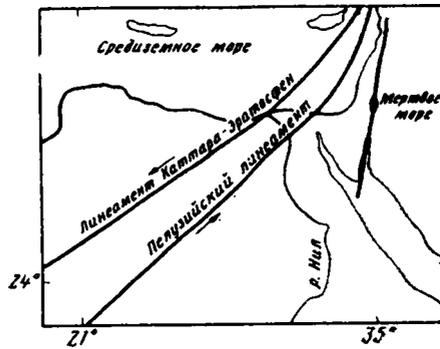
северо-восток (в современных координатах) или с северо-запада на юго-восток с учетом последующего вращения блока Кипра [21]. В дальнейшем этот блок (малая плита) смещался по дугообразному левому сдвигу, так что произошло его вращение на  $90^\circ$  против часовой стрелки. Последнее было установлено по западным магнитным склонениям, выявленным в дайковой серии офиолитового комплекса. Предполагалось, что вращение происходило начиная с позднего миоцена [21, 38] и было связано с выталкиванием Анатолийского блока на запад в процессе Африкано-Евразийской коллизии [44, см. рис. 1].

Большое значение придавалось сдвиговым смещениям также в работе Р. Сворбрика [39]. Он считал, что линейные тела серпентинитов в юго-западной части острова маркируют дугообразную субвертикальную зону сдвига, по которой произошло совмещение магматического комплекса Троодоса и хаотического комплекса Мамония. Последний образовался, как и в схеме А. Робертсона, в результате сползания осадков с континентального склона на базальтовое ложе бассейна, представленное вулканистами группы Диаризос.

Данная схема мало вероятна по следующим соображениям.

1. Комплекс Троодоса сформировался не в океанском, а в задуговом (или междуговом) бассейне, о чем однозначно говорят геохимические данные. Поэтому выведение офиолитов на поверхность и деформация осадков пассивной окраины в маастрихте должны были происходить в процессе сближения и/или столкновения дуги с пассивной окраиной. Иными сло-

Рис. 2. Крупнейшие космолинеаменты Восточного Средиземноморья [23]. Стрелками показано направление сдвига



вами, механизм тектонического становления офиолитов был вероятно такой же, как и у других офиолитовых комплексов Пернарарийской дуги. Для этих последних характерно движение покровов с севера на юг, зоны субдукции имели северный наклон. Вероятно, и в случае Троодоса зона субдукции имела северное падение, а столкновение произошло либо с Африкой, либо с каким-то микроконтинентом, двигавшимся на север [22].

2. Сближение блока Троодоса с северной окраиной Мезогеей не могло происходить в кампане — маастрихте. Вулканическая (Киренийская) дуга, маркирующая зону субдукции на северной окраине Мезогеей, образовалась после маастрихтской деформации на Кипре и была активна в маастрихте — палеоцене. Образование Киренийской дуги произошло после того, как была заблокирована (в результате коллизии?) более древняя зона поддвига, с которой связано магматическое становление Троодосского комплекса [6].

3. Более поздние и точные палеомагнитные исследования [10] показали, что вращение троодосского комплекса происходило не в позднем миоцене, а в основном в кампане — маастрихте, т. е. во время коллизии и обдукции офиолитов. Цитированные авторы связывают вращение с тем, что движение Африканской плиты было косо ориентировано по отношению к зоне субдукции. Таким образом, отпадает необходимость в выделении отдельной малой Кипрской плиты, испытывавшей вращение. Границы такой плиты никогда, собственно, не были установлены.

Нетрудно заметить, что схемы II и III различаются лишь по способу магматического становления офиолитов, а кинематически они сходны и поэтому не нуждаются в отдельном рассмотрении. Остается лишь отметить существенные различия между схемами III и IV.

Прежде всего необходимо сделать несколько общих замечаний. Палеогеодинамические реконструкции показывают, что начиная с 80 млн. лет в районе Восточного Средиземноморья Африка перемещалась по отношению к Евразии в север-северо-восточном, или меридиональном, направлении [3]. Это направление хорошо совпадает с направлением крупнейших сдвигов в Восточном Средиземноморье. К ним в первую очередь относится Пелузийский линеемент, выделенный на космических снимках и проходящий вдоль подножия континентальной окраины Леванта и далее через дельту Нила, Северную и Центральную Африку к дельте Нигера [23] (рис. 2). К этой же категории относится сдвиг Эджемиш-Чай (Турция), а также субмеридиональный сдвиг, предполагаемый в районе Анталы [44]. Первый из них, возможно, продолжается космолинеаментам Каттара — Эратосфен [23].

Между главными плитами (Африка и Евразия) в позднем мелу располагался микроконтинент — карбонатная платформа Тавра. Отделение этой платформы от Африки (и раскрытие Мезогеей) началось, судя по времени

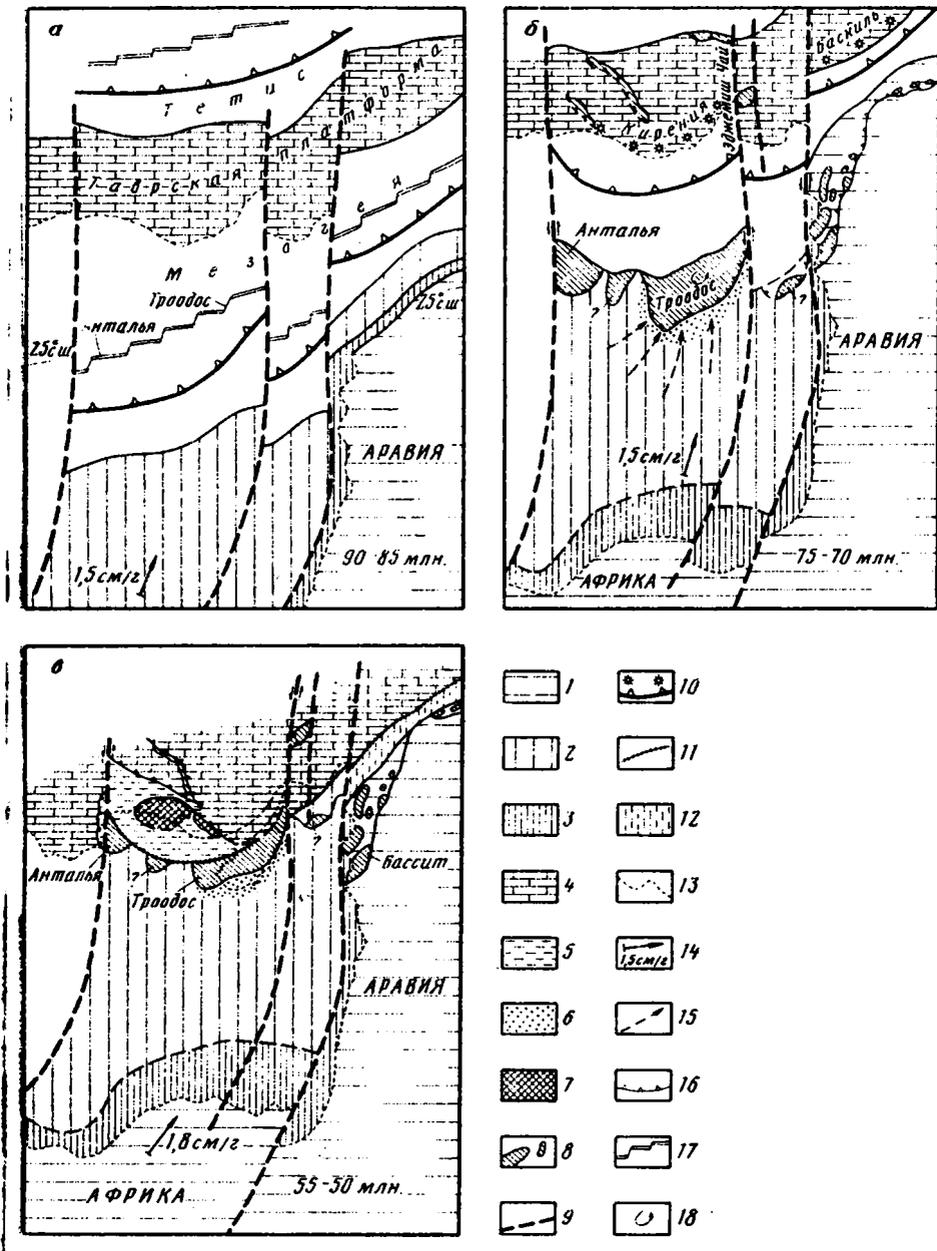


Рис. 3. Палеотектонические схемы, модель III. Образование оphiолитов Троодоса в Мезозое

1 – континентальная литосфера; 2 – тонкая континентальная литосфера; 3 – континентальный склон; 4 – карбонатная платформа (микроконтинент); 5, 6 – деформированные осадки пассивных окраин Мезозоя: 5 – северной, 6 – южной; 7 – метаморфический комплекс Аланин; 8 – оphiолиты; 9 – трансформные разломы; 10 – зона субдукции и вулканическая дуга; 11 – коллизонная сutura; 12 – полоса континентальной литосферы, отвечающая горизонтальному сокращению в среднем эоцене – неогене; 13 – современная береговая линия; 14 – вектор перемещения Африки относительно Евразии [3]; 15 – направление движения гравитационных покровов; 16 – надвиги; 17 – ось спрединга; 18 – направление вращения блоков вокруг вертикальной оси

образования пассивной окраины в Восточном Средиземноморье [12, 20, 35], в среднем — верхнем триасе. Очевидно, движение Таврской платформы контролировалось системой вышеупомянутых субмеридиональных разломов, выполнявших функции трансформных. Эта же система линейных элементов служила «рельсами» для перемещения литосферных плит и позднее, на стадии закрытия Мезогей (конец мела — настоящее время), о чем свидетельствуют кайнозойские сдвиговые перемещения по разломам Антальи, Эджемиш-Чая и Мертвого моря. Таким образом, можно реконструировать достаточно жесткую раму, определявшую перемещение литосферных плит в рассматриваемом регионе (рис. 3).

В соответствии с моделью III (рис. 3, а), тектоническое становление троодосских офиолитов произошло в результате сближения незрелой вулканической дуги с пассивной окраиной Африки. Здесь сразу же возникает вопрос: какого типа кора развита между Кипром и континентальным склоном Африки? Однозначного ответа на него пока нет. Кора имеет большую мощность (~25 км), из которой от 10 до 20 км приходится на осадки [19]. Высокие скорости в фундаменте и наличие положительных аномалий Буге говорят как будто об океанской природе коры [19], но существуют и другие интерпретации, по которым кора либо тонкая континентальная [8], либо «промежуточная» [18, 24]. Об этом свидетельствуют сглаженный характер магнитных аномалий и низкие значения теплового потока.

Если принять первую точку зрения [19], то природа маастрихтского события на Кипре остается непонятной. Почему в это время прекратилась субдукция океанской коры под Кипрскую островную дугу? Каково происхождение и причины деформации осадочных и вулканических пород комплекса Мамония? Осадочные образования Мамонии включают и проксимальные фации пассивной окраины [35], поэтому объяснить формирование комплекса только «соскребанием» осадков с океанской плиты и формированием аккреционной призмы нельзя.

Более логично предположение о том, что в кампане — маастрихте произошло столкновение дуги с окраиной Африки, сложенной тонкой континентальной корой, и это привело к обдукции офиолитов.

По данным Б. Бижу-Дюваля с соавторами [7], от Бассита-Баера к Кипру и далее к Анталле протягивается цепочка подводных возвышенностей (в том числе поднятия Флоренция, Анаксимандр и др.) и магнитных аномалий, отвечающих, возможно, офиолитовым покровам. Эти покровы непосредственно продолжают аллохтоны Перияравийской дуги, что подтверждает общность условий их образования (см. рис. 3, б).

Судя по аномалии Буге (порядка +250 мгл) над Троодосом, офиолитовая пластина имеет мощность порядка 30 км [13]. Надвигание такой пластины на континентальную литосферу пассивной окраины с малой эффективной мощностью должно было вызвать резкий флексурный изгиб последней и образование передового прогиба (рис. 4). Даже в случае надвигания офиолитовых пластин на континентальную литосферу большой мощности (Оман, Загрос, Юго-Восточная Турция) перед фронтом покровов происходило образование глубоких передовых прогибов. Подобный механизм формирования передовых прогибов, вероятно, является распространенным [17]. В рассматриваемом случае прогибание тонкой литосферы должно было быть особенно значительным, что привело к возникновению глубоководных условий и накоплению специфических отложений формации Канавиоу ниже уровня карбонатной компенсации [32]. Одно из существенных отличий Кипра от Бассита-Баера как раз заключается в появлении глубоководных фаций в породах неавтохтона.

В то же время резкий флексурный изгиб Африканской плиты мог вызвать гравитационное сползание осадочных пород пассивной окраины в образовавшийся прогиб, формирование покровного комплекса Мамония, оли-

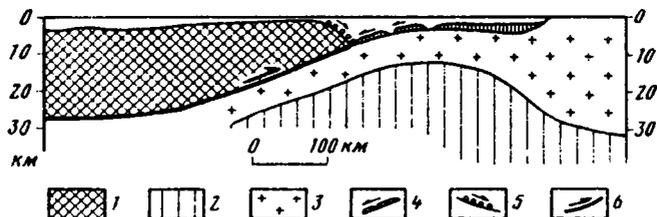


Рис. 4. Образование глубоководного передового прогиба перед фронтом офиолитового покрова за счет упругого изгиба субдуцируемой плиты  
 1 – океанская литосфера; 2, 3 – континентальная литосфера: 2 – верхняя мантия, 3 – кора; 4 – осадки пассивной окраины (стрелками показано направление движения гравитационных покровов); 5 – обломки офиолитов и направление их сноса; 6 – подошва надвига

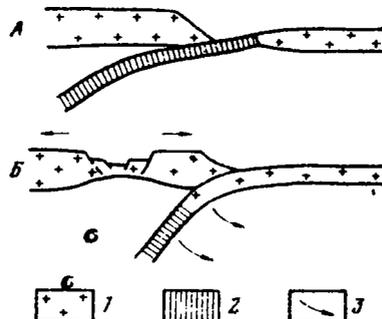


Рис. 5. Растяжение активной окраины после коллизии (а – положение до коллизии, б – положение после коллизии)  
 1 – континентальная литосфера; 2 – океанская литосфера; 3 – направление движения

стостром Мони и Катикас [33, 40]. По данным А. Робертсона и Н. Вудкока [36], сползание осадков происходило с запада, юго-запада и юга (в современных координатах). Поскольку указанные авторы предполагали вращение гипотетической Кипрской микроплиты на  $90^\circ$  в недавнее время, истинным считалось движение масс с северо-запада и запада на юго-восток. Как уже упоминалось, вращение было связано скорее всего с движением офиолитового аллохтона в процессе надвигания, поэтому южное и юго-западное происхождение гравитационных покровов Мамонии можно считать истинным, что согласуется с гипотезой о столкновении с Африканской пассивной окраиной.

Зона субдукции оказалась заблокированной затянутой в нее континентальной литосферой, и дальнейшее сближение Африки и Троодоса стало затрудненным. Становится понятно, почему в это время произошло перемещение зоны субдукции на северную окраину Мезогеи с образованием маастрихтско-палеоценовой Киренийской дуги [6]. Сближение Африки, включая Троодосский офиолитовый аллохтон, и Таврской карбонатной платформы происходило в дальнейшем за счет поглощения коры окраинного моря. Последняя была, очевидно, идентична по строению офиолитам Троодоса.

Следующая стадия в рамках данной схемы – коллизия Африканской пассивной окраины вместе с надвинутыми на нее аллохтонами с Таврской карбонатной платформой (см. рис. 3, в). Это событие произошло после па-

леоцена — в палеоцене Киренийская дуга еще была активна. Также после палеоцена и перед лютетским веком среднего эоцена происходило сдвиговое перемещение (~80 км) по близрасположенному разлому Эджемиш-Чай, так что, возможно, коллизия ограничена этим временным интервалом. Следует отметить, правда, что в эоцене произошла также коллизия северного края Таврской карбонатной платформы с активной окраиной Евразии [1], и поэтому связывать сдвиг с коллизией на южном фланге платформы не обязательно.

На рис. 3, в представлено положение на начало среднего эоцена. Офиолитовый комплекс Троодоса показан в контакте с карбонатным мелководным комплексом покрова Ала-Даг, породы которого представлены в хр. Кирения. Коллизионная сутура между Африкой и Таврской платформой, вероятно, проходит вблизи фронта покрова под осадками прогиба Мессаория, что подтверждается гравиметрическими данными [36].

Дальнейшая эволюция Кипра в рамках данной модели может быть представлена следующим образом. Как было показано [2], вслед за коллизиями на активной окраине обычно наступает фаза растяжения. Вероятно, это объясняется тем, что при коллизии активное погружение субдуцируемой плиты прекращается и она начинает тонуть под действием собственного веса, приобретает все более крутой наклон. При этом субдуцируемая плита «откатывается» в сторону океана (эффект «roll-back»), увлекая за собой более или менее крупный фрагмент активной окраины (рис. 5). Именно с таким процессом можно связать образование морского прогиба между Кипром и Тавром и его континентального продолжения — прогиба Аданы. Начало этого процесса датируется в наземных прогибах Анталы и Аданы ранним миоценом [9, 45]. Однако появление средне- и верхнеэоценового флиша с олистолитами мелководных известняков (формація Калогреа-Ардана) в хр. Кирения [6] и сопредельных районах Турции говорит о начале дробления карбонатной платформы в это время. Очевидно, раскрытие постепенно расширявшегося бассейна (рифта) между Кипром и Тавром охватывает период от среднего эоцена до раннего миоцена. Разрыв произошел таким образом, что блок хр. Кирения оказался оторванным от материка.

В среднем — верхнем миоцене началось поднятие блока Кипра, до этого сохранявшего подводное положение. Одновременно формировались надвиги по южному краю Троодосского массива и в хр. Кирения. Во фронтальной части последнего образовался передовой прогиб Мессаория, заполнявшийся миоценовым флишем [13, 34]. Очевидно, на часть верхнего миоцена и плиоцен приходится пауза в восходящих движениях: на Троодосском массиве в это время была выработана «понтическая» поверхность выравнивания, сохранившаяся на вершине массива. В плейстоцене произошел общее поднятие острова.

Таким образом, позднегеретичная обстановка характеризуется поднятием и условиями сжатия. Растяжение отмечается лишь на юге острова [25]. Скорее всего позднегеретичная деформация связана с возобновлением поддвига Африканской плиты под Кипр с формированием неглубокой (до 80 км) сейсмофокальной зоны [37]. Зона поддвигов хорошо маркируется цепочкой минимумов силы тяжести в редукции Буге [16]. Очевидно, так же как и в Эллинском желобе, поддвигание началось в среднем миоцене (~12 млн. лет назад). Небольшие масштабы поддвига, отсутствие вулканизма, свидетельствуют о специфическом (континентальном?) характере литосферы к югу от Кипра. Ограниченный масштаб поддвига может быть также связан с недавним приближением к зоне субдукции поднятия Эратосфен, геологическая природа которого остается невыясненной.

Основная трудность, возникающая при рассмотрении данной модели, заключается в необходимости допускать очень большую ширину полосы

тонкой континентальной коры в Восточном Средиземноморье. Современное расстояние между континентальным подожьем Африки и Кипром 230 км. Учитывая перекрытие края плиты офиолитами (~100 км) и подвиг в позднеэоценовое время (~80 км), ширина окраины с тонкой континентальной корой должна была быть более 400 км. На современных пассивных окраинах зоны такого рода значительно — в 2–3 раза — уже. Никаких сведений о растяжении и раздвижении между Кипром и Африкой в послемаастрихтское время нет. Кроме того, не исключено, что хотя бы часть коры к югу от Кипра — океанская. Все это в некоторой степени снижает достоверность в остальном достаточно правдоподобной модели.

Правда, имеется еще один существенный фактор. Практически одновременно с обдукцией по периметру Периаравийской дуги произошла обдукция офиолитов на северный край Таврской карбонатной платформы. По возрасту и строению эти офиолиты, по-видимому, идентичны офиолитам Периаравийской дуги. Отдельные чешуи офиолитов известны на самой Таврской платформе, причем они были надвинуты с севера, как, например, в районе Пинарбаши, к востоку от сдвига Эджемиш-Чай (см. рис. 3, б). Меланж и разрозненные чешуи этих офиолитов прослеживаются вдоль эоценовых надвигов, разделяющих крупные карбонатные пластины [26]. Давно уже возникал вопрос, как могло происходить синхронное образование, а затем и одновременная обдукция двух офиолитовых серий? Для его решения была предложена модель единого «внутреннего» источника офиолитовых покровов [1, 29].

Эта модель (IV) предполагает образование офиолитов в остаточном океанском бассейне океана Тетис, располагавшемся к северу от карбонатной платформы Тавра (рис. 6, а). Механизм образования офиолитов был вероятно такой же, как и в модели III. В кампане — маастрихте при столкновении пассивной окраины Таврской платформы с незрелой островной дугой офиолиты были обдукцированы на платформу и переброшены, вероятно, в результате гравитационного оползания на ее южный край и даже на северный край Аравии (см. рис. 6, б). Величина горизонтального перемещения составила примерно 300 км. Модель хорошо объясняет квазисинхронное становление офиолитовых покровов на Таврской платформе и в Периаравийской дуге, возрастную близость офиолитов. Основные возражения против данной модели сводятся к следующему.

1. На Таврской карбонатной платформе есть непрерывные разрезы от мела к палеогену, не содержащие офиолитов [44]. Поскольку движение покровов происходило в подводных условиях, нет ничего удивительного в том, что в местах, где они не проходили, осадконакопление шло непрерывно. Сплошное же перекрытие огромной территории офиолитовым аллохтонно маловероятно.

2. Карбонатная платформа Тавра отделялась от Аравийского выступа Африки восточным продолжением Мезогеи. Этот бассейн, по мнению некоторых исследователей, существовал до самого конца мела [46]. Офиолиты Гюлеман, надвинутые в верхнем кампане — маастрихте на край Аравийской платформы (массив Пютюрге), происходят, возможно, из этого бассейна, так как переброс офиолитов с севера через глубоководную впадину невозможен (рис. 7, а).

Восточное продолжение карбонатной платформы Тавра представлено покровными единицами Монзур и Кебан. Первая из них была перекрыта с севера покровами офиолитов, надвинутыми в конце мела. На южной окраине второй располагался вулканический пояс андийского типа Баскиль [46]. Развитие этого пояса было, очевидно, связано с направленной к северу субдукцией океанской коры восточного продолжения Мезогеи. Этот пояс занимал, таким образом, сходное положение с Киренийской вулканической дугой, но образовался значительно раньше последней. Вулканическая

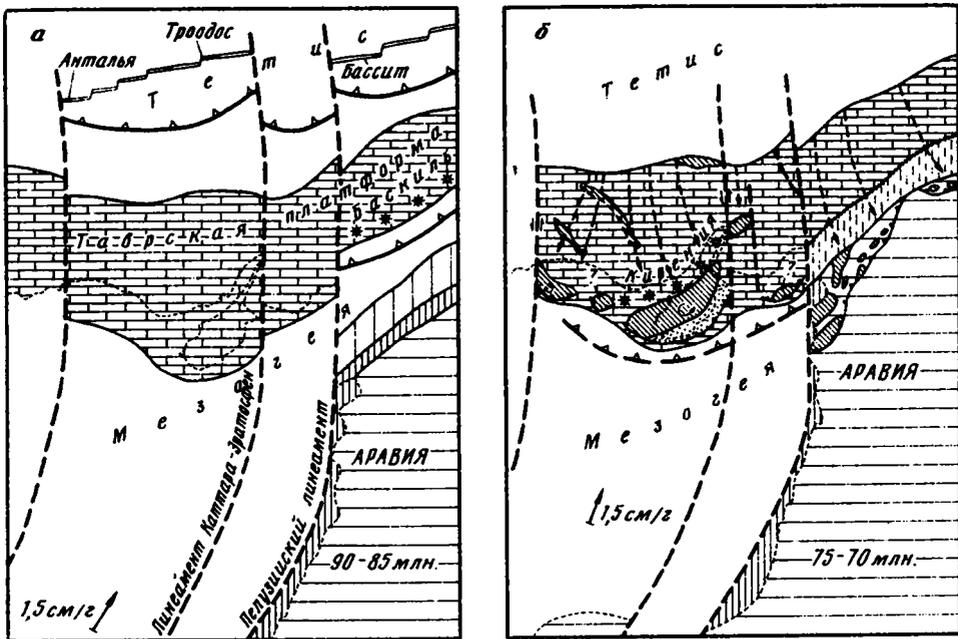


Рис. 6. Палеотектонические схемы, модель IV. Образование офиолитов Троодоса в океане Тетис  
Условные обозначения см. на рис. 3

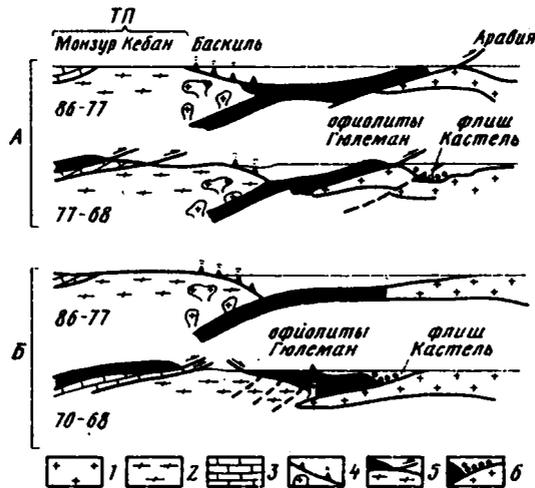


Рис. 7. Варианты позднемезозового развития восточного продолжения Мезозоя: а – образование офиолитов Гюлеман в Мезозое [46], б – образование этих же офиолитов в океане Тетис

1 – континентальная литосфера (Аравия); 2, 3 – Таврская карбонатная платформа (ТII); 2 – метаморфиты Кебан, 3 – карбонатная толща Монзурдага; 4 – вулканическая дуга, батолиты; 5 – океанская литосфера, офиолиты, стрелкой указано направление движения покровов; 6 – флиш

активность в поясе Баскиль прекратилась, вероятно, около 74 млн. лет назад (кампан), после чего вулканы были перекрыты флишем. Для того чтобы северные («внутренние») покровы могли пройти из Монзурдага до края Аравийской платформы, необходимо закрыть восточное продолжение Мезозоя, т. е. сомкнуть край Аравии с южной окраиной карбо-

натной платформы к началу маастрихта (см. рис. 7, б). Подобную ситуацию в принципе нельзя исключить, но убедительными доказательствами такого развития мы не располагаем.

В рамках модели переброса остается еще несколько необъясненных моментов.

1. Неясны причины образования Киренийской дуги сразу же после обдукции офиолитов (см. рис. 6, б), а также причины прекращения субдукции в постпалеоценовое время.

2. Не объясняется глубоководная природа неоавтохтона (формация Капнавиоу).

3. Не объясняется гравитационная природа и направление движения — с юга на север — покровов Мамонии. Если покровы пришли с севера, из океана Тетис, осадки пассивной окраины должны были бы сформировать систему южновергентных чешуй типа покровов Хавасина (Оман).

В целом гипотеза «внутреннего» происхождения покровов (модель IV), хотя и не может быть пока исключена, представляется менее вероятной, чем модель III (происхождение покровов из Мезогеи).

Ряд авторов придавали большое значение сдвигам в структуре о-ва Кипр [5, 36, 39]. Причем речь идет не о трансформных зонах типа зоны Аракапас (активных в эпоху магматического становления офиолитов), а о крульных субширотных линнаментах, по которым были приведены в соприкосновение отдельные блоки (террейны), образующие о-в Кипр. Таких террейнов выделяются три: блок Кирении, блок Троодоса и блок, включающий юго-западную часть острова.

Граница между Троодосом и Киренией проводилась либо под молодыми осадками прогиба Мессаория (примерно на широте Никозии [5]), либо по разлому Китрея у южного подножия хр. Кирения. Последнее как будто лучше соответствует геофизическим данным [36]. Разлом Китрея представлен зоной крутых южновергентных чешуй, по которым породы хр. Кирения надвинуты на миоценовый прогиб Мессаория. По данным А. Робертсона и Н. Вудкока [36], разлом, возможно, является крупным сдвигом.

На юго-западе острова выделяется дугообразная система линейных серпентинитовых тел и ассоциирующих с ними метаморфических пород, интерпретируемая как зона сдвига. Предполагалось, что по этому сдвигу блок Троодоса был совмещен в маастрихте с подножием континентальной окраины, сложенной базальтами группы Диаризос, входящей в комплекс Мамония [39, 40]. По другой версии, линейные тела серпентинитов связаны с крутопадающими миоценовыми взбросами, секущими гравитационные покровы Мамонии [35]. В этом случае сдвиговое перемещение (если оно было) должно быть скорее всего не древнее среднего миоцена.

Рассмотренные в данной статье схемы не предполагают крупных смещений по широтным сдвигам в позднем мелу и палеогене. Однако они вовсе не исключают перемещения такого рода в позднетретичное время в связи с развитием Африкаво-Евразийской коллизии и выталкиванием блоков к западу в районе западнее Аравийского выступа. В процессе такого выталкивания сдвиговые перемещения могли происходить вдоль древних коллизионных швов (сутура между Троодосом и Киренией), либо вдоль вновь образованных разломов. Нельзя исключить и сдвиг между Кипром в целом и материком, хотя сейсмических или геологических данных, подтверждающих это, нет. В целом роль сдвигов в тектонике Кипра представляется подчиненной и не имеющей прямого отношения к тектоническому становлению офиолитов.

1. Зоненшайн Л. П., Деркур Ж., Казьмин В. Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. М.: Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1987. С. 104–138.
2. Казьмин В. Г., Книппер А. А. Аккреционная тектоника Кавказа // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 75–89.
3. Савастин Л. А., Сибуз Ж. К., Зоненшайн Л. П., Ле Пишон К., Руле М. Ж. Мезокайнозойская кинематика литосферных плит, обрамлявших океан Тетис (от Атлантики до Памира) // История океана Тетис. М.: Изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1987. С. 7–20.
4. Alabaster T., Pearce J. A., Mallick D. I. J., Elbbonshi I. M. The volcanic stratigraphy and location of massive sulphide deposits in the Oman ophiolite // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 751–757.
5. Bagnall P. S. Wrench faulting in Cyprus // J. Geol. 1964. V. 72. P. 327–345.
6. Baroz F. Volcanism and continent-islandarc collision in the Pentadactylos Range, Cyprus // Ophiolites Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 73–85.
7. Biju-Duval B., Lapiere H., Letouzey J. Is the Troodos Massif (Cyprus) allochthonous? // Bull. Soc. géol. France. 1976. V. 18. P. 1347–1356.
8. Biju-Duval B., Montadert L. (Eds.) Symposium international histoire structurale des bassins méditerranéens. Split, 1976. Paris: Ed. Technip., 1977. 477 p.
9. Bizon G., Biju-Duval B., Letouzey J. et al. Nouvelles précisions stratigraphiques concernant les bassins Tertiaires du sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana). Paris: Ed. Technip., 1974. V. 29. (3). P. 305–325.
10. Clube T. M. M., Creer K. M., Robertson A. H. F. Paleorotation of the Troodos microplate // Nature. 1985. V. 317. P. 522–525.
11. Coleman R. G. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2497–2508.
12. Garfunkel Z., Derin B. Permian-early Mesozoic tectonism and continental margin formation in Israel and its implications for the history of the eastern Mediterranean // The geologic evolution of the eastern Mediterranean. Boston: Blackwell, 1985. P. 187–201.
13. Gass I. G. The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 23–25.
14. Gass I. G., Smewing J. D. Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif Cyprus // Nature. 1973. V. 242. P. 26–29.
15. Gealey W. K. Ophiolite obduction and geological evolution of the Oman Mountains and adjacent areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 1183–1191.
16. International bathymetric chart of the Mediterranean. Bouguer gravity anomalies. Publ. by the Head. Depart. of Navigation and Oceanography of the USSR, 1989.
17. Kruse S., McNutt M. Compensation of Paleozoic orogens: a comparison of the Urals to the Appalachians // Tectonophysics. 1988. V. 154. P. 1–17.
18. Lort G. M. Geophysics of the eastern Mediterranean sea basins // The Ocean Basins and Margins. V. 4A. The Eastern Mediterranean N. Y., Plenum Press, 1977. P. 151–213.
19. Markis G., Ben-Avraham Z., Behle A., Ginzburg A., Giese P., Steinmetz A., Eleftherion S., Whitmarsh B. Deep seismic soundings between Cyprus and Israel and their interpretation // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1983. V. 75. P. 575–591.
20. Mart Y. Superpositional tectonic patterns along the continental margin of the southeastern Mediterranean: a review // Tectonophysics. 1987. V. 140. № 1–2. P. 213–232.
21. Moores E. M., Vine J. F. The Troodos massif (Cyprus) and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1971. V. 268A. P. 443–466.
22. Moores E. M., Robinson P. T., Malpas J., Xenophontos C. A model for the origin of the Troodos massif Cyprus and other Mideast ophiolites // Geology. 1984. V. 12. P. 500–503.
23. Neev D., Hall J. K., Saul J. M. The Pelusium megashear system across Africa and associated lineament swarms // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 1015–1030.
24. Nur A., Ben-Avraham Z. The eastern Mediterranean and the Levant: tectonics of continental collision // Tectonophysics. 1978. V. 46. P. 297–311.
25. Orszag-Sperber F., Rouchy J. M., Elion P. The sedimentary expression of regional tectonic events during the Miocene-Pliocene transition in the southern Cyprus basin // Geol. Mag. 1989. V. 126. (3). P. 291–299.
26. Özgül N. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides // Geology of the Taurus Belt. Ankara: MTA, 1984. P. 77–90.
27. Parrot J. F., Whitechurch H. Subductions antérieures au charriage Nord-Sud de la téthysienne: facteur de métamorphisme de séries sédimentaires et volcaniques liées

- aux assemblages ophiolitiques syro-turcs en schists verts et amphibolites // Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. 1978. V. 20. (2). P. 153-170.
28. Pearce J. A. Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 41-67.
  29. Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-Arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur // Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. 1971. V. 13. P. 327-350.
  30. Ricou L.-E., Argyriadis I., Marcoux J. L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous les nappes à matériel radiolaritique, ophiolitique et métamorphique // Bull. Soc. géol. France. 1975. V. 17. P. 1024-1043.
  31. Ricou L.-E., Marcoux J., Whitechurch H. The Mesozoic organization of the Taurides: one or several ocean basins? // Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Oxford: Blackwell, 1985. P. 349-359.
  32. Robertson A. H. F. The Kannavion Formation Cyprus: volcanoclastic sedimentation of a probable late Cretaceous volcanic arc // J. Geol. Soc. London. 1977. V. 134. P. 269-292.
  33. Robertson A. H. F. The Moni Melange, Cyprus: an olistostrome formed at a destructive plate margin // J. Geol. Soc. London. 1977. V. 133. P. 447-466.
  34. Robertson A. H. F. Tertiary uplift of the Troodos massif Cyprus // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 1763-1772.
  35. Robertson A. H. F., Woodcock N. H. Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. V. 90. P. 651-665.
  36. Robertson A. H. F., Woodcock N. H. Tectonic setting of the Troodos massif in the East Mediterranean // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 36-49.
  37. Rotstein Y., Kafka A. L. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region, subduction, collision and arc jumping // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 7694-7706.
  38. Shelton A. W., Gass I. G. Rotation of the Cyprus microplate // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 61-65.
  39. Swarbrick R. E. The Mamonia complex of S. W. Cyprus: a Mesozoic continental margin and its relationship to the Troodos complex // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, 1979. Nicosia: Geol. Surv. Depart., 1980. P. 50-60.
  40. Swarbrick R. E., Naylor M. A. The Kathikas melange S. W. Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows // Sedimentology. 1980. V. 27. P. 63-78.
  41. Thy P. The nature of the Troodos boninites: a comparison with Mariana, Papua, and Bonin high-magnesian andesites // Ophioliti. 1983. Suppl. V. 8. P. 56.
  42. Thy P., Moores E. M. Crustal accretion and tectonic setting of the Troodos ophiolite, Cyprus // Ophioliti. 1987. V. 12(2). Abstr. P. 431.
  43. Welland M. J. P., Mitchell H. G. Emplacement of the Oman ophiolite: A mechanism related to subduction and collision // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 1081-1088.
  44. Woodcock N. H., Robertson A. H. F. The structural variety in Tethian ophiolite terranes // Ophiolites and oceanic lithosphere. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1984. V. 13. P. 321-330.
  45. Yalcin M. C., Cörür N. Sedimentological evolution of the Adana basin // Geology of the Taurus Belt. Ankara: MTA, 1984. P. 165-172.
  46. Yazgan E. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region // Geology of the Taurus Belt. Ankara: MTA, 1984. P. 199-208.
  47. Yetis C. New observation on the age of the Ecemiş Fault // Geology of the Taurus Belt. Ankara: MTA, 1984. P. 165-172.

Институт океанологии  
АН СССР, Москва, 109218

Поступила в редакцию  
12.XI.1990

УДК 551.243(235 . 222)

© 1991 г.

ШАТАГИН Н. Н., КОЛОСОВА Е. Ю.

МУЛЛИОН-СТРУКТУРЫ РАСКАТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В сложноскладчатой структуре Раскатинского железомарганцево-барит-полиметаллического месторождения широко представлены такие малые структурные формы, как муллион-структуры. Описываются их распространенность, морфология, ориентировка в пространстве и минеральный состав. Широкое развитие на месторождении муллион-структур свидетельствует о высокой степени динамометаморфизма, который испытали горные породы. Одновременный учет других диагностических тектонических элементов позволяет отнести складчатую структуру Раскатинского месторождения к VII тектонофазии в соответствии с классификацией Е. И. Паталахи.

Муллион-структуры [4] — это разновидность грубой линейности, развивающейся в сильно деформированных и обычно метаморфизованных породах. Наличие муллион-структур позволяет вполне определенно оценить степень тектонической деформированности, испытанной горными породами [2]. Одной из самых примечательных особенностей Раскатинского месторождения является обилие этих своеобразных малых структурных форм.

Раскатинское железомарганцево-барит-полиметаллическое месторождение было открыто полтора десятка лет назад, но в литературе о нем можно найти лишь отрывочные сведения [1, 3]. Поэтому в сжатом виде охарактеризуем основные черты его геологического строения.

В тектоническом отношении район расположен в центральной части Коргонской впадины — в зоне, где девонский вулканизм Рудного Алтая глубже всего проник в каледонские структуры Горного Алтая, в результате чего сформировалась депрессия, заполненная многокилометровыми вулканогенными образованиями, которые объединяются в коргонскую свиту эйфельского возраста. Вулканогенные толщи смяты в серию крупных складок северо-западного простирания. Раскатинское месторождение приурочено к юго-западному крылу одноименной синклинали, которая по диагонали пересекает весь район, протягиваясь на несколько десятков километров. Северо-западная часть района занята крупным Коровихинским массивом гранитов, относимых к белоубинскому пермскому комплексу. Рудные тела месторождения удалены от контакта с гранитами на расстояния от 0,5 до 3 км.

Рудовмещающей является нижняя вулканогенно-осадочная пачка верхнекоргонской подсыты. Примерно треть разреза пачки приходится на туфы риолитов и дацитов, а остальная часть сложена туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Некоторые горизонты туфогенно-осадочных пород отличаются повышенной известковистостью.

Крыло синклинали осложнено более мелкими складками, основными из которых являются сопряженные Перевальная синклинали и Левобережная антиклиналь, прослеженные по крайней мере на 6 км. Их шарниры полого погружаются под углом 5–10° на юго-восток, из-за чего размахи крыльев складок постепенно меняются, составляя в центральной части месторождения первые сотни метров. Крылья этих складок в свою очередь осложнены дополнительной складчатостью более высоких порядков. Эти складки имеют асинхронный характер и трактуются как складки волочения (рис. 1).

Полиметаллическая и баритовая минерализации более тщательно изучались В. Г. Дыкулем и В. С. Азовым, а железомарганцевое оруденение — Ю. В. Робертусом. Их усилиями выявлено несколько рудных уровней, в которых снизу вверх по разрезу сменяются железомарганцевые, железные, полиметаллические и баритовые рудные горизонты, разделенные десятками метров практически безрудных пород. Указанные первые исследователи Раскатинского месторождения считают, что по комплексу составу руд оно аналогично месторождениям Центрального Казахстана атакуйского типа.

На Раскатинском месторождении муллион-структуры можно наблюдать в десятке скальных обнажений в каровом цирке, но в стратиграфическом разрезе они распределены неравномерно. Наиболее ярко они выражены в горизонтах, туфогенных средне- и мелкообломочных песчаников и алевролитов с частыми тонкими, мощностью до первых сантиметров, прослоями кремнистых пород.

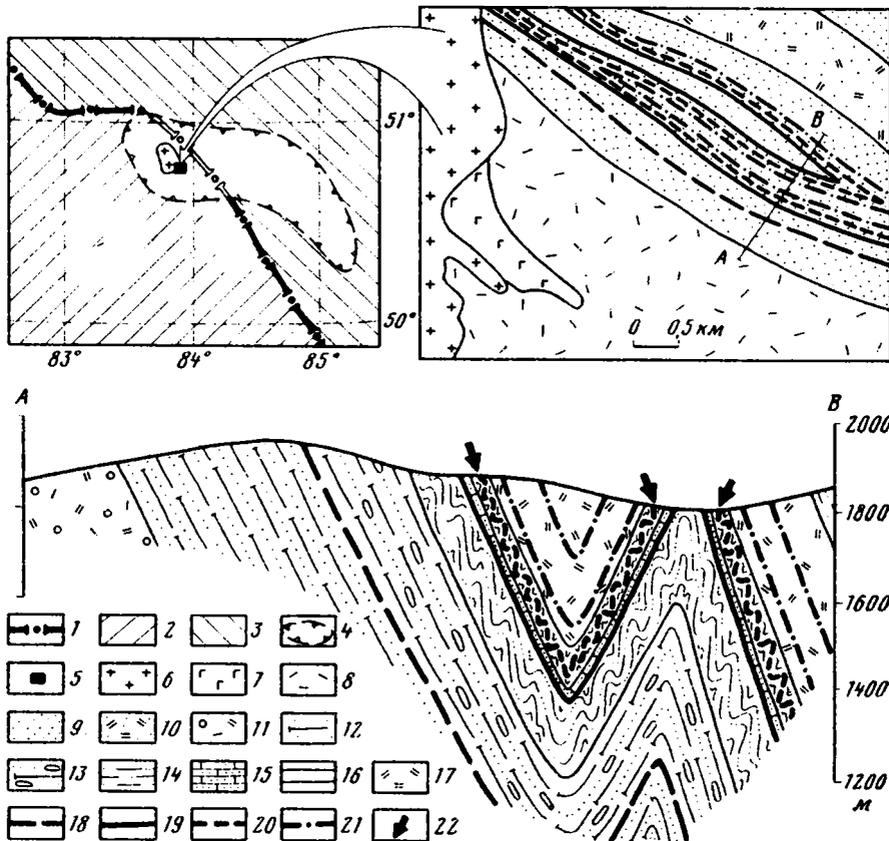


Рис. 1. Региональное положение Раскатинского месторождения, его схематическая геологическая карта и разрез

1 – граница Рудного и Горного Алтая; 2, 3 – структуры; 2 – Рудного Алтая, 3 – Горного Алтая; 4 – контуры Коргонской впадины; 5 – район месторождения; 6 – Коровихинский массив гранитов; 7 – субвулканические габбро-диабазы; 8 – нерасчлененные вулканы среднекоргонской подсвиты; 9 – вулканогенно-осадочные породы нижней пачки верхнекоргонской подсвиты; 10 – верхняя пачка верхнекоргонской подсвиты; 11 – лавобрекчии, игнимбриты и туфы риодацитов среднекоргонской подсвиты; 12–17 – нижняя пачка верхнекоргонской подсвиты: 12 – туфы дацитов, туффиты и туфопесчаники, 13 – туфы риолитов, лавы риодацитов, тефроидные брекчии, 14 – переслаивающиеся туфопесчаники и туфоалевролиты, смятые в складки волочения, 15 – известковистые туфопесчаники, 16 – туфоалевролиты, 17 – переслаивание лав и туфов дацитов с туффитами и туфоалевролитами; 18–21 – рудные горизонты: 18 – железомарганцевый, 19 – железный, 20 – свинцово-цинковый, 21 – баритовый; 22 – участки обильного проявления муллион-структур

В поперечном срезе форма муллионов меняется от почти круглой, изометричной до уплощенно-овальной и линзовидной. Вариации размеров в поперечном сечении велики – от первых миллиметров до 3–5 см. Длина муллионов в 10 раз и более превышает их поперечное сечение, благодаря чему в целом они похожи на круглые карандаши (рис. 2, а) или чаще на плоские счетные палочки первоклассников (рис. 2, б). Концы муллионов лишь изредка обрываются туго и резко, обычно они постепенно сходят на нет. Поэтому в случае, когда их длина не превышает пяти поперечников, они приобретают веретенообразную форму (см. рис. 2, а).

Количество муллионов в породе колеблется в широких пределах: то фиксируется их удивительное обилие, то обнаруживаются буквально одиночные экземпляры. Многочисленность муллионов, да и их форма, во многом определяются исходной слоистостью динамометаморфизованных пород (рис. 3, а). В этом можно убедиться, найдя участки менее муллионизированных пород, где на начальных стадиях ясно видна зависимость числа муллионов от частоты появления кремнистых прослоев и их мощности.

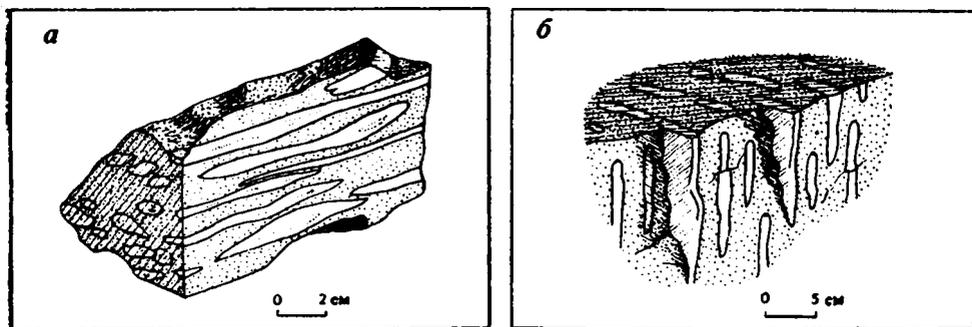


Рис. 2. Форма муллионов: *a* – карандашная и веретенообразная (зарисовка полированного штуфа), *б* – пластинчатая (рисунок с фотографии обнажения)

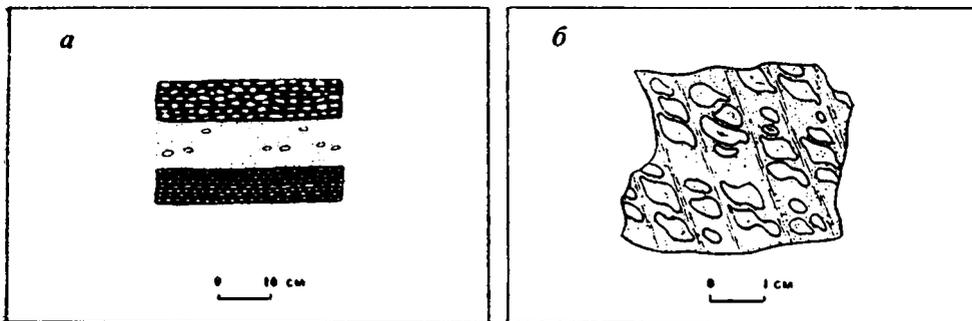


Рис. 3. Контроль распределения муллионов слоистостью (*a*) и кливажем (*б*) *a* – обилие муллионов, их размеры и форма меняются при переходе от одного слоя к другому (рисунок с фотографии); *б* – зонки интенсивного кливажирования определяют группировку муллионов (зарисовка полированного штуфа)

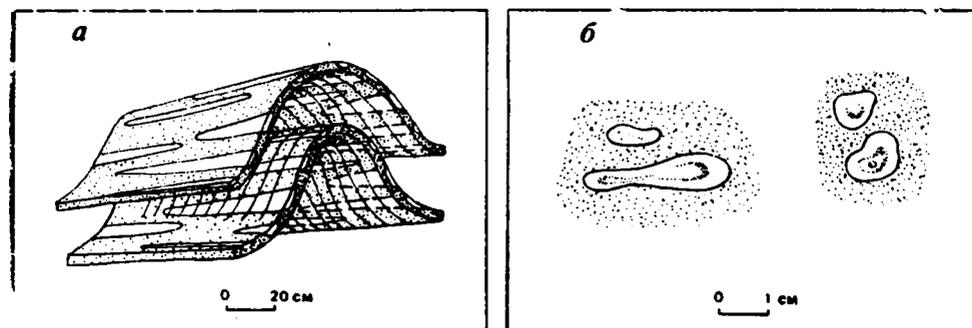


Рис. 4. Ориентировка муллионов в мелких гофрах (*a*) и зональное строение крупных муллионов (*б*)

Вторым фактором, контролирующим распределение муллионов, является соотношение кливажа со слоистостью (см. рис. 3, *б*). В тех зонах, где кливаж перпендикулярен слоистости, т. е. вблизи замков складок, обычно муллионы с изометричным поперечным сечением общей карандашной формы, а на крыльях складок, где кливаж сечет породы под косым углом, преобладают линзовидно-пластинчатые формы.

Длинные оси муллионов четко отвечают ориентировке замков складок, причем складок мелких – гофр и плек (рис. 4, *a*). Если их шарниры испытывают ундуляции, вслед за ними меняют углы ныряния или воздымания и муллионы.

Минеральный состав муллионов однороден. Его основу составляют криптозернистые микрокварциты. В крупных муллионах почти всегда отмечается обогащенность центральных частей чешуйками бляотита, нередко в поперечном сечении можно

видеть 2–3 концентрические зоны сменяющих друг друга кварцевых и биотит-кварцевых агрегатов (см. рис. 2, а и 4, б). Внешняя поверхность муллиона также обычно покрыта биотитом. Впрочем, биотит составляет до 30–40% объема матрицы породы, представляющей, по сути, гранат-биотит-кварцевый роговик.

Широкое развитие на месторождении муллион-структур свидетельствует о высокой степени динамометаморфизма, который испытали горные породы. Е. И. Паталаха [2] относит возникновение муллион-структур к средним тектонофациям. Если одновременно учесть и другие диагностические элементы тектонофазий (большую плотность дополнительных складок, отсутствие рефракции кливажа, углы наклона крыльев складок и т. д.), то складчатую структуру Раскатинского месторождения приходится относить к VII тектонофазии по Е. И. Паталахе [2], т. е. к пограничной области между средними и высшими тектонофациями. Дж. Уилсон [4] считает, что муллион-структуры наиболее характерны для складок волочения. Наблюдения на Раскатинском месторождении подтверждают это положение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лузгин Б. Н., Робертус Ю. В., Шепеленко А. И. Марганценоность Алтайского железорудного района // Разведка и охрана недр. 1982. № 5. С. 17–20.
2. Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
3. Робертус Ю. В. О признаках вулканогенно-осадочного железонаносления в Инском рудном поле (Западный Алтай). – Деп. ВИНТИ. № 539–81. 6 с.
4. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова,  
Москва, 117234

Поступила в редакцию  
26.VI.1990  
Рецензент: В. С. Буртман



## **ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПУЩАРОВСКИЙ**

(к 75-летию со дня рождения)

31 декабря 1991 г. исполняется 75 лет выдающемуся ученому, геологу, академику Юрию Михайловичу Пушаровскому. Диапазон его творческих интересов весьма многообразен: от стратиграфии, региональной геологии полезных ископаемых, методологии естественных наук до крупных фундаментальных обобщений в области геотектоники. Ю. М. Пушаровский принадлежит плеяде ведущих теоретиков-тектонистов, определивших своими трудами развитие отечественной науки.

Свой путь в геологии Юрий Михайлович начал коллектором в 1934 г. и к моменту окончания учебы в МГУ (1937–1941 гг.) уже имел опыт экспедиционных работ на Урале и Кавказе.

22 июля 1941 г. Ю. М. Пушаровский ушел добровольцем на фронт и почти всю войну провел в действующей армии, был тяжело ранен. Его ратный труд отмечен орденами Отечественной войны I степени, Красной Звезды и медалями «За боевые заслуги» и «За победу над Германией». Юрий Михайлович был участником парада Победы на Красной площади.

Научная деятельность Ю. М. Пушаровского связана с Геологическим институтом АН СССР, куда он пришел после демобилизации из армии. В 1950 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Стратиграфия и тектоника Восточных Карпат».

Следующий этап, который на долгие годы определил основное направление исследований Ю. М. Пушаровского, связан с изучением тектоники Востока СССР. Начался он в Якутии в зоне Приверхоянского красного прогиба. Новые оригинальные геологические данные и скрупулезный анализ особенностей тектоники региона позволили выявить площадь, перспективную на поиски нефти и газа. Правильность научного прогноза была подтверждена первыми же скважинами, пробуренными в 1956 г. и вскрывшими крупное газовое месторождение, с которого началось освоение нового Вилюйского нефтегазового бассейна. Занимаясь региональными и прикладными вопросами, Ю. М. Пушаровский сумел выйти на крупные обобщения, опубли-

кованные в его монографии «Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие». В 1959 г. Ю. М. Пушаровский защитил докторскую диссертацию на тему «Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии». За эту работу в 1963 г. ему была присуждена премия Московского общества испытателей природы.

В последующие годы в сферу его интересов попадают Арктика, Сахалин, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Куба, Вьетнам, КНДР, Япония, Чили и другие регионы. Многочисленные наблюдения благодаря колоссальной работоспособности воплощаются в серии статей, которые существенно изменяют прежние представления о геологии и тектонике Тихоокеанского пояса. Период накопления фактического материала, критического осмысления традиционных точек зрения завершается публикацией в 1972 г. книги «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли». Выход в свет этой работы знаменует качественно новый этап изучения и понимания геологии Восточного полушария Земли. В ней удачно сочетаются обильный региональный фактический материал и выводы глобального значения. Юрий Михайлович вводит понятие Тихоокеанского тектонического пояса, обосновывает его границы, предлагает новую схему тектонического районирования, доказывает древность Тихого океана, высказывает мнение об асимметрии тектоносферы Земли.

Особо следует отметить успехи Ю. М. Пушаровского в тектонической картографии. Помимо участия в составлении тектонических карт СССР (1953 и 1956 гг.), Евразии (1966 г.), Северной Евразии (1979 г.) он возглавлял подготовку и издание тектонических карт Арктики (1963 г.), Тихоокеанского сегмента Земли (1970 г.), Кубы (1966 г.), Востока СССР (1979 г.). Он руководил большим международным коллективом авторов, создавших Геологическую (1989 г., масштаб 1:250 000) и Тектоническую (1990 г., масштаб 1:50 000) карты Кубы. Издание карт завершало крупные этапы изучения регионов или разработки тех или иных проблем тектоники. Карты имеют огромное значение как в теоретическом, так и в практическом отношении, ими постоянно пользуются геологи разных стран.

Ю. М. Пушаровский – один из пионеров изучения тектоники два океанов. Он возглавил проект «Литос» общесоюзной программы «Мировой океан». Основное его внимание сосредоточено на вопросах структурного районирования океанского ложа, комплексном изучении разломов, исследовании связей тектоники, глубинного строения, петрографических и геохимических провинций. Юрий Михайлович предложил простую и удобную классификацию океанических бассейнов, оригинальное понимание рассеянного спрединга и его роли в формировании древней океанической коры, обосновал существование латеральных неоднородностей в литосфере и мантии океанов и высказал предположение о горизонтальных перемещениях и скучивании океанических литопластин, что нашло подтверждение в рейсах НИС «Академик Страхов» в Центральной Атлантике.

Под руководством Ю. М. Пушаровского долгие годы проводились целенаправленные исследования тектоники приокеанических зон, что позволило разработать новые мобилистские модели формирования континентальной коры, особенностей структуры и развития Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Корякского нагорья.

В течение ряда лет Ю. М. Пушаровский занимался изучением и классификацией разного рода неоднородностей: геохимических, петрологических, металлогенических, структурных, гравиметрических и пр. На этой базе он создал новое направление в геотектонике – учение о неоднородностях. По времени это совпало с разработкой концепции тектонической раслоенности литосферы. Наряду с принципом А. В. Пейве о дифференцированном характере тектонических движений учение о неоднородностях является другим существенным элементом современной геотектоники. Оно решает круг проблем, связанных с выявлением причин и механизма тектонических движений и расслаивания литосферы. После кончины А. В. Пейве Ю. М. Пушаровский стал лидером и вдохновителем фундаментальных исследований разных аспектов этой концепции.

Ю. М. Пушаровский – основатель нового перспективного направления в науках о Земле – нелинейной геодинамики, основу которой составляет теория диссипативных процессов. В этой области развиваются представления о разномасштабности, гетерохронности и хаотичности проявления в коре и мантии Земли конвективных и энергетических процессов, что порождает вещественные и структурные неоднородности в земных оболочках.

Ю. М. Пушаровский – талантливый, неутомимый и ответственный организатор. Во всех возглавляемых им направлениях, научных коллективах, комиссиях, проектах велась и ведется активная и плодотворная работа. Он член бюро Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, председатель Междуведомственной секции геологии, геофизики и геохимии Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана, главный редактор журнала «Геотектоника», активный деятель редакции «Доклады АН СССР» и научный руководитель исследований по ряду важнейших и приоритетных геологических проблем. Долгие годы Юрий Михайлович возглавлял Междуведомственный тектонический комитет и Лабораторию тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института, руководство которыми он заботливо передал своим преемникам. Он автор целого ряда перспективных научных программ

(«Литос», «Тихоокеанские трансекты», «Глубинные геосферы» и многие другие) и координационных планов ОГГГН АН СССР. Им создана большая научная школа по изучению структур земной коры, которую отличают фундаментальность, самостоятельность и эффективность научного поиска.

Ю. М. Пуцаровский – автор около 300 научных работ, которые являются весомым вкладом в отечественную и мировую науку и практику съемочных и поисковых работ. Признанием выдающихся научных достижений Ю. М. Пуцаровского явилось избрание его в 1976 г. членом-корреспондентом, а в 1985 г. – действительным членом АН СССР. Юрий Михайлович – лауреат Государственной премии СССР (1966 г.), премии Карпинского (1979 г.), премий Московского общества испытателей природы. Заслуги Ю. М. Пуцаровского высоко оценены нашей страной. Он награжден пятью орденами и многими медалями.

Друзья, коллеги и ученики сердечно поздравляют Юрия Михайловича с юбилеем, желают ему доброго здоровья, прежней неумной энергии и свершения всех начатых и задуманных им грандиозных творческих планов.



### ЭДХЕМ ШАХЛАРБЕК-ОГЛЫ ШИХАЛИБЕЙЛИ

(к 80-летию со дня рождения)

50 апреля 1991 г. исполнилось 80 лет со дня рождения крупнейшего азербайджанского тектониста, руководителя отдела тектоники, стратиграфии и литологии Института геологии Академии наук Азербайджанской республики академика Академии наук республики Эдхема Шахларбек-оглы Шихалибейли.

Родившись в г. Шемаха (Азербайджан), он начал трудовую деятельность в Баку в 1930 г. техником по бурению. Окончив в 1937 г. с отличием Азербайджанский индустриальный институт (ныне университет) по специальности инженер-геолог, он 17 лет проработал на производстве, пройдя путь от прораба до начальника геолого-съёмочных и разведочных партий Азгеоуправления (ныне ПО «Азербайджангеология») и экспедиции «Азцветметразведка». С 1954 г. он трудится в Институте геологии АН Азербайджана, в 1947 г. защитил кандидатскую, а в 1965 г. — докторскую диссертации.

За крупные достижения Эдхем Шахларбек-оглы Шихалибейли в 1968 г. избран членом-корреспондентом, а в 1983 г. — действительным членом АН Азербайджана; в 1979 г. ему присвоено почетное звание заслуженного деятеля науки Азербайджана.

Круг научных интересов юбиляра столь широк, а творческие достижения столь разнообразны и значительны, что в кратком журнальном абрисе можно говорить лишь о наиболее важных из них.

Это прежде всего многолетние комплексные исследования, позволившие ученому впервые научно обосновать геологическое положение Азербайджана в общей структуре Кавказа и сопредельных стран, установить тектонический характер сопряжения Большого и Малого Кавказа с Курьянской впадиной, выявить «затухание» Главного Кавказского хребта у Каспийского моря и др. Почти за полвека юбиларом составлено множество детальных карт наиболее труднодоступных высокогорных районов Большого и Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Кроме того, Э. Ш. Шихалибейли в качестве одного из редакторов и основных составителей участвовал в создании целого ряда геологических, тектонических, сейсмических и других карт и атласов Азербайджана, Кавказа и Юга СССР.

Весьма важные результаты получены ученым при решении проблем образования широкого спектра полезных ископаемых и научном обосновании целенаправленных изыскательских работ по поискам промышленных скопленений разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых. Одним из ярких примеров сказанному служит блестящее подтверждение выявленных юбиларом еще в молодые годы высоких перспектив рудоносности Закатало-Белоканского района южного склона Большого Кавказа открытием ныне широко известного Флизначайского и других полиметаллических месторождений в пределах Азербайджана и Дагестана. Ученый является пионером и в прогнозировании алмазов на Кавказе, и в обнаружении в Азербайджане радиоактивных минералов.

В целом перу ученого принадлежит более 350 научных трудов, в том числе 15 крупных монографий. Эти широко известные геологической общественности работы являются настольными книгами исследователей геологии и полезных ископаемых Азербайджана, Кавказа и Каспийского моря и заслуженно снискали Э. Ш. Шихалибейли репутацию основателя признанной школы геологов-тектонистов. Этому во многом способствовало и то, что ученый в различные годы читал специальные курсы («Геотектоника», «Геология СССР» и др.) в Азербайджанском индустриальном и Бакинском государственных университетах. Им подготовлено 5 докторов и 20 кандидатов геолого-минералогических наук.

Э. Ш. Шихалибейли неоднократно представлял отечественную геологическую науку на различных международных (в Индии и Австрии) и всесоюзных (в Москве, Ленинграде, Киеве и других центрах) форумах геологов, на которых выступал с фундаментальными докладами по актуальным проблемам современной науки. Выполняя интернациональный долг ученого по оказанию помощи развивающимся странам, в 1969–1971 гг. он возглавлял группу советских геологов, проводивших поиск нефтегазовых месторождений в Алжире.

Ученый всегда вел и продолжает вести большую научно-организационную работу. В настоящее время Э. Ш. Шихалибейли является заместителем академика-секретаря Отделения наук о Земле Академии наук Азербайджанской республики, членом Межведомственного тектонического комитета Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР, членом Ученого совета Бакинского государственного университета и Научно-технического совета ПО «Азербайджангеология», членом Редакционного совета Азербайджанской Советской Энциклопедии.

В последнее время Эджем Шахларбек-оглы значительно расширил круг своих научных интересов и прикладных разработок, уделяя много внимания таким важнейшим народнохозяйственным проблемам, как колебание уровня Каспийского моря, обеспечение Баку питьевой водой, экология районов проведения геолого-разведочных работ и разработок полезных ископаемых.

Памятуя о том, что 80-летие – пора плодотворных обобщений и мудрых решений, хочется надеяться, что в самое ближайшее время юбиляр порадует своих коллег капитальной обобщающей монографией, подводящей итоги его почти 60-летней активной производственной и научной деятельности. И мы желаем аксакалу азербайджанских геологов-тектонистов доброго здоровья, кавказского долголетия и новых творческих успехов в его многогранной деятельности во славу отечественной геологической науки.

**ГODOBOY УКАЗАТЕЛЬ  
ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1991 г.**

<b>Астраханцев О. В., Батанова В. Г., Перфильев А. С.</b> Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия) . . . . .	2
<b>Баженов М. Л., Буртман В. С., Кржовских О. А., Шапиро М. Н.</b> Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки . . . . .	3
<b>Баженов М. Л., Буртман В. С., Цыганова И. В.</b> К реконструкции мезозойского Тетиса на Кавказе . . . . .	1
<b>Белов С. В., Бурмистров А. А.</b> Модель напряженно-деформированного состояния западной части Акжал-Аксоранской рудоносной зоны разломов (Центральный Казахстан) . . . . .	6
<b>Белоусов В. В.</b> Тектоника плит и тектонические обобщения . . . . .	2
<b>Бискэ Ю. С.</b> Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня . . . . .	2
<b>Бобряков А. П., Ревуженко А. Ф., Шемякин Е. И.</b> Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования . . . . .	6
<b>Борисова И. А.</b> Аномалии глубин северной части Индийского океана . . . . .	3
<b>Вержбицкий Е. В., Городицкий А. М.</b> Геотермические аномалии в зонах внутриплитовых деформаций океанической литосферы . . . . .	5
<b>Гарецкий Р. Г.</b> Основные проблемы изучения тектоники платформ . . . . .	5
<b>Гецен В. Г.</b> Геодинамические реконструкции развития северо-востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа . . . . .	5
<b>Глуховский М. З., Моралев В. М.</b> Тектоническая эволюция архейского гранитообразования . . . . .	4
<b>Егоркин А. В., Костюченко С. Л., Золотов Е. Е., Зюганов С. К., Луценко Т. Н.</b> Глубинное строение зоны сочленения Казахской складчатой области и Западно-Сибирской плиты . . . . .	3
<b>Имаев В. С.</b> Позднекайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации сейсмического пояса Черского (Восточная Якутия) . . . . .	4
<b>Исай В. М.</b> Закономерности разломообразования в консолидированной земной коре . . . . .	5
<b>Казьмин В. Г.</b> О тектонических условиях становления комплексов Тродос и Мамония (о-в Кипр) . . . . .	6
<b>Ковачев С. А., Кузин И. П., Соловьев С. Л.</b> Пространственное распределение микроземлетрясений в фронтальной части Эллинской дуги по наблюдениям донных сейсмографов . . . . .	2
<b>Колодяжный С. Ю., Леонов М. Г., Хан Р. С.</b> Тектоника Южно-Нуратинской линейamentной зоны (Кызылкум) . . . . .	5
<b>Колпаков Н. И., Ляховский В. А., Мивц М. В., Смольянинова Е. И., Шенкман Е. Я.</b> Геодинамическая природа некоторых рельефообразующих процессов Кольского полуострова . . . . .	2
<b>Копп М. Л.</b> Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) . . . . .	1
<b>Кротошкин П. Н.</b> Шарьяжи Мармарошской зоны Восточных Карпат . . . . .	1
<b>Куприян П. Н., Росляков А. Г.</b> Геологическая структура Мангышлакского порога . . . . .	2
<b>Леонов Ю. Г.</b> Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры . . . . .	6
<b>Либерман С. М.</b> Закономерности формирования олистостромовой толщи Северо-Западной Тувы . . . . .	3

Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике . . . . .	1
Наталин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР . . . . .	1
Новикова А. С., Штрейс Н. А., Щипанский А. А. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры . . . . .	4
Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины . . . . .	1
Попадюк И. В., Смирнов С. Е. Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность . . . . .	6
Попков В. И. Внутриплитные структуры бокового сжатия . . . . .	2
Попков В. И., Жданов С. М. Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке . . . . .	5
Пушаровский Ю. М. Тектонические корреляции в Тихоокеанской области . . . . .	6
Резанов И. А. Проблема нижней коры . . . . .	5
Рихтер А. В. О строении метаморфических комплексов Ганальского хребта (Камчатка) . . . . .	1
Савельев А. А., Савельева Г. И. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции . . . . .	6
Савельева Г. И., Савельев А. А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала . . . . .	3
Савчук Ю. С., Мухин П. А., Мещеряков Л. В. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит . . . . .	4
Сигачев С. П., Аль-Хатиб К. Покровные структуры в юго-западных Пальмирах (Сирия) . . . . .	3
Соборинов К. О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина . . . . .	3
Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении надвигов Донецкого бассейна . . . . .	4
Суровцев Б. П., Потапьев С. В. О поясах тектономагматической активности Сибирской платформы . . . . .	4
Трифонов В. Г., Трубихин В. М., Аджамин Ж., Джаллад З., Эль-Хавр Ю., Айдед Х. Левантская зона разломов на северо-западе Сирии . . . . .	2
Турманидзе Т. Л., Гришанин Д. В., Печерский Д. М., Степанец В. Г. Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана . . . . .	4
<b>Уфлянд А. К.</b> , Натанов Л. М., Лопатин В. М., Чернов Д. В. О тектонической природе Таймыра . . . . .	6
Хаин В. Е., Рудаков С. Г. О современном положении первичной северной границы Гондваны в Европе и Передней Азии . . . . .	4
Хераскова Т. Н. Формационный анализ покровно-складчатых областей . . . . .	3
Чекунов А. В. Тектогенез больших глубин . . . . .	3
Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Пашкевич И. К., Рябчун Л. И. Глубинное строение, модель развития и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого палеорифта . . . . .	1
Шипунов С. В., Чумаков Н. М. Палеомагнетизм верхнепротерозойских отложений Кольского полуострова . . . . .	5
Щербаков С. А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция . . . . .	4
Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С. Тектоническое положение позднекайнозойского вулканизма Центральной Азии . . . . .	1

## Краткие сообщения

Вонг Х. К., Николаев В. Г. Новые данные о строении осадочного чехла Байкальской впадины . . . . .	4
Капун О. В., Жаворонкин В. И., Одринская И. С. Системы разломов Днепровско-Донецкой впадины . . . . .	3
Лошманов Е. В. Терригенный меланж бассейна р. Чугам (Южный Тянь-Шань) . . . . .	2
Отмас А. А., Прищепа О. М. О тектонической приуроченности локальных поднятий в платформенном чехле . . . . .	3
Шатагши Н. Н., Колосова Е. Ю. Муллион-структуры Раскатинского месторождения (Горный Алтай) . . . . .	6

## Дискуссии

Дерябин Н. И. Некоторые замечания к статье А. С. Новиковой, А. А. Щипанского. Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов Курско-Криворожского и Хамерсли-Набберу (Западная Австралия) . . . . .	2
Казьмин В. Г. О статье Л. И. Лобковского и В. Е. Ханна «Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение» . . . . .	4
Каляев Г. И. О тектонике железорудных комплексов раннего протерозоя . . . . .	3
Лобковский Л. И. Ответ на рецензию А. Е. Михайлова «О сборнике „Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования”» . . . . .	5
Михайлов А. Е. О сборнике «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования» . . . . .	5
Новикова А. С., Щипанский А. А. К проблеме тектоники раннепротерозойских железорудных комплексов Курско-Криворожского бассейна (ответ на критику Н. И. Дерябина) . . . . .	2
Шапиро М. Н. К вопросу об источниках терригенного материала в палеогеновых толщах о-ва Карагинского (замечания к книге «Геология западной части Беринговоморья») . . . . .	4

## Рецензии

Сеславинский К. Б. Палеогеографический атлас Австралии . . . . .	5
--	---

## Хроника

Разицкин Ю. Н. Отчет о деятельности Междуведомственного комитета при ОГГГГН АН СССР в 1990 г. . . . .	4
Андрей Львович Книппер (к 60-летию со дня рождения) . . . . .	1
К 80-летию Александра Леонидовича Яншина . . . . .	2
К 80-летию Льва Исааковича Красного . . . . .	2
Никита Алексеевич Богданов (к 60-летию со дня рождения) . . . . .	4
Эдхем Шахларбек-оглы Шихалибеили (к 80-летию со дня рождения) . . . . .	6
Юрий Александрович Косыгин (к 80-летию со дня рождения) . . . . .	1
Юрий Михайлович Пуцаровский (к 75-летию со дня рождения) . . . . .	6
<u>Владимир Владимирович Белоусов</u> . . . . .	3

Технический редактор Л. В. Кожина

---

Сдано в набор 09.09.91 Подписано к печати 23.10.91 Формат бумаги 70×100<sup>1/8</sup>  
Офсетная печать Усл. печ. л. 10,4 Усл. кр.-отт. 12,26 тыс. Уч.-изд. л. 12,8 Бум. л. 4,0  
Тираж 1152 экз. Зак. 1917 Цена 2 р. 10 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.
2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.
3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.
4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.
5. Требования к тексту рукописи.
  - а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.
  - б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.
  - в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.
  - г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между 0 (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.
  - д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.
6. Требования к рисункам.
  - а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления рисунков.
  - б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.
  - в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.
  - г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.
  - д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.
  - е). Максимальный размер рисунка в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении, размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.
  - ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.
  - з). Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи, в тексте обязательны ссылки на все рисунки.
7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.
8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Г-634

ЧОВОТОВСКАЯ 13-119

РЯЗАНЦЕВУ АВ

70228

2 р. 10 к.

Индекс 70228

## В магазине № 3 «Книга—почтой» «Академкнига»

г. Москвы имеется в наличии:

Садыбакасов И. С. НЕОТЕКТОНИКА ВЫСОКОЙ АЗИИ. 1990.  
179 с. 3 р. 40 к.

В книге рассмотрены актуальные проблемы континентальной тектоники — происхождение новейших структур одного из обширнейших регионов мира — Высокой Азии, охватывающей территории СССР и 9 зарубежных стран. На основе последних достижений геологии, геофизики и сейсмической томографии освещены вопросы геотектоники. С новых научных позиций рассмотрены вопросы формирования высочайших поднятий Высокой Азии, горных узлов и т. д. Особое внимание уделено генезису тектонической энергии, связанной с неоднородностями литосферы и присутствием аномальной мантии в недрах Высокой Азии.

Книга предназначена для специалистов в области региональной геотектоники, неотектоники, геодинамики.

## В издательстве «Наука»

готовится к печати:

Иванов А. И., Рязанов Г. В. СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПАТОМСКОГО ПРОГИБА. 1992. 8л. 3 р. 20 к.

В монографии дана морфолого-генетическая характеристика, проведено районирование, выявлены этажность и латеральная зональность дуговой складчатости рифейско-раннепалеозойских толщ. Описаны структурные парагенезисы: разнопорядковые складки и разрывы, кливаж, кинкзоны, будинаж, муллион-структуры. Рассмотрены типы деформаций фундамента и их роль в реализации тектонических напряжений в чехле, предложены альтернативные варианты кинематики и динамики тектогенеза для зоны сочленения складчатой области и платформы. Намечены критерии структурного контроля проявлений золота, железа, олова, полиметаллов.

Издание рассчитано на геологов-съемщиков, тектонистов, геофизиков.

Заказы на книги направляйте по адресу:

117393, г. Москва, ул. Академика Пилюгина, дом 14, корп. 2.