

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

НАУКА·1991

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 5, 1991

**Редакционная коллегия**

Главный редактор **Ю. М. Пущаровский**

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

## СОДЕРЖАНИЕ

Гарецкий Р. Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ	3
Резанов И. А. Проблема нижней коры	15
Гецен В. Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока европейской части СССР для позднепротерозойского этапа	26
Шипунов С. В., Чумаков Н. М. Палеомагнетизм верхнепротерозойских отложений Кольского полуострова	38
Исай В. М. Закономерности разломообразования в консолидированной земной коре	51
Вержбицкий Е. В., Гордницкий А. М. Геотермические аномалии в зонах внутриплитовых деформаций океанической литосферы	70
Попков В. И., Жданов С. М. Молодые деформации горизонтального сжатия на Южном Мангышлаке	81
Колодяжный С. Ю., Леонов М. Г., Хан Р. С. Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кызылкум)	93

## Дискуссии

Михайлов А. Е. О сборнике «Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования»	107
Лобковский Л. И. Ответ на рецензию А. Е. Михайлова «О сборнике „Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования...“»	109

## Рецензии

Сеславинский К. Б. Палеогеографический атлас Австралии	110
--	-----

## CONTENTS

<b>Garetsky R. G.</b> Major problems in studying the tectonics of continental platforms . . . . .	3
<b>Resanov I. A.</b> The Lower crust problem . . . . .	15
<b>Getsen V. G.</b> Geodynamic reconstruction of the late Proterozoic stage in the evolution of the USSR European part north — east . . . . .	26
<b>Shipunov S. V., Chumakov N. M.</b> Paleomagnetism of Riphean and Vendian deposits in the Kola peninsula . . . . .	38
<b>Isay V. M.</b> Faulting in consolidated earth crust . . . . .	51
<b>Verzhbitsky Ye. V., Gorodnitsky A. M.</b> Geothermal anomalies in the zones of intraplate deformations of the oceanic lithosphere . . . . .	70
<b>Popkov V. I., Zhdanov S. M.</b> Horizontal compression young deformations in South Mangyshlak . . . . .	81
<b>Kolodyazhny S. Yu., Leonov M. G., Khan R. S.</b> Tectonics of the South Nurata linear zone (Kyzylkum) . . . . .	93

## Discussions

<b>Mikhaylov A. Ye.</b> The volume «Tectonic layering of lithosphere and regional geological research activities» . . . . .	107
<b>Lobkovsky L. I.</b> A reply to the review by A. Ye. Mikhaylov to «Tectonic layering of lithosphere and regional geological research activities» . . . . .	109

## Reviews

<b>Seslavinsky K. B.</b> Paleogeographic atlas of Australia . . . . .	110
---	-----

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.

ГАРЕЦКИЙ Р. Г.

## ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ПЛАТФОРМ

Рассмотрены основные проблемы, связанные с тектоническими исследованиями древних и молодых континентальных платформ: их выделение, строение фундамента, расчленение чехла на структурно-формационные подразделения и этапность его развития, восстановление палеогеодинамических условий, обоснование платформенных формаций, роль рифтогенеза в развитии и становлении платформ, распространение и формирование некомпенсированных прогибов и впадин, классификация структур, разломы и тектоническая расслоенность литосферы, современная геодинамика и сейсмическое районирование, тектоническое районирование и составление тектонических карт, преобразование платформ в другие тектонические элементы, ограничения платформ, корреляция тектонических этапов развития разных платформ, значение изучения чехлов платформ для выяснения глобальной геологической истории Земли.

Garetsky R. G. Major problems in studying the tectonics of platforms. *Geotectonics*. 1991. № 5.

The paper deals with the main problems pertaining to tectonic studying of ancient and young continental platforms that is: their identification, the structure of its basement, division of the cover into structural — formational subdivisions and stages of its development, reconstruction of paleogeodynamic conditions, argumentation of platform formations, the role of rifting in the development and emplacement of platforms, the formation and spreading of uncompensated troughs, structures classification, faults and lithosphere tectonic layering, recent geodynamics and seismic zonation, tectonic zones and the compilation of tectonic maps, transformation of platforms into other tectonic elements, platform boundaries, correlation of tectonic phases in the development of different platforms, the role of studying platform covers in clarifying the global geological evolution of the Earth.

Континентальные платформы — это один из основных тектонических элементов литосферы, характеризующийся преимущественно равнинным рельефом и разрезом, в котором выделяются фундамент, сложенный складчатыми гранитизированными и метаморфизованными (вплоть до кристаллических) породами, и чехол, состоящий обычно из спокойно залегающих осадочных и вулканогенных пород, не претерпевших регионального метаморфизма. Платформы — крупные составные части литосферных плит. Обычно платформы делят на древние (кратоны), фундамент которых сформировался в основном в дорифейское время, и молодые, с фундаментом, образовавшимся в рифее, палеозое и раннем мезозое. Соответственно ортоплатформенный (настоящий) чехол у первых начинается с венда, а у вторых — только с юры, реже с триаса или верхней перми. Платформы — самостоятельная категория тектонических элементов литосферы Земли, играющих существенную роль в ее строении и развитии. Учение о платформах — важная фундаментальная часть современной геотектоники.

Нерешенных проблем в изучении тектоники платформ, как в других областях геологии, значительно больше, чем решенных. Это прежде всего относится к **выделению платформ**. Если в отношении выделения древних платформ (или кратонов), которые слагают ядра современных континентов, нет особых разногласий, то по поводу молодых платформ, которые примыкают к древним или расположены между ними, до сих пор идут споры. Некоторые исследователи, гипертрофируя различия между древними и молодыми платформами, вообще

отрицают существование последних. Так, Ю. М. Шейнманн [39] выделял только «области завершенной складчатости». Основным признаком платформы он считал несогласие между структурными планами самой платформы и окружающих ее складчатых поясов. Древние платформы этому признаку отвечают полностью, так как целиком окружены более молодыми складчатыми областями или океанами, молодые — лишь частично: только со стороны ограничивающих их более молодых тектонических элементов литосферы (мезозойских и кайнозойских складчатых областей, эпиплатформенных орогенов, океанских структур). Структурные планы могут совпадать лишь в случае причленения молодой платформы к древней, что и естественно, так как первая из них приходит в соприкосновение также с платформенной областью, но уже возникшей ко времени ее формирования.

В. Н. Соболевская [25], Ю. А. Косыгин и А. А. Трофимук [13] не обособляют молодые платформы как особый структурный элемент литосферы, имеющий четкие тектонические границы, а выделяют только молодые плиты, которые Т. Н. Спизарский [27] именует «койлогенными областями». Ранее территории молодых платформ Г. Штилле [40] выделял под названием квазикратон, а Л. Кобер [43] — кратаген.

Е. Е. Милановский [16] считает, что под особым названием «метаплатформы» следует выделять тектонические области, которые в структурном и историко-геологическом отношении занимают «промежуточное» положение между древними платформами и подвижными зонами. Эти области целиком включают в себя и молодые плиты. Однако позднее [17] автор нового термина исключил из территории «метаплатформ» те районы молодых плит, которые, по его представлениям, расположены над подвижными областями. Он их выделяет, как и большинство исследователей, в качестве молодых плит, называя менее значительные по площади впадины предложенным ранее [5] термином «параплаксы». К метаплатформенным областям он отнес только прилежащие к кратонам районы молодых плит, для которых характерны «авлакогеосинклинальные» зоны и «метаплатформенные» массивы. Однако первые — это те же интракратонные (или моногеосинклинальные) складчатые зоны, а вторые — срединные или окраинные массивы. Особенно следует учесть, что и внутри подвижных поясов расположены срединные массивы различных (нередко достаточно обширных) размеров. В этом отношении многие районы молодых плит, расположенные над подвижными областями и в пределах метаплатформенных областей, мало чем отличаются одни от других. В результате от единой молодой плиты «отрывается» участок «метаплатформенной области», как, например, от Скифско-Туранской плиты Донецко-Северо-Устьюртская метаплатформа.

До сих пор дискутируется вопрос о том, куда следует относить эпибайкальские участки — к древним или молодым платформам — или возможно выделять их в качестве самостоятельной категории структур. Трудность проблемы заключается еще в том, что достаточно обособленные эпибайкальские области (типа Тимано-Печорской) единичны, а в большинстве случаев они расположены в виде отдельных блоков различных размеров внутри или на окраине молодых платформ, а в гондванском ряду древних платформ байкальские складчатые зоны весьма сложно вплетены в структуру более древнего фундамента. Существуют разные точки зрения и по вопросу о том, имеется ли настоящий платформенный чехол в пределах областей мезозойской складчатости востока Азии. М. В. Муратов [18] выделял здесь молодые эпимезозойские платформы, хотя и считал главной особенностью этих платформенных областей отсутствие настоящего платформенного чехла. Было предложение [5] обособлять такие области как юные платформы. И. К. Туезов [32] рекомендовал назвать их неоплатформами. Правда, ранее В. Е. Хаин [33] этот термин применил для обозначения послегерцинских платформ. Для окончательного решения вопроса о месте эпибайкальских и эпимезозойских областей в едином эволюционном

ряду платформ необходимы специальные сравнительно-тектонические исследования.

Проблемы, связанные с изучением фундамента платформ, весьма сложны, и число их немало. Остановимся только на некоторых из них, которые имеют непосредственное значение для платформенных этапов развития.

В. Е. Хаин [34] высказал предположение о том, что центральные части фундамента древних платформ заняты гранитно-зеленокаменными областями, представляющими собой кольцевые структуры, а периферические — гранулитовыми поясами. Такое полигонально-кольцевое неоднородное строение континентальной коры кратонов, сложившееся еще к концу раннего докембрия, предопределило расположение рифтовых систем, по которым и происходил затем распад суперконтинента — Прото-Пангеи. Отсюда становится понятным, почему распад Прото-Пангеи и палеозойско-раннемезозойской Пангеи происходил по близким направлениям. Большинство геологов считают, что распад Прото-Пангеи приурочен к дальсландско-гренвиллскому глобальному тектоническому перелому первого порядка (1200—850 млн. лет). Одновременно с этими событиями продолжалась кратонизация, которая в ряде районов началась еще в позднем архее. В это же время, а в некоторых случаях и ранее на отдельных наиболее стабильных участках кратонов в относительно небольших прогибах и впадинах происходило формирование прото- и квазиплатформенного чехлов.

Здесь возникает ряд проблем, важных с точки зрения происхождения и становления древних платформ. Прав ли В. Е. Хаин в своем предположении, и если прав, то в какой степени внутренняя полигонально-кольцевая структура платформ унаследована от еще более ранних стадий развития Земли; каков характер и время кратонизации фундамента, а также время распада Прото-Пангеи; каков стиль строения и развития еще слабо изученных наиболее ранних чехлов — прото- и квазиплатформенных? Совпадало ли первоначальное распространение образований этих чехлов с современными, было близким или существенно сократилось в результате последующих размывов?

Весьма важный вопрос, который до сих пор спорен: одинаково или различно строение фундамента на щитах и плитах и с чем связано их местоположение в пределах платформ? Начиная с А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского многие геологи считали, что нет принципиальных различий в характере фундамента этих главнейших структурных элементов платформ. Но в последнее время появляется все больше материалов, показывающих их различие. Так, С. В. Богданова [3] пришла к выводу, что в фундаменте Русской плиты преобладают гранулитовые образования, а на Балтийском щите — гранит-зеленокаменные. Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин [10] полагают, что щиты древних платформ и их аналоги на молодых платформах возникли в пределах таких складчатых сооружений, где широкое развитие получил орогенный магматизм, а плиты приурочены к областям со значительным распространением срединных массивов и зон ранней консолидации. Естественно, в этих областях нередко распространены и наиболее ранние формации чехла.

Важная проблема — **расчленение чехла на структурно-формационные подразделения**: комплексы, этажи, подэтажи и т. д. — и в соответствии с этим установление реальной **этапности развития платформ**. Сразу же возникает вопрос, каким названием «стратиграфическим» или «тектоническим» — лучше пользоваться для обозначения платформенных структурных подразделений. Видимо, возможно и то и другое, хотя нужно помнить о тех плюсах и минусах, которые имеются в обоих случаях.

За последнее время достаточно широко утвердилось подразделение чехлов платформ и соответственно этапов их развития на доплитные и плитные. В свою очередь среди первых обособляются прото-, квази- и катаплатформенные, а вторые относят к ортоплатформенным. Например, на Восточно-Европейской платформе доплитным чехлам соответствуют готский, дальсландский, ран-

небайкальский структурные комплексы, а плитному — позднебайкальский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

Конечно, названные структурные комплексы следует подразделять и на более мелкие единицы — этажи и подэтажи — и соответственно этапы развития — на подэтапы, стадии, подстадии, фазы и т. д. Особенно показательно такое разделение для отдельных крупных структур. При определении стадийности развития исключительно важной проблемой становится восстановление палеогеодинамических условий каждого выделенного временного отрезка или тектонического рубежа. Так, например, в результате изучения тектонотипа поздних (палеозойских) авлакогенов Припятского палеорифта в развитии этой территории могут быть выделены следующие тектонические стадии: 1) синеклизы — дорифтовое незначительное растяжение в эйфельско-среднефранское время); 2) начального прогибания — зарождение процесса рифтообразования, т. е. ранняя фаза деструкции земной коры в начале позднефранского времени; 3) главного (максимального) прогибания — кульминация процесса рифтообразования, т. е. главная фаза деструкции в позднефранское время; 4) заключительного прогибания — затухание процесса рифтообразования, т. е. заключительная фаза деструкции в конце позднего девона, раннем и среднем карбоне; 5) общего подъема — инверсии, т. е. стадия сжатия в позднем карбоне — ранней перми; 6) стабилизация — отмирание процесса рифтообразования, т. е. стадия остаточного растяжения в поздней перми — среднем триасе; 7) надрифтовой синеклизы (поздний триас — антропоген).

В чехле молодых платформ также можно выделить доплитные и плитные структурные комплексы. К первым принадлежат квазиплатформенные (эпигеосинклинальные) комплексы палеозоя — среднего триаса (иногда и рифея) — чехлы срединных массивов, по М. В. Муратову, и катаплатформенные (тафрогенные) комплексы триаса (обычно позднего) — юры, иногда перми. Плитные (ортоплатформенные) комплексы по большей части начинаются с юры, но в ряде случаев (например, на Западно-Европейской молодой платформе) — с поздней перми.

Рассматривая проблему подразделения чехла платформ (особенно молодых), многие геологи выделяют так называемый «промежуточный» или «переходный», комплекс [14, 38], в который включают разнообразные по тектоническому происхождению и условиям залегания образования. К нему относят не только упомянутые квази- и катаплатформенные образования доплитных комплексов (и в данном случае эти понятия близки одно к другому), но нередко и киммерийские складчатые комплексы типа выполняющих Ейско-Березанскую и Мангышлакскую зоны, с чем согласиться нельзя. Возникает задача разделить образования, объединенные под этими обобщенными названиями, на подчиненные им более конкретные объекты, хотя это и не значит, что, говоря в целом о доплитных или «переходных» комплексах, нельзя пользоваться этими терминами.

К вопросу о выделении структурных подразделений примыкает **проблема платформенных формаций**, которая наиболее слабо разработана в учении о геологических формациях. Это связано с тем, что в пределах платформенных областей связь формаций с различными тектоническими элементами менее четкая, чем в геосинклинальных, океанских и горно-складчатых областях, и поэтому их выделение и изучение значительно труднее и зачастую менее эффективно. Многие вопросы по важнейшим положениям этого учения до сих пор остаются спорными и неоднозначно решаемыми. Даже само понятие геологических формаций, а отсюда и их определение неоднозначно. Существенно различна терминология, слабо разработана систематика формаций. Важно в каждом конкретном случае выяснить правильное соотношение между выделяемыми по разным признакам геологическими телами: геологические формации, генетические типы отложений, свиты, ярусы, структурные этажи и т. д. Между всеми названными геологическими телами могут быть самые разно-

образные соотношения. Весьма сложный вопрос при выделении формаций — стратиграфический объем толщ, включаемых в ранг конкретных формаций. Достаточно сложной задачей является ограничение формаций, т. е. проведение границ между ними, особенно в тех случаях, когда они связаны одна с другой постепенными переходами. Не менее важны вопросы внутреннего строения геологических формаций, определение их формы и размера. Недостаточно разработаны проблемы иерархии геологических формаций, т. е. их подразделения на более мелкие единицы — подформации, геогенерации и др., и объединения в вертикальные и горизонтальные ряды, а также вопросы соотношения одних формаций с другими. Необходимо добиваться более полной и точной диагностики формаций, что позволит уберечься и от такой «болезни» формационного анализа, как конвергентность формаций. Очень важно выяснение местоположения минеральной залежи внутри формации. На характер платформенных формаций существенное влияние оказывает климатический фактор [37], что следует учитывать при формационном анализе.

В пределах платформ, несмотря на отмеченные трудности, достаточно четко выделяется ряд групп формаций, связанных с авлакогенами (как с ранними, так и с поздними), тафрогенами, перикратными прогибами, внутренними частями платформ (внутренними синеклизами и антеклизами), окраинными частями платформ, особенно примыкающими к орогенным областям. Несомненно, тонкая и детальная характеристика формаций и их более мелких подразделений позволит наметить связь между ними и разного типа и ранга тектоническими элементами.

В чехле платформ развиты и **магматические формации**, выяснение тектонической позиции которых — необходимая задача. Одновременно с кратонизацией фундамента на окраинах древних платформ (например, на западе Восточно-Европейской) формировались крупные пластинообразные плутоны гранитов рапакиви, а эффузивный магматизм был представлен кислыми вулканитами. В доплитные этапы кратонов к ранним авлакогенам были приурочены трапповые и реже трахиандезитовые формации. В плитные этапы неоднократно происходила магматическая активизация, и наиболее характерными формациями в эти моменты были трапповые (эффузивные и интрузивные): поздневендские на западе Восточно-Европейской платформы, пермско-раннетриасовые тунгусские на Сибирский, раннемеловые паранские на Южно-Американской, раннепалеогеновые деканские на Индийской и т. д. К поздним палеозойским авлакогенам и некоторым крупным разломам приурочены щелочно-базальтовые (в том числе и кимберлитовые) формации.

В чехле молодых платформ магматические породы связаны с тафрогенными структурами, например с триассовой туринской серией грабенов Западно-Сибирской и севера Туранской плит. Это основные и реже кислые эффузивы (трапповая формация). Эффузивы, а также интрузии приурочены к разломным зонам в низах чехла ряда других молодых платформ. В олигоцене — антропогене как на древних, так и на молодых платформах широко распространены базальтовые поля, вулканические конусы и интрузивные тела.

**Проблема рифтогенеза** (как межконтинентального, так и внутриконтинентального) — ключевая для восстановления истории развития и становления платформ. Еще недостаточно изучены ранние (рифейско-ранневендские) авлакогены, которые сейчас широко известны не только на тектонотипической Восточно-Европейской, но также и на других древних платформах. Несомненен рифтовый генезис большинства из них, но некоторые (например, Волинско-Оршанский палеопрогиб) носят черты недоразвитого рифта. Важно исследовать особенности строения и развития этих одних из наиболее ранних палеорифтов. Не менее интересно изучение поздних (палеозойских) авлакогенов, и в частности Припятско-Донецкого, выделенного Н. С. Шатским как тектонотип подобного рода структур. Материалы МОГТ и особенно ГСХ — МОГТ показали чрезвычайную роль листрического раскалывания в формировании не только рифтов

[42], но и палеорифтов — ранних и поздних авлакогенов [8, 36]. Интересно уточнить значение этого процесса в образовании палеорифтов и более молодых рифтовых структур. Для установления эволюции процесса рифтогенеза в истории развития Земли весьма важно провести сравнительно-тектонический анализ названных авлакогенов — палеорифтов с мезозойско-кайнозойскими и современными рифтами. Даже беглое сравнение ранних и поздних авлакогенов, а также более молодых рифтов показывает существенные различия в их строении и развитии, хотя и имеются многие принципиальные черты сходства. Необходимо выяснить роль процессов континентального рифтогенеза как наиболее активного внутриплитного явления [4] в образовании осадочных бассейнов платформенных областей.

В пределах древних и молодых платформ достаточно широко развиты **некомпенсированные прогибы и впадины** различных морфологических и генетических типов. Так, на Восточно-Европейской платформе некомпенсированные прогибания отвечают каледонскому и герцинскому этапам на западе и герцинскому на востоке платформ [7]. На востоке расположен гигантский Приуральский пояс некомпенсированных прогибов, который протянулся на расстояние более 2 тыс. км от Баренцева моря на севере до Каспийского на юге и включает Печорскую (поздний девон — ранний карбон), Камско-Кинельскую (поздний девон — ранний карбон) и Предуральскую (поздний карбон — ранняя пермь) системы, Уметовско-Линевский прогиб (поздний девон), Прикаспийскую впадину (поздний девон — ранняя пермь). Все эти некомпенсированные бассейны сформировались во фронтальной части древней пассивной окраины европейского континента. Если Камско-Кинельская и Печорская системы прогибов, а также Уметовско-Линевский прогиб образовались в области с корой континентального типа вследствие проявления дифференцированных опусканий в условиях резкого дефицита терригенного материала, то Предуральская система прогибов и особенно Прикаспийская впадина формировались в условиях частичной или даже полной деструкции континентальной земной коры.

На западе Восточно-Европейской платформы расположена Балтийско-Приднестровская система некомпенсированных прогибов (ордовик — силур), приуроченная к одноименной зоне перикратонных опусканий и расположенная на пассивной окраине континента. Балтийский позднепермский (цехштейновый) некомпенсированный прогиб — восточная центриклиналь обширного некомпенсированного бассейна, расположенная в основном в пределах молодой Западно-Европейской платформы. Припятский и Днепровско-Донецкий некомпенсированные прогибы (поздний девон) контролировались палеорифтами, формирование которых связано с растяжением земной коры, ее деструкцией и интенсивным дифференцированным нагружением по глубинным литрическим сбросам.

Некомпенсированные прогибы и впадины известны и на других древних и молодых платформах [5, 14, 20, 28, 41], изучение которых имеет не только теоретическое, но и практическое значение в связи с приуроченностью к ним многих месторождений нефти и газа, калийных и каменных солей.

**Классификация структур** — одна из важнейших проблем геотектоники. Н. С. Шатский неоднократно отмечал, что тектонические элементы земной коры необходимо классифицировать в виде ряда соподчиненных таксонов — так, как это делают палеонтологи и биологи с животными и растениями. К сожалению, мы еще весьма далеки от осуществления этого завета Н. С. Шатского. Известны многие классификации структур, в основу которых взяты различные признаки: соподчиненность (т. е. их ранговость), морфология, размерность, глубинность, механизм образования и т. д. Наряду с подобными классификациями представляется целесообразным подразделить каждую категорию основных структур на типы, классы, виды и т. д. Недавно такую попытку я вместе с М. А. Нагорным [9] сделал в отношении синеклиз древних платформ, которые подразделены на два типа: внутренние (интракратонные) и окраинные (перикратонные).

В свою очередь последние делятся на два подтипа: пригеосинклинальные и приокеанские (периконтинентальные). Все они подразделены на классы синеклиз: связанных с авлакогенами (т. е. надавлакогенные) и внеавлакогенные. В каждом классе синеклаз, связанных с авлакогенами, выделены три подкласса: расположенных над системой авлакогенов, над одиночным авлакогеном и примыкающих к авлакогену. В каждом подклассе может быть выделено по два вида синеклиз: с осадочным и с осадочно-трапповым выполнением.

В последнее время все большее значение придается знанию **глубинного строения** Земли (по крайней мере ее тектоносферы) при решении любых геологических проблем, как теоретических, так и практических. Несмотря на огромный прогресс, связанный с применением в последние десятилетия новых методов и работ в геологии, геофизике и геохимии, появление большого количества дополнительных материалов о глубинном строении многих областей, в том числе и платформ, наши знания о составе и свойствах вещества, строении земной коры и мантии и явлениях, в них происходящих, остаются чрезвычайно скудными и, как правило, неоднозначными. Необходимо обратить внимание на более широко внедрение сейсмологического (или сейсмостратиграфического) метода изучения строения земной коры, который внес исключительный вклад в познание платформенного чехла и всех осадочных бассейнов. Но этот метод (ГЭС — МОГТ) дает отличные результаты и при изучении глубинного строения Земли. Опыт такого его использования нами опробован при исследовании Припятского палеорифта [8].

Большинство тектонистов пришло к выводу о существовании значительных неоднородностей литосферы (вещественных, геофизических, геохимических, структурных, геодинамических) как по вертикали, так и по латерали. Именно с этими глубинными неоднородностями связаны главные закономерности строения, геодинамики и развития литосферы, а также размещения в ней основных полезных ископаемых. Но ответы на многие даже основополагающие вопросы строения тектоносферы остаются неоднозначными. Какова природа поверхности Мохоровичича и зоны коро-мантийной смеси? Существует ли сплошной слой астеносферы или только отдельные астеносферные линзы? И т. д.

К вопросам глубинного строения принадлежит и **проблема разломов и тектонической расслоенности литосферы**. В настоящее время уже нет сомнений, что разломы имеют не только вертикальную или слабо наклоненную плоскость смещения и прямолинейную проекцию на поверхности Земли. Чаще встречаются разломы листрические, наклоненные и даже субгоризонтальные, которые и создают тектоническую расслоенность, причем такие разломы развиты не только в верхних частях земной коры, но пронизывают всю литосферу [31]. Роль этих разломов чрезвычайно велика как в образовании ограничений платформ, так и при формировании большинства тектонических элементов. Не менее важно изучение сдвигов и надвигов, значение которых в строении и развитии платформ, как все больше выясняется, очень велико [12].

Исследование разломов, их типов, соотношений между собой, общего рисунка сети их расположения дает очень много для познания геодинамики платформ. Для этих же целей не менее важной является региональная линеamentная характеристика платформ: анализ и соотношение палеорифтовых структур (авлакогенов) и упомянутых далее тектонических шрамов растрескивания и сморщивания.

Весьма актуальны и еще недостаточно разработаны вопросы связи глубинного строения и более поверхностных тектонических форм, без чего невозможно решение важнейшей проблемы образования главных тектонических элементов платформ. Во многих опубликованных работах рассмотрен ряд других проблем, также требующих дальнейшего развития. К ним относятся проблемы унаследованности и наложенности структур на разных платформах и их частях, роли горизонтальных и вертикальных движений в строении и развитии платформ и их взаимодействия между собой, связи внутриплитной тектоники и магматизма и т. д.

Чтобы понять генезис и историю развития платформ, необходимо **создание палеогеодинамических моделей** платформ, отдельных от тектонических элементов, в том числе осадочных бассейнов, что имеет большое значение для прогнозов поисковых работ на нефть, газ и другие полезные ископаемые.

Особой важности проблема в изучении платформ — **современная геодинамика**, современная тектоническая активность. Она включает в себя много еще недостаточно глубоко разработанных вопросов: современные деформации земной поверхности, их связь с эндогенными причинами, вулканизм, сейсмичность, поля напряжений, тепловой поток, изменение геофизических полей и т. д. Заслуживают внимания попытки обобщения данных о современной тектонической активности литосферы [2, 15, 26 и др.]. Эта проблема имеет особую важность в связи с необходимостью более детально и в значительной степени по-новому провести **сейсмическое районирование платформ**, которое невозможно сделать без знания их строения (в том числе и глубинного), истории тектонического развития, современной активности (и прежде всего ныне живущих разломов), т. е. без сейсмотектонического районирования. Платформы не являются асейсмичными мегаблоками литосферы, как это представлялось до недавнего времени, а также подвержены серьезным землетрясениям (в ряде мест до 6—8 баллов), хотя существенно более редким, чем в сейсмоактивных подвижных областях. Землетрясения главным образом приурочены к окраинным частям платформ, структурам рифтового генезиса (в том числе и авлакогенам), некоторым линейным зонам, разделяющим различные блоки с разным типом литосферы и разным вещественным составом, а также к другим границам, по которым происходит контакт контрастных неоднородностей в земной коре. Изучение всех этих вопросов актуально в связи со строительством многих сооружений, в особенности таких, как имеющие повышенную экологическую опасность АЭС, крупные химические и другие предприятия.

Многие из названных ранее проблем (особенно вопросы типизации и классификации структур, выделения типов земной коры и литосферы в целом) приводят к необходимости, как писал Н. С. Шатский, наиболее краткого картографического выражения тектонического синтеза, т. е. **тектонического районирования и составления тектонических карт** платформенных областей. Наиболее широко распространенный метод показа тектоники платформ путем изображения ее структуры стратонизогипсами поверхности фундамента и более высоко расположенных опорных горизонтов уже не удовлетворяет исследователей, так как не дает возможности восстановить структурную и геодинамическую эволюцию чехла. Поэтому были предприняты попытки изображения основных тектонических подразделений чехла в изопактах и их соотношениях между собой [19, 22, 27], применялись методы районирования по времени основного этапа формирования платформенных структур [6, 29, 30], объемного картирования [24], а также некоторые приемы с использованием карт выклинивания [11, 23] и др. Необходима дальнейшая разработка методов тектонического картирования платформ, в особенности с учетом показа вероятных геодинамических обстановок геологического прошлого.

Заслуживает большого внимания **проблема распада континентальных платформ** на отдельные литосферные плиты различных рангов и размеров и **реконструкция их положения** во времени и пространстве. Главным инструментом для таких реконструкций являются палеомагнитные исследования, подкрепленные самыми разнообразными данными палеогеоморфологии, палеоклиматологии, палеонтологии, особенностей геологического строения (в том числе и платформенных чехлов) и т. д. Известны многочисленные схемы палеогеологических реконструкций, однако они существенно отличаются одна от другой и являются дискуссионными.

Интересен вопрос **преобразования ряда областей платформ** в другие тектонические элементы. Так, развитие платформ во времени местами сменялось эпиплатформенным орогенезом и лабигенезом (т. е. образованием «провальных»

структур — глубоководных бассейнов), которые наиболее полно описали во многих работах А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин, а затем В. Г. Николаев [21]. Эпиplatformенные орогены обычно развиты на положительных структурах платформ, лишенных или почти лишенных чехлов (Северный и Полярный Урал, Тянь-Шань, Мозамбик и др.). Структуры лабигенного класса, напротив, закладывались на плитах платформ и создавались кратковременными опусканиями, которые приводили к образованию глубоководных бассейнов. Примерами таких структур может служить Прикаспийская впадина в позднем девоне — ранней перми; глубоководные бассейны Средиземноморского пояса, заложившиеся на платформенном чехле Центральноевразийской, Западно-Европейской молодых платформ, Восточно-Европейской и Африканской древних платформ.

К рассмотренным ранее проблемам примыкают вопросы **ограничения платформ**. Платформы по латерали сопрягались с геосинклиналями, эпигеосинклинальными орогенами, лабигенными структурами, эпиplatformенными орогенами и океанами. На окраинах платформ формировались структуры краевых систем, из которых большой интерес представляют перикратонные на древних платформах и периплатформенные — на молодых зоны или системы прогибов. В большинстве случаев они являются погребенными пассивными окраинами континентов. Современные периконтинентальные приокеанские бассейны имеют глобальное распространение по окраинам континентов и выполнены мощными (до 10—15 км) сериями осадочных пород верхнего мезозоя — кайнозоя.

Многие окраины континентов являются коллизионными, т. е. преобразованными в результате столкновения литосферных плит и надвигания складчатых образований на платформы. Так, Аппалачский пояс надвигов протянулся почти на 1800 км. Амплитуда этих надвигов обычно достигает 90 км, а в отдельных сегментах — 200 км. На окраинах Восточно-Европейской платформы установлены зоны аллохтонных складчатых образований различного возраста, протяженности и ширины. Покровы байкалид развиты в северо-восточной (Тиман) части платформы, каледонских складчатых структур — на северо-западе Балтийского щита и юго-западном ее крае вдоль зоны Тейссейра — Торнквиста. Покровные зоны герцинских аллохтонов, залегающие на породах платформенного чехла или фундамента, выявлены в области сочленения платформ с герцинскими складчатыми сооружениями (Урал, Донбасс, Северная Добруджа) или же оказываются погребенными под мезозойско-кайнозойским чехлом (Скифская плита). Скорее всего вся территория Скифской плиты (прежде всего ее складчатый палеозойский фундамент) представляет собой покровно-надвиговую структуру, расположенную на фундаменте, а также платформенных отложениях Восточно-Европейской платформы. В Предкарпатье известны альпийские надвиги. Перед фронтом покровно-складчатых сооружений нередко возникают краевые прогибы, наложенные на зоны перикратонных опусканий. Изучение окраин платформ важно не только с теоретических позиций, но и с прикладных, так как они главные нефтегазоносные зоны Земли [35].

Интересная проблема — **корреляция тектонических этапов развития** древних и молодых платформ между собой и окружающих их геосинклинальных, океанских и других структур. Первоначальное сравнение основных тектонических событий не только в соседних, но даже в более удаленных структурных элементах показывает их большую взаимосвязь и взаимозависимость. Так, например, в связи с усиливающимся раскрытием океана Прото-Атлантики (Япетус) рифтообразование в рифее и раннем венде охватило как Среднюю Европу, так и Восточно-Европейскую платформу. С дальнейшим раскрытием Япетуса связано формирование вдоль юго-западного края платформы Балтийско-Приднепровской зоны перикратонных опусканий, представляющей собой пассивную континентальную окраину. Закрытие океана Япетус в конце силура — раннем девоне вызвало в области шотландско-норвежского фронта

каледонид встречные коллизии Северо-Американско-Гренландской и Восточно-Европейской литосферных плит. Это событие коррелируется с общим поднятием и эрозией большей части Восточно-Европейской платформы. Предрифтовое растяжение и основные фазы рифтинга в Припятском прогибе, начиная с позднего девона, совпадают во времени с началом растяжения в Северо-Атлантическом секторе, рифтингом в Корнуэл-Реногерцинском линейменте и образованием Центральноевропейской мобильной зоны. Синхронно с этими событиями, а также с развитием Уральского палеоокеана на Восточно-Европейской платформе в среднефранско-раннефаменское время сформировались своеобразные некомпенсированные бассейны: Припятский, Днепровско-Донецкий, Прикаспийский, Камско-Кинельский, Печорский<sup>1</sup>. К этому же времени (девон — начало карбона) на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, а также к северу от Донбасса и Днепровского грабена возникла система ровообразных (щелевидных) грабенов растяжения и валообразных горстов сжатия, которые я выделяю в особый тип структур — своеобразные тектонические шрамы напряжений растрескивания и сморщивания, возникшие в результате региональных процессов соответственно растяжения или сжатия. Это субмеридиональные на юго-востоке платформы и субширотные к северу от Донбасса узкие (0,5—1 км) и протяженные (до 300 км) грабены, ограниченные амплитудой до 100 м. Горсты имеют ширину 0,3—1 км и объединяются в валы длиной более 100 км. Наиболее детально изучил грабены и горсты на юго-востоке платформы и объяснил их происхождение процессами соответственно растяжения и сжатия Ф. И. Хатъянов [36]. В мезозое и кайнозое как древняя Восточно-Европейская, так и молодая Западно-Европейская платформы находились под воздействием мдвух палеодинамически различных процессов: испытывали преимущественно широтное растяжение в результате раскрытия вследствие спрединга северной и средней Атлантики и направленного к северу сжатия в результате сближения Африканской и Евразийской плит в области Тетиса.

Следует сравнить стадийность развития древних и молодых платформ между собой. Можно наметить определенные параллели в стадиях их развития и в то же время выявить количественные, а в ряде случаев и качественные различия. Так, тектоническая ситуация инициальной (тафрогенной) стадии стефана — отэна Западно-Европейской платформы соответствует раннеавлакогенной стадии Восточно-Европейской платформы (рифей — ранний венд). В обоих случаях развитие начиналось с крупномасштабных воздыманий, которые затем привели к образованию структур растяжения, вызванного распадом Пангеи в первом случае и Прото-Пангеи во втором. Стадии главного опускания молодой платформы (саксон — средний триас) отвечает позднебайкальский и каледонский этапы (поздний венд — вилур) развития древней платформы. Обширные опускания на обеих платформах привели к формированию соответственно Среднеевропейской и Русской плит. Сопоставимы также и последующие стадии дифференциации (поздний триас — доальбское время на молодой платформе и позднеавлакогенная герцинская — на древней) и стабилизации (альб-неогеновое время на молодой и мезозой — кайнозой — на древней платформах).

Чехлы платформ — это прекрасные документы, сохранившие многие особенности **глобальной геологической истории Земли**. В них запечатлены не только те тектонические события, которые происходили непосредственно на самой платформе, но и те явления, которые имели место в соседних океанских, геосинклинальных, складчатых и орогенных областях. С последней точки зрения особенно много дает изучение окраинных частей платформ. Если в подвижных тектонических областях в результате неоднократных процессов деструкции и аккреции, спрединга и коллизий возник по-настоящему «меланж глобального

---

<sup>1</sup> Как было показано ранее, по генезису эти прогибы различны, но их объединяет время заложения и некомпенсированный характер развития.

масштаба», историю тектонического развития которого в связи с этим чрезвычайно трудно расшифровать, то платформы и их чехлы во многих случаях остались относительно хорошо сохранившимися и неразрушенными. Основная задача — выявить в них те детали, которые помогут восстановить тектоническую историю как движения самих литосферных плит, так и особенности тектоники соседних подвижных областей.

Интересно установление взаимосвязи между горизонтальными перемещениями литосферных плит и динамикой формирования осадочных бассейнов в пределах кратонов [1].

Изучение перечисленных ранее основных проблем даст возможность провести сравнительно-тектонический анализ гондванской и лавразиатской групп древних платформ, сравнить молодые платформы как между собой, так и с древними платформами, а также установить весь эволюционный ряд платформ и в особенности их крайних членов и, наконец, позволит выявить общие особенности строения и развития этих главных тектонических элементов литосферы. Без этого невозможно выработать общую теорию тектогенеза. Следует подчеркнуть, что хотя платформы — это наиболее стабильные области литосферных плит, но без привлечения современных теорий мобилизма понять их становление, строение и историю развития нельзя. Чем более разработанным будет учение о платформах, тем детальнее и точнее можно установить закономерности размещения приуроченных к ним полезных ископаемых, а также применить многие направления этого учения при рассмотрении различных экологически опасных проблем, столь серьезно возникших перед современным человечеством.

#### Список литературы

1. *Апарин В. П., Абрамовский И. И., Капустин И. Н.* Горизонтальные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Европейского материка в фанерозое // Внутриплетные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 38—56.
2. *Артемьев М. Е., Рейснер Г. И., Шолло В. Н.* Об энергетической насыщенности земной коры Кавказа и Карпатского региона по результатам комплексной интерпретации геофизических данных // Комплексные исследования глубинного строения территории Белоруссии и смежных областей. Минск: Наука и техника, 1988. С. 97—114.
3. *Богданова С. В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. С. 16—26.
4. Внутриплетные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. 176 с.
5. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
6. *Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е.* Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и сопредельных областей // Сов. геология. 1975. № 5. С. 55—68.
7. *Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Капустин И. Н., Конищев В. С.* Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1990. 102 с.
8. *Гарецкий Р. Г., Клушин С. В.* Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48—60.
9. *Гарецкий Р. Г., Нагорный М. А.* Классификация синеклиз древних платформ // Геотектоника. 1987. № 2. С. 46—53.
10. *Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Основные закономерности строения и развития молодых платформ // Геотектоника. 1981. № 5. С. 3—8.
11. Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Русской платформы. М.: Изд-во Мингео СССР, 1973.
12. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Постников Д. В.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
13. *Косыгин Ю. А., Трофимук А. А.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1. С. 80—94.
14. *Крылов Н. А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука, 1971. 156 с.
15. *Логачев Н. А., Шерман С. И., Леви К. Г.* Геодинамическая активность литосферы Сибири в кайнозое // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 3—10.
16. *Милановский Е. Е.* Металатформы — области промежуточного характера между древними платформами и складчатыми поясами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 6. С. 48—68.
17. *Милановский Е. Е.* Геология СССР. Ч. 1. Введение. Древние платформы и металатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
18. *Муратов М. В.* Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965. № 1. С. 6—29.

19. *Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3—35.
20. Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976. 136 с.
21. *Николаев В. Г.* Паннонский бассейн. М.: Наука, 1986. 103 с.
22. *Оффман П. Е.* Тектоническая карта Волго-Донского междуречья (К вопросу о разработке принципов построения тектонических карт) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 8. С. 3—15.
23. *Разницын В. А.* К методике составления тектонических карт на примере Европейской части СССР // Геотектоника. 1978. № 1. С. 69—73.
24. *Семов В. Н., Барыкин С. К., Ермаков Б. В.* Принципы тектонического районирования чехла платформ // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 36—45.
25. *Соболевская В. Н.* Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М.: Наука, 1973. 258 с.
26. Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. 96 с.
27. *Спижарский Т. Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.
28. *Столяров А. С.* Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Вып. 5. С. 55—78.
29. Тектоника нефтегазоносных областей юго-запада СССР: Объяснительная записка к Тектонической карте нефтегазоносных областей юго-запада СССР с использованием материалов космических съемок. Масштаб 1:500 000. М.: Наука, 1988. 85 с.
30. Тектоника нефтегазоносных территорий СССР: Объяснительная записка к тектонической карте нефтегазоносных территорий СССР. М.: Недра, 1984. 120 с.
31. Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
32. *Тузев И. К.* Неоплатформы // Тихоокеанская геология. 1984. № 4. С. 71—73.
33. *Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 692 с.
34. *Хаин В. Е.* О происхождении древних платформ (кратонов) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1984. № 2. С. 32—36.
35. *Хаин В. Е., Соколов Б. А.* Окраины континентов — главные нефтегазовые зоны Земли // Сов. геология. 1984. № 7. С. 49—60.
36. *Хатъянов Ф. И.* Сейсмоформационное районирование. М.: ВНИИОЭНГ, 1985. 45 с.
37. *Цейслер В. М.* Платформенные формации и их значение для тектонического анализа // Тектоника, фации и формации запада Восточно-Европейской платформы. Минск, Наука и техника, 1987. С. 6—14.
38. *Шаблинская Н. В., Буданов Г. Ф., Лазарев В. С.* Промежуточные комплексы платформенных областей СССР и их нефтегазоносность. Л.: Недра, 1990. 179 с.
39. *Шейнманн Ю. М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли // Тр. ВНИИ золота и редких металлов. 1959. Серия геол., 14. Вып. 49. 63 с.
40. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 888 с.
41. *Янишин А. Л., Гарецкий Р. Г.* Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 115—333
42. *Bally A. W., Bernoulli D., Davis G. A., Montadert L.* Listric normal faults // Oceanologica acta. 1981. NCP. P. 87—101.
43. *Kober L.* Tektonische Geologie. В., 1942. 432 S.

Институт геохимии и геофизики  
АН БССР,  
Минск, 220023

Поступила в редакцию  
24.VII.1990

УДК 551.241

© 1991 г.

РЕЗАНОВ И. А.

## ПРОБЛЕМА НИЖНЕЙ КОРЫ

Обсуждается возможный вещественный состав глубоких горизонтов континентальной коры. Опираясь на сейсмическую, электрическую и магнитную модели коры, а также на геологические материалы, автор критикует представление о существовании на глубине гранулито-базальтового слоя коры. На современном уровне знания состав нижней коры может обсуждаться лишь на уровне гипотезы. Исходя из данных геофизики, изучения ксенолитов глубинных пород и историко-геологических материалов, автор предполагает, что наиболее вероятный вещественный состав нижней коры — это серпентинизированные ультрабазиты, образовавшиеся вследствие гидратации пород, принадлежавших ранее мантии Земли.

**Rezanov I. A. The lower crust problem, *Geotectonics*. 1991. № 5.** The paper discusses possible substance composition of the continental crust deep horizons. Using the seismic, electric and magnetic models of the crust and the geological information the author makes a critical review of the conception which suggests the existence of a deep-seated granulite-basaltic layer of the crust. With the present state of knowledge we can consider the lower crust composition only hypothetically. Geophysical data, studies of deep-seated rock xenoliths and historical-geological materials lead the author to suggest that most probably the substance composition of the lower crust is serpentinized ultramafics formed as a result of hydration of rocks which had previously been part of the Earth mantle.

Как это ни парадоксально, но о вещественном (минеральном, химическом) составе верхней мантии мы знаем больше, чем о составе глубоких горизонтов земной коры. Все исследователи согласны с тем, что верхняя мантия сложена ультраосновными магматическими породами (перидотитами и пироксенитами). В меньшей степени и, по-видимому, не повсеместно в верхней мантии присутствуют также эклогиты. Минеральный состав верхней мантии известен по нодулям, встреченным в базальтовых излияниях и в трубках взрыва.

Значительно хуже известен состав средней и нижней частей коры. Геологические исследования в области щитов древних платформ свидетельствуют, что наиболее древними из обнажающихся на земной поверхности геологических образований являются породы катархея, образовавшиеся 4,5—3,5 млрд. лет назад [12]. Они представляют собой первично-магматические (преимущественно базальтовые) и в меньшей степени осадочные породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, а позже в значительной степени гранитизированные [12]. Какие породы находятся в коре под катархейскими гранулитами, нам доподлинно не известно, если не считать геофизических данных, допускающих различную интерпретацию.

Между тем знание вещественного состава средней и нижней частей

континентальной коры существенно продвинуло бы нас в решении многих кардинальных проблем теоретической и прикладной геологии и геофизики. Если бы мы знали, чем сложены нижние горизонты континентальной коры, можно было бы однозначно ответить на такой вопрос — возможен ли процесс океанизации континентальной коры, т. е. превращение ее в тонкую океаническую кору. Знание состава нижней коры позволило бы установить причины горообразовательных и складкообразовательных движений, ибо мы знали бы тогда физические свойства пород, слагающих нижние горизонты коры: их способность изменять объем, дробиться разломами, испытывать пластические деформации. Сильно продвинулась бы и проблема прогноза землетрясений, поскольку подавляющая часть фокусов разрушительных ударов приурочена к средним и нижним горизонтам коры. Прямая информация о составе низов коры имела бы немаловажное значение и при решении проблемы генезиса магм и рудных месторождений. Решились бы вопросы о том, в какой мере вещество из нижней коры входит в состав магматических продуктов; являются ли андезитовые магмы гибридными образованиями; какова природа анортозитовой магмы; удалось бы более четко разделить коровые и мантийные источники рудообразования; прояснилась бы природа гидротермальных процессов и механизма дегазации Земли и т. д.

К сожалению, еще долгое время в нашем распоряжении будут лишь косвенные пути решения этой первостепенной для геологии, геохимии и геофизики научной проблемы — выяснения минерального состава нижней коры. Мы сможем сколько-нибудь успешно продвинуться в ее решении лишь в том случае, если привлечем всю совокупность косвенных данных, а их анализ будет сделан предельно объективно, без давления со стороны предвзятых идей и концепций.

Какими же косвенными данными мы располагаем? Прежде всего это результаты геофизического изучения коры. Обратим внимание, что взгляды геофизиков на природу сейсмических волн эволюционируют и в соответствии с этим изменяются представления о сейсмической модели коры. Пытаясь решить проблему состава нижней коры, необходимо объективно оценивать достоверность, надежность и информативность сейсмических исследований коры. В последние годы значительные успехи достигнуты в изучении электропроводности коры. Появился новый независимый физический параметр, характеризующий глубинные горизонты коры. Это резко расширяет наши знания при изучении состава земной коры. Однако интерпретация электромагнитных измерений остается неоднозначной, и мы не можем еще полностью доверять этому методу. Определенные косвенные сведения о составе нижней коры можно получить и на основании анализа магнитного, гравитационного и теплового полей Земли.

Другим источником информации являются ксенолиты глубинных пород. Иногда этим данным придается ведущее значение, что вряд ли оправдано, ибо мы не знаем, с каких глубин подняты ксенолиты. Кроме того, их находки распределены по площади крайне неравномерно и потому не дают возможности объективно оценить, в какой мере состав нижней коры изменяется по простиранию.

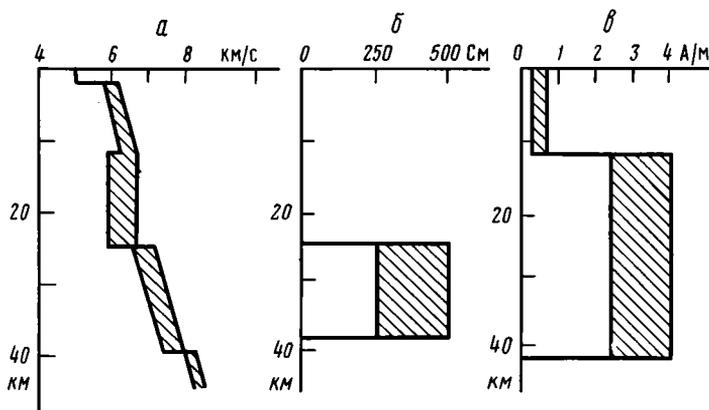
Наконец, определенное представление о возможном составе низов коры мы можем получить, анализируя историко-геологические данные и прежде всего выясняя вопросы образования гранито-гнейсового слоя коры. Такой подход позволяет отбросить некоторые заведомо неудовлетворительные гипотезы и резко ограничить возможные геологические модели нижней коры.

В настоящее время специалисты в области изучения земной коры сейсмическими методами отказались от еще недавно общепринятых взглядов на двухслойное гранит-базальтовое строение консолидированной континентальной коры [4]. Н. И. Павленковой сначала на материале по Украинскому щиту, а затем и по данным, полученным на других платформенных территориях, было показано, что земная кора древней платформы состоит из трех различно построенных скоростных этажей [13]. Наиболее устойчивыми границами в земной коре платформы являются, по Н. И. Павленковой, границы  $K_1$  и  $K_2$ , разделяющие эти три этажа консолидированной коры. Граница  $K_1$  служит подошвой верхнего слоя консолидированной коры платформ. Наиболее типичные значения гранитной скорости вдоль нее 6,4—6,5 км/с. Эта граница разделяет слои, различающиеся по упругим параметрам. Выше границы расположен высокоградиентный слой, в пределах которого с глубиной скорость в породах значительно возрастает (от 5,5 до 6,4—6,5 км/с). Ниже этой границы градиент увеличения скорости резко падает. Таким образом, второй слой консолидированной коры — это по существу безградиентный слой. Более того, в пределах второго слоя часто имеет место некоторое снижение скорости: весь слой или часть его ведет себя как волновод. Итак, граница  $K_1$  разделяет две среды, из которых верхняя — градиентная, а нижняя — слабоградиентная, или же зона снижения скорости. Указанные особенности слоев, разделенных границей  $K_1$ , определяют свойства этой границы. Головная преломленная волна фиксируется от нее далеко не всегда. И это понятно, поскольку ниже этой границы скорости могут быть понижены, а в таком случае головные преломленные (рефрагированные) волны не образуются. В то же время эта граница — хорошо отражающий горизонт. Заметим, что отраженная волна образуется от границ, как с положительным, так и с отрицательным скачком скорости. Наконец, эта граница является наиболее устойчивой границей обмена волн в земной коре. На этом основании Н. К. Булин выделил ее в качестве опорной границы обмена в коре (граница А).

Расположенная на 15—20 км глубже граница  $K_2$  разделяет второй и третий слои консолидированной коры платформы. Ниже нее расположен высокоскоростной слой со значительным градиентом.

Важную информацию о составе глубинных горизонтов континентальной коры дает магнитотеллурическое зондирование. В конце 70-х годов получила широкое распространение новая геоэлектрическая модель континентальной коры, названная нормальным (стандартным) разрезом [2]. По этой модели предполагается градиентное падение удельного электрического сопротивления пород от  $10^6$  Ом·м в верхней части коры до  $10^3$  Ом·м на глубине границы Мохоровичича. Падение сопротивления связывается с ростом температуры. На фоне этого стандартного геоэлектрического разреза в ряде мест в коре обнаружены аномалии электропроводности, когда значения кажущегося сопротивления оказываются ниже. Характер проявления этих аномалий на кривых магнитотеллурического зондирования и их площадные размеры позволяют разделить аномалии на два типа [5]. Первый тип — это неглубоко залегающие (первые 5—7 км) протяженные аномалии с падением сопротивления ниже  $10$  Ом·м. Причину такой электропроводности объясняют повышенной графитизацией и (или) сульфидизацией пород фундамента [7]. Ко второму типу относятся зоны, ширина которых измеряется сотнями км. Эти аномалии выражены менее четко, а кажущееся сопротивление не падает ниже  $10$  Ом·м. В связи с тем что эти аномалии расположены в средней, а чаще в нижней частях континентальной коры, обнаружить их сложнее. Для этого требуется значительный объем зондирования, проведенный на большой площади. Многие авторы связывают аномалии второго типа с наличием в коре флю-

идонасыщенных горизонтов [2, 3]. Для оценки возможного вещественного состава глубоких горизонтов коры наибольший интерес представляют аномалии электропроводности второго типа. Отметим, что метод магнитотеллурического зондирования не позволяет точно определить глубину кровли и подошвы проводящего слоя. Для наших целей удобнее воспользоваться данными о глубине центра электропроводящей аномалии. Имеющиеся к настоящему времени данные [5] о глубинной электропроводности свидетельствуют, что в пределах стабильных участков древних платформ глубина центра проводящей аномалии находится в низах коры (Сибирская платформа — 30—35 км; Северо-Американская платформа — 20—30; Южная Австралия — 15—20; Юг Африки — 25—30 км). В то же время в пределах активизированных участков платформ, например в зоне Байкальского рифта, глубина этого центра составляет 10—15 км. Столь же неглубоко залегает центр электропроводящего слоя на Камчатке, Сахали-



Сейсмическая (а), электрическая (б) и магнитная (в) модели земной коры континентов по новым данным  
Штриховкой показан разброс значений замеров. Глубины слоев, различающихся по физическим свойствам, осреднены

не, в Провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах. Таким образом, материалы магнитотеллурического зондирования указывают на повышенную электропроводность нижней трети коры платформ, и этот аргумент следует учитывать при разработке геологической модели континентальной коры.

Обратимся к третьему независимому источнику, свидетельствующему о физических свойствах коры, — намагненности. В породах коры величина намагненности колеблется от тысячных долей единицы до 200 А/м. Намагненность горных пород определяется содержанием магнитных минералов, из которых наиболее распространен магнетит. Магнитные свойства на глубине оцениваются на основании моделирования магнитного эффекта и определения глубин залегания магнитовозмущающих масс. Анализ материалов о намагненности коры щитов древних платформ привел З. А. Крутиховскую [8] к следующим выводам. В верхнем слое коры щитов, мощность 10—15 км, средневзвешенная намагненность горных пород составляет 0,3 А/м с колебаниями в отдельных тектонических блоках от 0,1 до 0,6 А/м. В нижележащей части коры намагненность возрастает в 5—10 раз. З. А. Крутиховская считает ее равной 2—4 А/м. По магнитным данным, как известно, невозможно дифференцировать разрез нижней части коры и выделить в ее пределах более и менее намагненные горизонты. Можно лишь сказать, что где-то на уровне границы Мохоровичича намагненность резко падает, поскольку максимальная глубиной образования ферромагнитных минералов по экспери-

ментальным данным считается интервал 50—60 км. Вывод о высокой намагниченности средней и нижней коры платформ должен учитываться при построении геологической модели континентальной коры.

Три независимых геофизических метода: сейсмический, электрический и магнитный — дают в сумме важную информацию для выяснения вещественного состава континентальной коры (рисунок). Заметим только, что далеко не всегда для одного и того же района имеются геофизические данные по всем трем методам. Чаще данные различных методов разобцены по разным регионам, что снижает надежность их сопоставления.

### ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Мысль о существовании на глубине гранулито-базитового слоя основывалась на двух допущениях, которые еще 10—20 лет назад казались достаточно очевидными: 1) на данных сейсмических исследований о том, что с глубиной происходит рост скорости упругих волн; 2) на историко-геологических данных, указывавших на то, что древнейшие метаморфические комплексы пород имеют максимальную степень метаморфизма и преимущественно базитовый состав [1, 4, 9]. Так, автор этих строк, основываясь на материалах Н. В. Фроловой по архею Алданского шита и ряда других районов, писал: «... в первом приближении можно говорить о направленном изменении в сторону увеличения основности валового химического состава парапород при переходе от более молодых комплексов пород к древнейшим. Это увеличение основности древнейших парапород является, вероятно, одним из факторов, объясняющих высокие („базальтовые“) скорости, регистрируемые в нижней части коры платформ» [9, с. 34]. Однако широкие и всесторонние исследования метаморфических комплексов, проведенные за истекшие годы, заставляют автора пересмотреть высказанные им ранее представления. В настоящее время среди древнейших образований нашей планеты выделяются два мегакомплекса: раннеархейский комплекс (Л. И. Салоп называет его катархеем) и несогласно перекрывающий его комплекс архейских зеленокаменных поясов, возраст которого 3,5 млрд. лет и моложе (Л. И. Салоп именует его палеопротозеом). Для расшифровки глубинного строения континентальной коры первостепенное значение имеет анализ геологической истории самого древнего, катархейского, комплекса пород, подстилающего зеленокаменный пояс. Л. П. Салопом на мировом материале составлены стратиграфические разрезы катархея и проведена их корреляция. Он показал, что в разрезах катархея на всех континентах выделяются следующие три литостратиграфических комплекса: 1) самый древний иенгрский, или метабазит-кварцитовый, сложенный пироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами, чередующимися с кварцитами; 2) унгринский (метабазитовый), сложенный меланократовыми пироксеновыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами; 3) федоровский (метабазит-карбонатный) комплекс, содержащий значительное количество графитовых сланцев. Суммарная мощность всех трех комплексов катархея составляет 12—15 км. Исследователи, изучающие состав пород катархея, считают, вслед за Н. В. Фроловой, что большая часть разреза сначала представляла вулканические толщи основного состава (преимущественно базальты), метаморфизованные в гранулитовой фации. Исходный основной состав этих древнейших пород Земли и их метаморфизм в гранулитовой фации и послужили основанием для предположения о существовании в низах коры гранулито-базальтового слоя [1]. Однако если мы проанализируем имеющийся материал более внимательно, то убедимся, что такие предположения не соответствуют действительности. Геологические наблюдения свидетельствуют, что все без исключения гранулитовые комплексы катархея неоднократно подвергались гранитизации. В большинстве

случаев наложенная гранитизация столь интенсивна, что на месте гранулитов основного состава оказались гранито-гнейсы. До недавнего времени факты гранитизации гранулитов наблюдались лишь на дневной поверхности и было не известно, сохраняется ли гранитизация гранулитов с глубиной. Пробуренный в последние годы ряд глубоких и сверхглубоких скважин показал, что с глубиной не наблюдается уменьшения степени гранитизации. Миннибаевская скважина, пробуренная на Татарском своде, вошла в фундамент Восточно-Европейской платформы на 3121 м. Пройденный скважиной разрез фундамента сложен кристаллическими породами, первоначально метаморфизованными в гранулитовой фации, позже интенсивно гранитизированными, разбитыми трещинами и подверженными вторичным низкотемпературным изменениям. С глубиной не наблюдается ни уменьшения степени гранитизации, ни трещиноватости пород.

Из пробуренных 12 км верхние 7 км Кольская скважина прошла по вулканогенно-осадочным породам нижнего протерозоя, отложившимся около 2 млрд. лет назад, а затем лишь немногим более 5 км по древнейшим архейским гнейсам, представляющим собой сильногранитизированные гранулиты [6]. Что же нового дала Кольская скважина для расшифровки глубинного строения земной коры? Наиболее неожиданным было то, что не обнаружилось последовательного уплотнения кристаллических пород с глубиной. Начиная с глубины 4,5 км скорость продольных волн снизилась. Это вызвано большей трещиноватостью пород в нижней части нижнепротерозойской осадочно-вулканогенной толщи. В нижележащих гранито-гнейсах архея также отсутствует рост скорости с глубиной. Изучение минерального состава вскрытого разреза архея показало, что количество гранитного материала с глубиной не уменьшается. Эти новые данные противоречат широко распространенному сегодня предположению о том, что с глубиной происходит постепенный переход от кислых метаморфических пород к основным, т. е. гранитно-гнейсовый слой ниже сменяется гранулитобазитовым. Данные Кольской скважины свидетельствуют, что в изученном разрезе коры нет ни роста скорости с глубиной, ни роста основности пород, — нижние горизонты гранитного слоя гранитизированы в той же мере, как и верхние, а скорость сейсмических волн с глубиной не возрастает.

Другое важное открытие, сделанное в процессе бурения Кольской скважины, это обнаружение мощных зон трещиноватости пород, по которым циркулируют минерализованные воды. Трещиноватые зоны обнаружены как в нижнепротерозойской вулканогенно-осадочной толще, так и в нижележащих архейских гранито-гнейсах. Толщина каждой трещиноватой водопроницаемой зоны в породах архея достигает нескольких десятков метров, а суммарная их мощность измеряется сотнями метров. Залегают они приблизительно горизонтально. Существование таких ослабленных зон на глубинах в 10 км и более должно учитываться при построении геологической модели земной коры. Трещиноватые зоны, вероятно, могут являться одной из причин снижения скорости, а циркулирующая по ним минерализованная вода — причиной повышенной электрической проводимости коры.

Итак, у нас нет оснований предполагать, что с глубиной степень гранитизации катархейских гранулитов снижается. Степень гранитизации не зависит и от величины эрозийного среза. Так, в западной части Украинского щита, где катархей (бугская серия) имеет сокращенную мощность и где на глубине всего 4—5 км, по сейсмическим данным, залегают подошва гранито-гнейсового слоя, гранулиты гранитизированы в той же мере, как и в большинстве других мест. Что же касается изменения наложенной

гранитизации в горизонтальном направлении (в плане), то здесь некоторая неравномерность имеет место. Она проявляется в том, что в коре сохранились локальные участки, слабо затронутые гранитизацией. Одним из таких районов является Лапландский гранулитовый блок на Кольском полуострове, другим — некоторые участки Алданского щита. Однако они представляют исключение.

Обратим внимание, что накопление мощнейших толщ катархея произошло в самом начале геологической истории. Верхний предел возраста катархейского комплекса датируется в 3,5 млрд. лет, поскольку катархей несогласно перекрыт зеленокаменными поясами, формирование которых началось в это время. Начало накопления катархейского комплекса нам не известно. Учитывая его огромную мощность и повсеместное распространение, следует думать, что накопление 15 км осадков заняло много сотен миллионов лет и, следовательно, начало накопления катархейских толщ близко времени образования Земли как планеты (4,5 млрд. лет назад). В пользу такой точки зрения свидетельствуют и определения абсолютного возраста пород катархея. К настоящему времени в пределах большинства выходов катархейских толщ обнаружены породы, абсолютный возраст которых 3,8—3,5 млрд. лет. Причем это — возраст наложенной гранитизации (саамский диастрофизм, по Л. И. Салопу). Следовательно, время накопления этих пород и их прогрессивного метаморфизма в гранулитовой фации еще более древнее. В единичных случаях (Антарктида, Западная Гренландия) возраст гранулитов катархея около 4,0 млрд. лет. Наконец, в Западной Австралии обнаружены переотложения зерна циркона с абсолютным возрастом 4,3—4,2 млрд. лет, что близко ко времени образования Земли как планеты. Таким образом, есть основания считать, что обнажающиеся на всех материках сильногранитизированные гранулиты катархея — это образования, накопившиеся в самом начале геологической истории.

Отсюда следует кардинальный вывод для обсуждаемых в статье проблем — ниже катархейского комплекса нет и не может быть каких-либо более древних осадочно-метаморфических образований.

Следовательно, катархейский метаморфический комплекс начал накапливаться непосредственно на породах той самой ультраосновной мантии, из которой в результате ее частичного плавления он образовался.

Как же далеко от поверхности Земли на глубину распространяется катархейский комплекс пород? Об этом можем судить, основываясь на двух показателях: 1) максимальных мощностях обнаженной части разреза катархея и 2) изолиниях глубин залегания подошвы верхнего слоя консолидированной коры в тех районах планеты, где этот слой расположен вблизи дневной поверхности (т. е. на платформах). Начнем с первого. Л. И. Салопом составлены разрезы литостратиграфических комплексов катархея различных регионов мира. Обращает на себя внимание выдержанность разрезов, сколь угодно удаленных один от другого, что указывает на однотипность накопления катархейских толщ и выдержанность их мощности. Мощность наиболее полно сохранившихся разрезов катархея достигает 15 км (Алданский щит, Анабарский щит, Мадагаскар и др.). Низы разреза не вскрыты, что позволяет допустить, что общая мощность разреза катархея превышает указанную цифру. В то же время следует отметить, что во многих районах (запад Украинского щита, Канадский щит, Кольский полуостров и др.) значительная часть разреза катархея не сохранилась из-за последующего размыва. По оценке автора [11], за последующую геологическую историю в среднем было размывто ~ 5 км разреза катархея. В отдельных разрезах размывтая часть катархея измеряется величиной от 2—3 до 10—12 км. Таким образом, судя по сохранившейся мощности катархейских толщ, их подошва должна находиться сейчас на платформах (где покрывающие их отложения маломощ-

ны или отсутствуют) на глубинах 7—18 км. Обратим внимание читателя на то, что именно в таком диапазоне глубин расположена в земной коре платформ сейсмическая граница, принимаемая за подошву верхнего сейсмического слоя консолидированной коры. Такое совпадение дает основание считать, что верхний сейсмический слой консолидированной коры древних платформ сложен гранитизированными гранулитами катархея. Следовательно, глубже (в среднем и нижнем сейсмических слоях коры) должны залегать уже породы мантии.

### **КСЕНОЛИТЫ ГЛУБИННЫХ ПОРОД**

О составе глубоких горизонтов Земли определенную информацию дают ксенолиты глубинных пород, вынесенные на земную поверхность в процессе базальтовых излияний или обнаруженные в трубках взрыва [14]. Если не касаться обломков осадочных пород, принадлежащих чехлу платформ, то в брекчиях кимберлитовых трубок Сибирской платформы встречены ксенолиты кристаллических сланцев, сходных с породами Анабарского и Алданского щитов и вынесенных, по всей вероятности, из кристаллического фундамента. Анортозиты не обнаружены.

В кимберлитовых трубках встречены гипербазиты (пироповые перидотиты и пироксениты), обычно в той или иной степени серпентинизированные. Вопрос о времени серпентинизации остается открытым. Обычно принимается, что серпентинизация произошла после того, как ксенолиты были отторгнуты от мантии и перемещены вместе с кимберлитовой магмой в трубки взрыва. Однако с не меньшим основанием можно принять и другую точку зрения — в трубки взрыва гипербазитовые ксенолиты были принесены уже серпентинизированными, а серпентинизация их произошла задолго до того, как их захватила кимберлитовая магма.

Итак, на основании изучения состава ксенолитов из трубок взрыва мы можем сделать вывод, что ниже осадочного чехла в недрах Земли распространены только два типа пород — кристаллические сланцы, гранитизированные в той же степени, что и породы, обнажающиеся на поверхности, и гипербазиты, которые в то или иное время были серпентинизированы. Примечательно отсутствие среди ксенолитов анортозитов и основных (не гранитизированных гранулитов). Следовательно, нет оснований предполагать ниже гранитизированных гранулитов наличие гранулито-базитового слоя. Равно нет данных и в пользу существования в земной коре анортозитового слоя.

### **О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ**

Попытаемся в заключение сопоставить информацию, которую дают о составе средней и нижней коры геофизические материалы, данные исторической геологии и ксенолиты глубинных пород.

Поскольку специалисты в области глубинного сейсмического зондирования отказались от традиционной «гранитно-базальтовой» схемы и встали на позицию трехслойного строения консолидированной коры, наша задача сводится к геологическому истолкованию этой трехслойной модели. Начнем с верхнего слоя. По сейсмическим данным, его мощность в пределах древних платформ колеблется от 5—6 (запад Украинского щита) до 15—17 км. Выше указывалось, что эти значения близки цифрам мощности катархейского комплекса пород. Это позволяет считать, что верхний слой консолидированной коры платформ, если не целиком, то в большей части, сложен гранитизированными гранулитами. Катархейский гранулитогранитный комплекс пород автор рассматривает как древнейшую на Земле вулканогенно-осадочную кору, впоследствии метаморфизованную и гранитизированную. Возникла она непосредственно на ультраосновной мантии Земли.

Рассмотрим вещественный состав среднего и нижнего слоев континентальной коры платформ. Вопрос этот крайне сложный, и однозначный ответ на него дать нельзя. Автор этих строк давно уже высказал предположение, что средняя и нижняя части земной коры платформ сложены серпентинизированными гипербазитами [10]. Во-первых, к такому выводу приводят историко-геологические данные. Как отмечалось выше, катархейские гранитизированные гранулиты, слагающие верхний слой консолидированной коры платформ, являются породами, образовавшимися в самом начале геологической истории планеты. Следовательно, мы не можем ожидать под ними каких-либо еще более древних коровых образований. Значит, под гранитизированными гранулитами должны залегать породы мантии. Последняя же сложена гипербазитами. Известно, что при давлениях и температурах, господствующих в средней части континентальной коры (глубины 10—20 км), гипербазиты обводняются, превращаясь в серпентинит.

Во-вторых, в пользу серпентинитовой породы среднего и нижнего слоев коры платформ свидетельствуют геофизические данные. Средний сейсмический слой коры характеризуется низким градиентом роста скорости с глубиной, частым расположением в нем волноводов (понижением скорости), относительно небольшими значениями скорости ( $V_p = 6,3—6,6$  км/с). Такая сейсмическая характеристика слоя не согласуется с широко распространенным сейчас представлением о том, что ниже гранито-гнейсового слоя залегают основные гранулиты (т. е. гранулито-базитовый слой). Скорости в среднем слое оказываются ниже, чем экспериментально установленные при соответствующем давлении в гранулитах основного состава (6,8—7,2 км/с). С позиций гранулито-базальтового состава среднего слоя остаются не объяснимыми широко распространенные в этом слое зоны с понижением скорости. Высокая намагниченность среднего слоя, если судить по данным для Украинского щита [8], противоречит представлению о том, что средний сейсмический слой сложен гранулитами.

Серпентинизированные гипербазиты являются единственным типом пород, обладающим высокой намагниченностью за счет возникающего при серпентинизации магнетита. Наконец, высокая электрическая проводимость средней и нижней коры также свидетельствует в пользу серпентинитового их состава. Считается общепринятым, что аномалии электропроводности второго типа связаны с наличием в коре водных растворов. Известно, что нагревание серпентинита выше 400° С включает процесс десерпентинизации, сопровождающийся выделением воды. Тот факт, что электропроводящие слои тяготеют к низам коры, где температура выше и, согласно расчетам [3], достигает 400° С, свидетельствует в пользу серпентинитового состава как среднего, так и нижнего слоя земной коры платформ.

Следует отметить, что водонасыщенность коры, повышающая электропроводимость, может быть связана и с трещиноватостью пород, как об этом свидетельствуют данные сверхглубокого бурения. Однако трудно предположить, что трещиноватость пород коры сохраняется до самых ее низов (до границы Мохоровичича), а известно, что именно в низах коры электропроводность максимальная. Этот факт заставляет считать, что повышенная электропроводность, и прежде всего в низах коры, связана с водой, образующейся при десерпентинизации.

Итак, наиболее вероятный вещественный состав среднего (второго) слоя консолидированной коры платформ — серпентинизированные гипербазиты. Нижний (третий) слой коры также сложен гидратированными гипербазитами, но они серпентинизированы слабее, — с глубиной степень серпентинизации уменьшается. Вследствие этого и наблюдается в этом слое рост скорости с глубиной. Граница Мохоровичича (М) понимается автором этих строк как рубеж, разделяющий серпентинизированные гипербазиты сверху и неизменные — ниже этой границы.

Следует отметить, что и в пределах платформ геофизические характе-

ристики коры изменяются по площади. Этот факт заставляет думать, что и вещественный состав глубоких слоев коры платформ также неоднороден. Возможно, что в ряде мест средний сейсмический слой частично или полностью сложен анортозитами или эклогитоподобными породами.

Подчеркнем, что серпентинитовый состав средней и нижней коры предполагается лишь для платформ и срединных массивов. Под геосинклинальными прогибами, испытывавшими длительное погружение, значительная часть коры, а в некоторых случаях, возможно, и вся она сложена вулканогенно-осадочными метаморфическими породами.

Концепция о серпентинитовом составе среднего и нижнего слоев земной коры позволяет дать новое истолкование ряду геологических и геофизических явлений. Широкое развитие серпентинитов в зонах глубинных разломов, например на Урале, объясняется их «выжиманием» из средней и нижней коры. Серпентиниты легко «текут» под действием даже незначительных нагрузок. Поэтому они так широко распространены в зонах тектонических напряжений, выступая как «смазка» при дислокации пород. Горизонтальное перетекание материала в среднем слое коры объясняет, на наш взгляд, послеледниковые поднятия на щитах. Перемещение в серпентинитовом слое, возможно, провоцируют подвижки в коре, вызывающие землетрясения. Наконец, в случае серпентинитового состава нижней и средней коры мы легко можем объяснить такое явление, как образование глубоководных океанов. Незначительный подъем температуры в низах коры вызовет десерпентинизацию сначала нижнего, а затем и среднего слоев коры. Это приведет к смещению границы  $M$ , — кора станет тоньше и возникнет впадина, которая заполнится водой, выделившейся при десерпентинизации.

В заключение отметим, что проблему вещественного состава среднего и нижнего сейсмического слоев нельзя признать решенной. Накопленные к настоящему времени геологические и геофизические материалы позволяют лишь отдать предпочтение одной геологической модели и высказать возражения против другой. Широко распространенное представление о гранулито-базитовом составе средней и нижней коры платформ не соответствует геофизическим данным и не согласуется с историко-геологическими реконструкциями. Напротив, серпентинитовый состав средней и нижней коры коррелируется с сейсмической моделью: средний сейсмический слой, где часты волноводы, соответствует сильносерпентинизированным ультрабазитам, а рост скорости в нижнем слое вызван снижением серпентинизации.

Дальнейший прогресс наших знаний о составе глубоких горизонтов коры зависит от сверхглубинного бурения и детальных геофизических исследований. Известен ряд мест, например западная часть Украинского щита, где подошва верхнего слоя консолидированной коры залегает на глубине всего 5 км. Там есть возможность вскрыть скважиной средний сейсмический слой и установить его состав. От геофизических исследований мы ждем комплексирования сейсмических и электротеллурических зондирований и резкого повышения детальности и информативности работ.

#### Список литературы

1. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия континентов. М.: Наука, 1966. 122 с.
2. Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Васин Н. Д., Окулесский Б. А., Шиловский П. П. О нормальном геоэлектрическом разрезе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 2. С. 73—76.
3. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 86 с.
4. Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИгеофизикой

- на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 66—76.
5. *Дерлято Е. К., Краснопецева Г. В., Резанов И. А.* Корреляция волноводов и электропроводящих слоев в континентальной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1083—1087.
  6. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1985. 490 с.
  7. Коровые аномалии электропроводности / Под ред. Жамалятдинова А. А. Л.: Наука, 1984. 160 с.
  8. *Крутиховская З. А.* Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов // Геофиз. сб. АН УССР. 1976. Вып. 73. С. 3—29.
  9. *Резанов И. А.* О строении земной коры платформенных областей // Бюл. МОИП. 1962. № 1. С. 65—77.
  10. *Резанов И. А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М.: Недра, 1980. 170 с.
  11. *Резанов И. А.* Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюл. МОИП. 1989. № 4. С. 104—113.
  12. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
  13. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 180 с.
  14. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. С. 266.

Институт истории естествознания  
и техники, Москва, 103012

Поступила в редакцию  
26.VI.1990

УДК 551.24:551.72 (470.1)

© 1991 г.

ГЕЦЕН В. Г.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР ДЛЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЭТАПА

На основании формационного анализа верхнепротерозойских отложений северо-востока европейской части СССР последовательно рассматриваются основные этапы развития региона: ранне-, средне- и позднерифейский и вендский. Предлагается терриновая модель позднепротерозойского этапа формирования земной коры региона.

**Getzen V. G. Geodynamic reconstruction in the evolution of the USSR European part north-east for the late Proterozoic stage. *Geotectonics*. 1991. № 5.** The paper successively considers the main stages (the early, middle, late Riphean and the Vendian) of the region evolution through the formational analysis of the late Proterozoic deposits of the north-east of the USSR European part. The terrian model of the late Proterozoic stage of the earth crust formation in the region is suggested.

### ВВЕДЕНИЕ

Геологическая эволюция северо-востока Европейской платформы в позднем протерозое трактуется как развитие краевой части геосинклинальной области [5, 10, 12] и сопряженной с ней зоны перикратонного опускания [9], пассивной окраины континента [28], рифтовой зоны или авлакогеосинклинали [1, 18], активизированной платформы [14]. Результаты попыток решения этой проблемы на основании синтеза геологических и геофизических данных по отдельным районам весьма разноречивы. Имеющиеся геофизические материалы [3] свидетельствуют об отсутствии на территории Печорской плиты участков с корой океанического типа, что, однако, не доказывает их отсутствия в позднем протерозое. Авторское решение этой проблемы в первую очередь основано на формационном анализе верхнепротерозойских отложений, скрытых скважинами в пределах Печорской плиты и обнаженных на ее структурных ограничениях.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

**Раннерифейский этап.** Характеристика раннерифейского этапа развития проблематична, так как отложения нижнего рифея на северо-востоке Европейской платформы выделяются условно [4 и др.]. К ним относятся породы микулкинской серии на п-ве Канин, шекурьинской и маньхобеинской свит на Приполярном Урале. Возможно, раннерифейским является и николайшорский комплекс, верхняя часть которого пространственно и формационно тесно связана с отложениями маньхобеинской свиты в стратотипе последней.

И в других районах Урало-Монгольского подвижного пояса нижняя граница рифея неоднозначна. На окраинах кратонов, сложенных архейскими образованиями (Башкирское поднятие, Балтийский щит и др.), мелководные слабо-метаморфизованные нижнерифейские отложения (айская, терская (?) свиты) залегают с глубоким размывом и угловым несогласием [19 и др.]. На погруженных окраинах древних платформ контакт рифея с раннепротерозойскими образованиями менее контрастный. На Северном Тимане, Урале и Енисейском кряже нижнедокембрийские породы слагают ядра зонально метаморфизованных рифейских комплексов. Рифейские породы, по-видимому, нередко залегают на

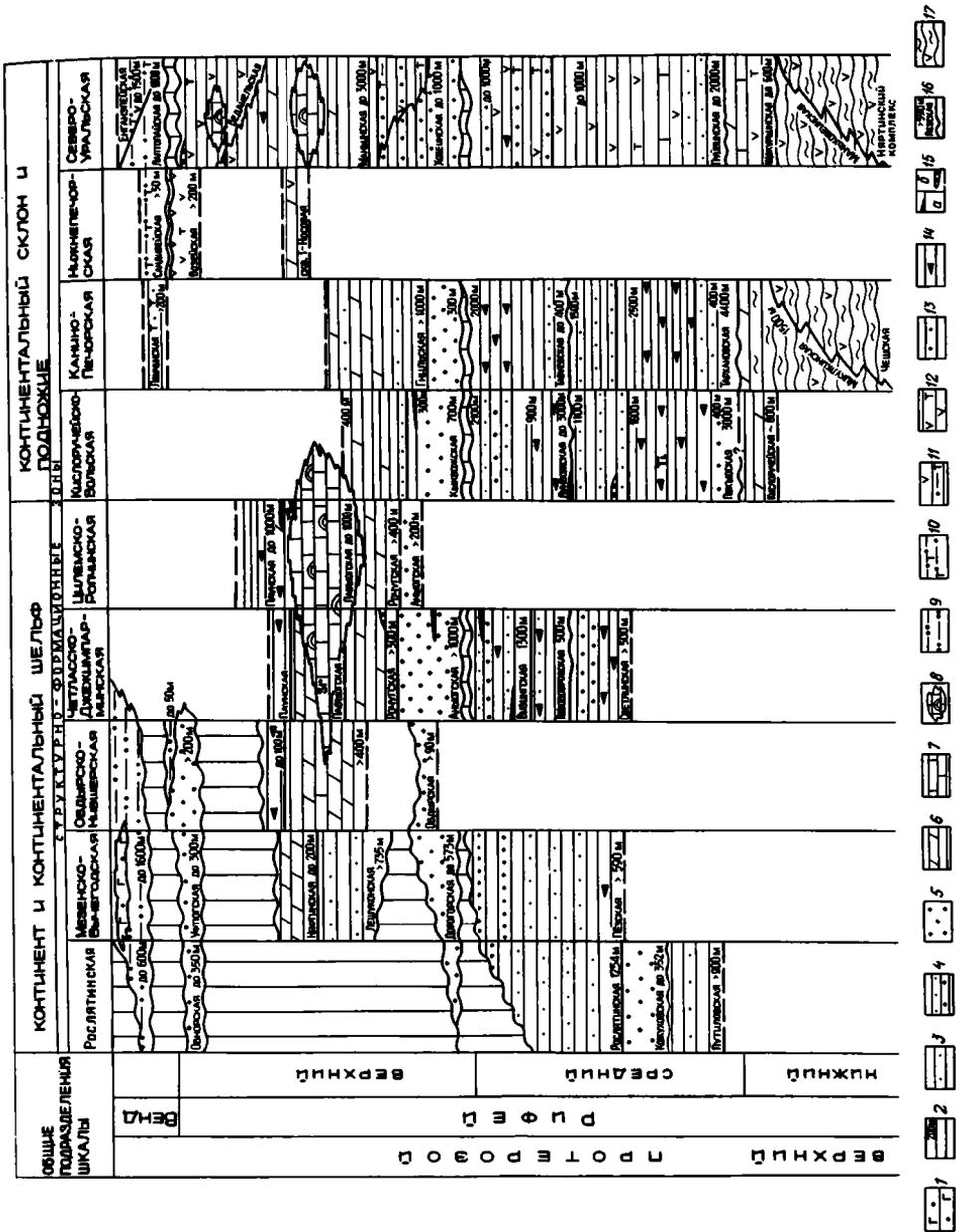


Рис. 1. Схема распространения и латерального изменения позднедокембрийских формаций европейского Северо-Востока СССР (по профилю I—I, см. рис. 2)

1 — 13 — формации: 1 — красноцветная, глинисто-алевритовая, соленосная, 2 — глинисто-сланцевая, в верхнем правом углу указана мощность формации, 3 — алевролито-глинистая, 4 — флишондная песчано-алеврито-глинистая, 5 — песчаная, преимущественно олигомиктовая (фалаховая), 6 — карбонатно-терригенная, 7 — карбонатная, 8 — карбостромовая, 9 — молассовая, 10 — молассовая вулканогенно-осадочная, 11 — вулканотерригенная, 12 — вулканогенная, морские эффузивы и туфы, 13 — песчано-глинистая, 14 — пачки и толщи черных слабоуглеродистых сланцев, 15 — пачки пород, обогащенных: а — фосфором, б — марганцем; 16 — локально несогласный контакт, название и мощность свиты (на рисунке мощность свиты указана в одной строке с названием; цифра, расположенная над мощностью свиты, соответствует мощности формации, образующей нижнюю часть свиты); 17 — гнейсы и кристаллические сланцы — метаморфизованные магматические и осадочные образования

подстилающих отложениях без заметного углового несогласия, базальных конгломератов, кор выветривания и контрастного изменения степени метаморфизма пород. Такова, например, часть контактов сухопитской и тейской серий на Енисейском кряже [21]. Подобные соотношения, вероятно, имеют место и во внутренней области позднепротерозойского бассейна осадконакопления. Так, по данным В. П. Парначева и др. [20], позднепротерозойская Максютовско-Саитовская офиолитовая зона пространственно унаследовала раннепротерозойскую Ильменгорскую офиолитовую зону. Таким образом, на отдельных участках Урало-Монгольского подвижного пояса, вероятно, существовала некоторая преемственность рифейского стиля развития от раннепротерозойского.

По аналогии с Южным Уралом и Кольским полуостровом можно предполагать, что в раннерифейское время вдоль северо-восточной окраины платформы также происходило формирование континентальных и мелководных рифтогенных формаций. К востоку и северо-востоку (в сторону открытого моря) эти формации сменялись темноцветными глинистыми и глинисто-алевролитовыми осадками, близкими к аспидной формации. Это микулинская серия п-ова Канин. Еще далее в глубь бассейна (Приполярный Урал) нижнерифейские отложения представлены формирующимися в подводных условиях вулканогенными образованиями кислого, среднего (?) и основного состава с прослоями и пачками тонкозернистых терригенных и терригенно-карбонатных пород. Позднее этот комплекс пород был гранитизирован. В раннем рифее уже прослеживаются основные палеотектонические зоны окраины бассейна: континентальный шельф, континентальный склон и подножие.

**Среднерифейский этап.** Среднерифейские отложения имеют широкое площадное распространение на рассматриваемой территории (рис. 1). В северной части Московской синеклизы они вскрыты скважинами в Рослятинском грабене — путиловская, кожуховская и рослятинская свиты. В Притиманском перикратоне среднерифейские отложения представлены пезской свитой, в пределах различных структурно-формационных зон Тимана — четласской серией (светлинская, новобобровская, визингская свиты), покъюской и лунвожской свитами, тархановской и нижней частью табуевской серий (см. рис. 1). Среднерифейские отложения на северо-восточной окраине Русской плиты залегают на породах нижнего докембрия с резко выраженным угловым несогласием и размывом, в глубине бассейна (на п-ове Канин и Приполярном Урале) они контактируют с условно раннерифейскими образованиями без признаков углового несогласия или длительного перерыва, но обычно контакты осложнены более поздними зонами сдвиговых деформаций и развальцевания.

В среднем рифее продолжалось погружение окраины раннедокембрийского острова Русской платформы, в палеогеографическом плане представлявшей собой шельф морского бассейна, постепенно переходящий в плоский континентальный склон. В пределах краевой части бассейна среднерифейские формационные ряды однородны и слабо изменяются по простиранию. Они образованы преимущественно темно- и сероцветными терригенными отложениями, ранее относимыми к аспидной формации [7, 15]. В дальнейшем среднерифейские отложения Тимана автором были разделены на несколько формаций. В основании формационных рядов залегает песчаная, преимущественно олигомиктовая формация, постепенно выклинивающаяся и замещающая глинисто-алевролитовыми отложениями в сторону открытого моря (рис. 2). Вверх по разрезу она сменяется темноцветной тонкозернистой терригенной формацией, представленной преимущественно глинистыми сланцами с повышенным содержанием органического углерода [9], а в прибрежной полосе — мелководной алеврито-глинистой формацией; в пределах континентального склона — мощной, до 3000 м, темноцветной глинисто-сланцевой формацией, сложенной черными, темно- и зеленовато-серыми глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами, обогащенными титаном, с редкими прослоями доломитизированных известняков и доломитов с повышенным содержанием фосфора.

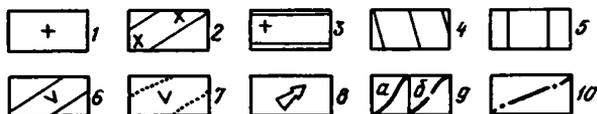
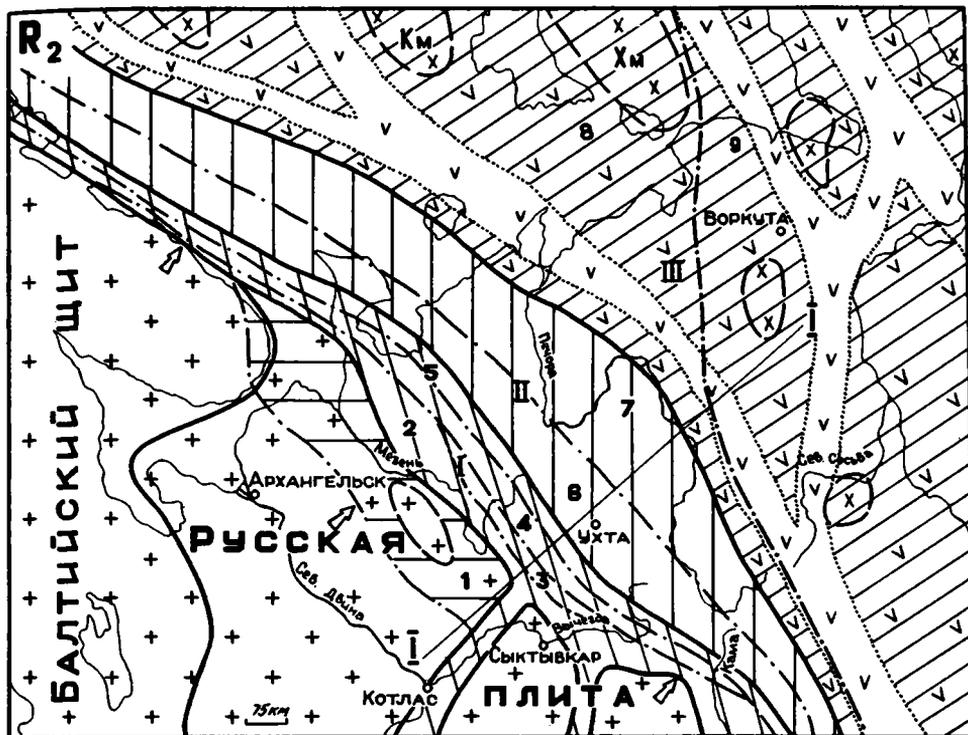


Рис. 2. Палеотектоническая схема северо-востока Европейской платформы в среднем рифее  
 1 — раннедокембрийские образования; 2 — дорифейские массивы: Км — Колгуевский, Хм — Хорейверский, ЯНЗм — Ямало-Новоземельский; 3 — континентальные и прибрежные отложения; 4—6 — формации; 4 — терригенные шельфа и глубоких прогибов в теле платформы (I), 5 — темносланцевые терригенные континентального склона (III), 6 — морские вулканогенно-осадочные континентального подножия (III); 7 — зоны интенсивного подводного вулканизма; 8 — направление сноса осадков; 9 — границы распространения в пределах бассейна осадконакопления: а — формаций шельфа и континентального склона, б — островов (микроконтинентов); 10 — границы структурно-формационных зон: 1 — Рослятинская, 2 — Мезенско-Вычегодская, 3 — Обдырско-Нившерская, 4 — Четласско-Джежимпарминская, 5 — Цилемско-Ропчинская, 6 — Кислоручейско-Вольская, 7 — Канино-Печорская, 8 — Нижнепечорская, 9 — Северо-Уральская. I—I — ориентировочное расположение формационного профиля, приведенного на рис. 1.

Темносланцевые тонкообломочные формации вверх по разрезу сменяются (см. рис. 1) флишоидными песчано-алеврито-глинистыми формациями, состоящими из чередующихся пачек кварцито-песчаников, глинисто-алевритовых и глинистых сланцев с прослоями алевритистых известняков. В пределах мелководного шельфа породы формации (визингская свита) содержат прослои и конкреции темных фосфоритов.

Во внутренних частях бассейна среднерифейские отложения (пуйвинская свита) представлены темно- и зеленовато-серыми кремнистыми, глинистыми и алеврито-глинистыми сланцами с прослоями кварцито-песчаников и пачками эффузивов кислого и основного состава, преобладающими в отдельных частях разреза свиты.

**Позднерифейский этап.** Позднерифейский этап развития региона отличается

от среднерифейского значительно большей активностью тектонических процессов. В конце среднего рифея произошла временная стабилизация тектонической обстановки, в отдельных районах сопровождавшаяся складчатыми движениями. Поднятие в результате складчатости и размыв нижележащих отложений, вероятно, происходили лишь во внешних зонах развивавшегося подвижного пояса.

Формационные ряды позднего рифея начинаются с толщ олигомиктовых или аркозовых песчаников с подчиненными прослоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев. Эти формации Б. М. Келлер предложил называть фалаховыми [15]. Фалаховые формации присутствуют в основании формационных рядов позднего рифея в пределах шельфа и континентального склона всего региона (см. рис. 1). Наибольшие мощности фалаховой формации ( $> 1000$  м) наблюдаются в пределах шельфовой зоны. Во внутренней области позднепротерозойского бассейна седиментации фалаховая формация развита, по-видимому, локально. Мощная толща песчаников здесь расщепляется на отдельные песчаные пачки, чередующиеся с вулканогенно-осадочными отложениями, постепенно замещаясь песчано-глинистой формацией.

Фалаховая формация вверх по разрезу постепенно сменяется карбонатно-терригенной, представленной темно- и зеленовато-серыми серицит-хлоритовыми сланцами, нередко известковистыми, с прослоями и слоями зеленовато-светло-серых и белых известняков, темно-серых алевролитов и серых песчаников. Терригенно-карбонатные формации сменяются карбонатной или карбостромовой формациями [15].

Нашими исследованиями [8], подтвержденными впоследствии работами Е. М. Хабарова [24], установлено, что карбостромовые формации занимают на окраинах платформ вполне определенное тектоническое положение. Как и фанерозойские рифовые образования, они формировались на участках перехода от мелкого к глубокому шельфу. В позднедокембрийском палеотектоническом плане их можно использовать для фиксации границы зон перикратонного опускания и миогеосинклинали. Карбостромовая формация представлена преимущественно органогенными (строматолитовыми, онколитовыми) известняками и доломитами. Мощность карбостромовой формации в пределах Цилемско-Ропчинской структурно-формационной зоны колеблется от 300 до 1800 м (Плюдов краж, низьвенская свита). В разрезе эта формация имеет линзовидное строение (см. рис. 1), замещаясь как юго-западном (скв. 1-Весляна, 1-Сторожевская, 1-Усть-Няфта), так и в северо-восточном (скв. Седьвож-13) направлениях серыми тонко- и среднеслоистыми глинистыми известняками, доломитами и алеврито-глинистыми сланцами, значительно уменьшаясь в мощности. На Тимане и п-ове Канин карбостромовая формация постепенно, местами со слабым размывом, сменяется карбонатно-терригенной формацией паунской свиты, в основании которой присутствует пачка (мощностью до 100 м) черных углеродистых сланцев (содержание  $C_{орг}$  и достигает 6%) с прослоями и пачками черных и серых известняков и доломитов. Черные сланцы и известняки обогащены фосфором и несут сульфидную минерализацию. По условиям осадконакопления структурному положению локально развитая карбонатно-углеродистая формация паунской свиты близка к образованиям депрессионных впадин, примыкающих к зонам распространения рифогенных пород.

Во внутренней области подвижного пояса в позднем рифее начинается формирование гряд вулканических островов и прогибов. Тела карбостромовой формации здесь, обычно маломощные, быстро выклинивающиеся, вероятно, располагались на склонах или в сводовых частях подвижных поднятий. Исключение представляет мощная (до 1000 м) карбостромовая формация Пай-Хоя и о-ва Вайгач, формирование которой, вероятно, происходило на склоне крупного поднятия (рис. 3).

Карбостромовая формация вверх по разрезу формационного ряда сменяется терригенно-карбонатной или карбонатно-терригенной углеродистой формацией.

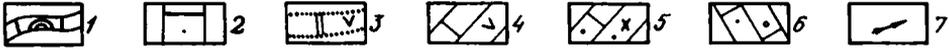
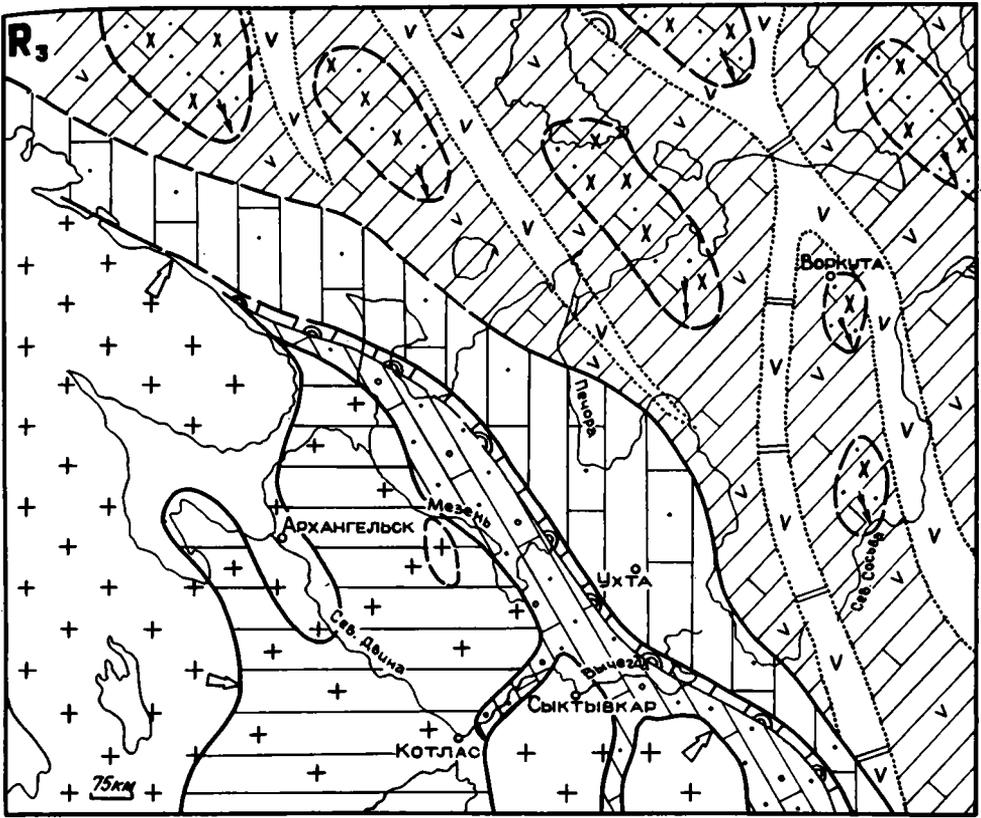


Рис. 3. Палеотектоническая схема северо-востока Европейской платформы в позднем рифее  
 1 — зона распространения карбостромовой формации; 2 — терригенные и карбонатно-терригенные морские формации; 3 — зоны распространения карбостромовых и вулканических формаций островных гряд; 4 — вулканотерригенные и карбонатно-терригенные формации открытого моря; 5 — предположительно мелководные карбонатно-терригенные отложения на островах; 6 — мелководные терригенные, терригенно-карбонатные, в юго-восточной части зоны — красноцветные отложения; 7 — направление движения массивов. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Во внутренней области подвижного пояса они замещаются вулканогенными и вулканотерригенными формациями.

Перерыв между отложениями верхнего рифея и венда, вероятно, имел место на массивах ранней консолидации (Колгуевском, Хорейверском и др.) во внутренней области подвижного пояса. Длительность этого перерыва в настоящее время оценить невозможно, так как подстилающие отложения не вскрыты скважинами, не известна даже мощность кудаша, сохранившегося от размыва на Колгуевском и Хорейверском массивах.

**Вендский этап.** Вендские отложения залегают с разрывом на различных горизонтах рифея. Отложения венда и, возможно, кудаша образуют орогенный комплекс тиманид. Комплекс имеет локальное развитие на рассматриваемой территории, его состав и формации резко изменяются у разлома, ограничивающего с юго-запада Канино-Тиманскую гряду (рис. 4). К западу и юго-западу от Тимана орогенный комплекс тиманид представлен пестроцветной молассовой формацией вендского возраста, мощностью до 1600 м (см. рис. 1). Формация сложена переслаивающимися пачками зеленовато-серых, буровато-желтых, коричневых и красно-коричневых, реже темно-серых песчаников, алевролитов,

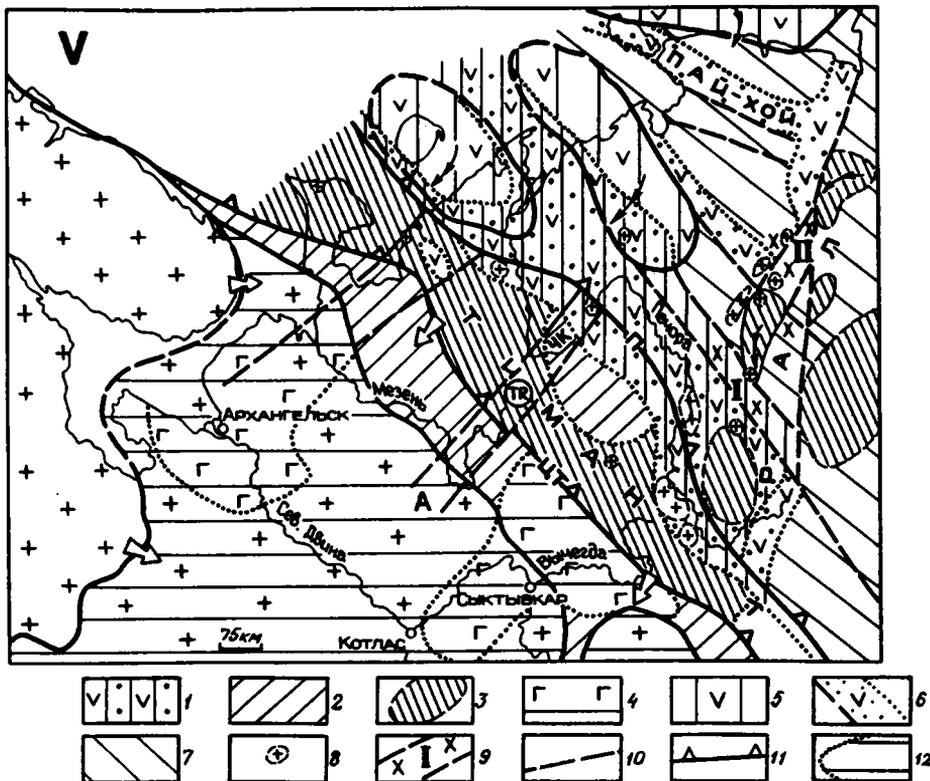


Рис. 4. Палеотектоническая схема северо-востока Европейской платформы в позднем венде  
 1 — осадочно-вулканогенная моласса коллизионных зон; 2 — терригенные молассовые отложения; 3 — участки размыва и сноса осадков; 4—6 — формации: 4 — красноцветные лагунные, частично соленосные, 5 — вулканогенно-осадочные на раннедокембрийских массивах, 6 — вулканогенные и вулканотерригенные локальных зон растяжения; 7 — морские мелководные терригенные и вулканогенно-осадочные отложения; 8 — гранитоиды; 9 — поздневендские или раннекембрийские свдвиговые зоны: I — Вангыро-Патокская, II — Кожимо-Хальмерьюская; 10 — основные зоны свдвиговых деформаций и сопутствующего метасоматизма (ЧК — Четласская); 11 — зоны разломов: ЦТ — Центральнотиманская, П — Припечорская; 12 — границы распространения формаций. А — возможные кимберлитовые трубки; TR — редкоземельные карбонатиты и метасоматиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 3

гравелитов и аргиллитов с прослоями и пачками туфов и монтмориллонитовых глин. В основании формации, а также вблизи размывавшихся блоков раннедокембрийского возраста в составе формации преобладают и алевролиты красной и коричневой окраски. Локально распространена лагунная (соленосная?) формация, представленная красно-коричневыми и зеленовато-серыми глинистыми алевролитами и песчаниками с рассеянным галитовым цементом. Эти породы присутствуют в вендских отложениях, вскрытых скважинами Нившера-184, Мулук-10, 11, Серегово-40 и др. В западном и юго-западном направлениях мощность молассовой формации уменьшается, в ее составе появляется, а затем начинает преобладать обломочный материал, принесенный с размывавшегося Балтийского щита. Молассовая формация постепенно переходит в песчаную формацию. Вендский возраст отложений здесь установлен палеонтологическим методом и подтвержден радиометрическими датировками [4].

Во внутренней области подвижного пояса вендские отложения палеонтологически не охарактеризованы. Орогенный комплекс здесь представлен вулканогенной молассой — саблегорской свитой на Приполярном Урале и ее возрастными аналогами на Полярном Урале, образованными преимущественно эффузивами кислого, основного, реже среднего состава, туфами и вулкано-

генно-осадочными породами (см. рис. 1, 4). К молассовой формации на Приполярном Урале также относится лаптопайская свита, сложенная полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными пачками известняков. Лаптопайская свита залегает с перерывом на породах мороинской свиты верхнего рифея с локально развитой корой выветривания.

Вендские отложения Печорской плиты также палеонтологически не охарактеризованы. По составу они близки к вулканогенной молассе Приполярного Урала [2, 22], отличаясь большей долей вулканогенно-обломочных образований. К ним относятся сандивейская свита, образованная кислыми эффузивами, туфами и полимиктовыми песчаниками, и, вероятно, лямчинская свита — вулканогенно-осадочная толща, вскрытая скв. 379<sup>a</sup> на Северном Тимане [22]. Вулканогенно-обломочные образования сандивейской свиты вскрыты скважинами в пределах Печоро-Кожвинского мегавала, Хорейверского и Колгуевского массивов.

В конце венда в процессе байкальского тектогенеза сформировалась структура верхнепротерозойских отложений региона, выраженная по-разному. Под байкальской эрой тектогенеза понимаются эпохи складчатости позднего рифея — венда [26]. Наиболее сложные складчато-надвиговые деформации распространены на севере Урала и в Припечорской зоне глубинных разломов. Деформации позднепротерозойского комплекса Канино-Тиманской гряды возникли за счет тангенциальных напряжений, отраженных от Припечорской коллизионной зоны. Слабо деформированная область, заключенная между Тиманом и Припечорской зоной разломов, по-видимому, играла роль упругой микроплиты, передававшей напряжения из зоны сочленения Колгуевского и Хорейверского массивов с погруженным краем материка в зоне Тиманских разломов. Сложные складчато-надвиговые дислокации здесь приурочены к Западно-, Восточно- и особенно Центральнотиманскому разломам, на удалении от которых породы смяты в складки различной степени сжатости или образуют крутые моноклинали [9]. Байкальская структура Канино-Тиманской гряды имеет складчато-надвиговое строение. В современной структуре гряды рифейские образования отдельных блоков (Канин Камень, Джемим Парма) находятся в аллохтонном залегании.

Завершающими движениями байкальского тектонического цикла являлись сдвиговые перемещения блоков, сопровождавшиеся образованием зон катаклаза, развальцевания и милонитизации пород, а также щелочным метасоматозом, особенно интенсивно проявившимся на Среднем Тимане. На Канино-Тиманской гряде с этим этапом связано внедрение даек и штоков щелочных габброидов, карбонатитов и пикритов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией. Наиболее интенсивные сдвиговые перемещения происходили на севере Урала. Здесь присутствуют несколько сдвиговых зон, две из которых обозначены на рис. 4. К ним приурочены дайки диабазов, пикритов и кварцевых порфиров, нередко будинированных и милонитизированных, а также тела позднедокембрийских гранитов.

#### **КОНЦЕПЦИЯ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ**

Восстановление в общих чертах истории развития региона в позднем докембрии позволило выяснить основные особенности палеоструктуры позднепротерозойского комплекса и предложить оригинальную рабочую концепцию формирования континентальной коры рассматриваемой территории.

На северо-востоке Европейской платформы с юго-запада на северо-восток, от Тимана до Печорской зоны глубинных разломов, в течение почти всего рифея имела место зональность, характерная для подводных пассивных окраин континентов: шельф, континентальный склон, материковое подножие. Здесь происходило формирование типичных для пассивных окраин формаций. Имеющиеся материалы по вещественному составу рифейских пород, вскрытых

скважинами, в настоящее время еще немногочисленными, непосредственно к юго-западу от Припечорской зоны разломов, не подтверждают северо-восточный источник сноса обломочного материала, т. е. свидетельствуют об отсутствии поднятого материкового массива на северо-востоке. Более того, геофизические материалы [10] указывают на вероятное наличие тел основного и ультраосновного состава, т. е. возможное нахождение аналогов офиолитовой формации непосредственно к северо-востоку от Припечорской зоны глубинных разломов. Эти данные противоречат концепции рифейского рифта или авлакогена в Тимано-Ижемской зоне [1].

Позднепротерозойские формации Большеземельской тундры изучены значительно хуже. На севере Урала наиболее полные формационные ряды наблюдаются лишь на Приполярном Урале. На Полярном Урале, о-ве Вайгач и Большеземельской тундре известны лишь позднерифейские и вендские образования. Имеющиеся данные свидетельствуют о резких литологических и формационных различиях верхнерифейско-вендских отложений различных районов. Так, в Вангырском районе они представлены преимущественно терригенными породами, на Полярном Урале преобладают вулканогенные образования, на о-ве Вайгач и Пай-Хое — карбонатные, в пределах Большеземельской тундры скважинами вскрыты вулканогенные и вулкано-терригенные породы. Отложения ранне- и среднерифейского возраста, выходящие на поверхность лишь в Приполярном Урале, представлены в значительной степени субмаринными эффузивами кислого и основного состава. В составе маньхобейнской и щекурьюнской свит присутствуют эффузивы дацит-липаритового состава в ассоциации с метабазами повышенной титанистости, входящие в состав формаций океанического дна и островных дуг [6, 13], и образовавшиеся на ранних этапах развития подвижного пояса. В составе пуйвинской свиты широко распространены метаморфизованные кислые и основные эффузивы в ассоциации с тонкозернистыми терригенными, кремнистыми и вулкано-терригенными породами при отсутствии углеродистых сланцев, типичных для среднерифейских отложений Тимана. С эффузивами тесно связаны интрузивные тела (дайки и силлы) габбро-диабазов и амфиболитов.

Таким образом, состав, условия формирования ранне- и среднерифейских магматических формаций не дают основания считать, что на рассматриваемой территории в данный период времени существовал режим активизированной платформы. Против режима активизированной платформы весьма определенно свидетельствует отсутствие характерных щелочных формаций, а также литологические особенности осадков. Среди отложений нижнего и среднего рифея не обнаружены континентальные грубообломочные породы — косослонистые аркозовые и граувакковые песчаники, конгломераты. Более того, в них не встречено и никаких свидетельств мелководных условий образования. По-видимому, лишь в позднем рифее появляются острова, в значительной мере сложенные вулканогенными породами, на склонах или вершинах которых развивается формация строматолитовых известняков и доломитов (карбостромовая).

Особенности осадочных и вулканогенных формаций позволяют считать, что на большей части рассматриваемого региона их формирование происходило в условиях материкового (континентального) подножия с переходным типом земной коры. Исключение составляют участки с континентальной корой — Колгуевский и Хорейверский массивы, в пределах которых, как свидетельствуют kern скважин и геофизические материалы, имеют широкое «синеклизное» распространение неметаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные орогенные образования. Эти участки по составу позднепротерозойских формаций и особенно по условиям их распространения являются чуждыми блоками (ксеноблоками). На севере Урала верхнепротерозойские отложения интенсивно дислоцированы и их разрезы крайне изменчивы.

Прежде чем перейти к модели развития региона, кратко остановлюсь на результате анализа границ позднепротерозойского комплекса на сопредельных

территориях Урала, Западно-Сибирской плиты и западной окраины Сибирской платформы. Особенности нижней границы комплекса рассмотрены выше. Она недостаточно изучена, трудна для определения, но в ряде районов свидетельствует о чертах унаследованности позднепротерозойского этапа развития от раннепротерозойского. Верхняя граница позднепротерозойского комплекса на Урале и северо-востоке Европейской платформы вполне определена. На севере Урала в основании палеозойских отложений, представленных континентальными рифтогенными образованиями ордовика или позднего кембрия (манитаньрдская серия, по Б. Я. Дембовскому, и др.), наблюдается угловое несогласие и изменение степени метаморфизма пород. Угловое несогласие в основании палеозойского комплекса локально отмечается и в пределах западной части Западно-Сибирской плиты [17, 23]. На западной окраине Сибирской платформы резко выраженного рубежа в основании кембрийских отложений нет. Это несогласие как бы рассеивается на три уровня: позднерифейский ( $850 \pm 50$  млн. лет), ранневендский (700—650 млн. лет) и поздневендский (600—575 млн. лет). Но и в этом регионе позднерифейско-вендский этап развития является завершающим этапом кратонизации земной коры. На о-ве Южном Новой Земли отложения ордовика залегают с угловым несогласием на верхнерифейско-вендских породах [16]. Эти конкретные материалы свидетельствуют о широком проявлении байкальской складчатости в центральной части Евразии.

Вместе с тем находки офиолитовых ассоциаций позднепротерозойского возраста на рассматриваемой территории редки. Возможно, это обусловлено тем, что внутренние области позднепротерозойского подвижного пояса на большей части их площади скрыты под мощным чехлом более молодых отложений. Обычно предполагается [14, 27], что позднепротерозойский этап являлся временем разрушения, деструкции единой платформы со сформировавшейся континентальной корой. Реконструкция окраин позднепротерозойского бассейна, охватывающего территорию Западно-Сибирской плиты и прилегающих окраин Европейской и Сибирской платформ, позволяет предполагать его сходство с современным Северным Ледовитым Океаном. Этот бассейн, вероятно, также обладал широкими зонами шельфа и континентального склона, а его основание было сложено утоненной континентальной корой с развитием океанической коры в отдельных вытянутых узких впадинах. По-видимому, территория позднепротерозойского подвижного пояса была гетерогенна и особенности развития различных участков этого пояса неодинаковы. На одних участках происходило разрушение сформировавшейся континентальной коры (преимущественно окраины щитов древних платформ); на других, не утративших пластичности, дробления и раскалывания подстилающей коры не происходило. Большая часть дна бассейна, вероятно, обладала сравнительно пластичной корой, чем можно объяснить незначительное распространение мантийных магматических формаций (глубина разрыва не достигала мантии). Близкая мысль, со ссылкой на Л. И. Салопа, высказывалась ранее: «периодически повторяющиеся деструктивные процессы в Урало-Монгольском «поясе», разделяющем древние платформы, не приводили в докембрии к полному разрыву протометаморфического слоя. Это может быть связано с более высокой пластичностью древней литосферы, обусловленной повышенным тепловым потоком» [11, с. 400].

Позднепротерозойский этап развития, по-видимому, являлся этапом значительного изменения механических свойств земной коры. В раннем и среднем рифее происходило спокойное, медленное прогибание окраины бассейна и появление зон растяжения во внутренней его части с развитием офиолитовых ассоциаций. Позднерифейский этап характеризовался сменой условий растяжения на условия сжатия и значительно более контрастным рельефом дна бассейна. Формации вендского периода развития свидетельствуют о процессах коллизии, спаявшей мелкие блоки континентальной коры в единое целое.

Состояние позднепротерозойского бассейна осадконакопления, возможно,

имело сходство с замерзающей рекой — движущейся вязкой массой с отдельными льдинами. В конце позднего протерозоя в результате байкальской складчатости образовался «припай» новообразованной континентальной коры по окраинам материков.

Термин «металатформенная область», введенный Е. Е. Милановским, лучше других объясняет состояние земной коры этого региона, если его понимать не как послеплатформенное развитие, а как метастабильное, лабильное или нестабильное, т. е. неустойчивое, состояние земной коры.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рабочая модель развития земной коры северо-востока Европейской платформы заключается в следующем. В раннем (?) рифее от окраины материка отделились отдельные блоки (Колгуевский, Хорейверский и др.) и в процессе спрединга отошли от остова материка на 300—400 км. Возможной зоной раздвига могла быть Припечорская зона разломов [25, с. 230, 9]. Дальнее, чуждое европейскому континенту происхождение этих блоков, исходя из вышесказанных общих соображений, менее вероятно. Кратковременный этап стабилизации обстановки произошел в начале позднего рифея (раннехобейнское время).

В конце позднего рифея, вероятно в связи с образованием океана Япетус [27], началось движение раннедокембрийских блоков (террейнов) в юго-восточном направлении (в современной системе координат). Сближение массивов с остовом материка сопровождалось возникновением реликтовых островных дуг и проявлением субдукции.

В конце венда произошла окончательная консолидация фундамента в результате присоединения путем коллизии раннедокембрийских блоков к остову материка. Байкальская складчатость закончила в рассматриваемом регионе формирование континентальной коры, начавшееся в раннем протерозое. Кора приобрела значительную механическую жесткость и в дальнейшем реагировала на растяжение более глубокими расколами.

Позднепротерозойский этап являлся самостоятельным этапом развития земной коры с сопутствующей минерагенией. Особого внимания заслуживает минерагения черносланцевых толщ. Большое значение имеют раннепалеозойские коры выветривания по позднепротерозойским образованиям. С ними связаны месторождения бокситов и фосфоритов на Тимане, россыпи титансодержащих и благородных минералов на Тимане и севере Урала и рудопроявления других элементов. Раннепалеозойские коры выветривания являются перспективным объектом, заслуживающим дальнейшего интенсивного изучения.

Предложенная модель формирования земной коры позволяет по-новому подойти к объяснению ряда фактов, не имеющих достаточного обоснования. К ним относятся: а) особенности состава и распространения позднедокембрийских орогенных формаций; б) развитие поперечных сдвигов, на Тимане трансформных к Припечорской зоне разломов, северо-восточного, на севере Урала северо-западного простирания; в) северо-восточное направление северной ветви Урала; г) присутствие на севере Урала байкальских структур как северо-западного, так и северо-восточного простираний.

Изложенная выше модель развития земной коры заслуживает внимания и при прогнозном анализе размещения нефтяных и газовых месторождений. Раннедокембрийские блоки (террейны) обладали подвижностью и в палеозое.

В процессе неоднократного перемещения в фанерозое как самих дорифейских массивов, так и более пластичной коры, окружавшей эти массивы, вдоль их окраин сформировались складчато-надвиговые зоны, представленные валами и тектоническими грядами. Так, например, дорифейский Хорейверский массив (в современном тектоническом районировании Хорейверская впадина) со всех сторон окружен валами и грядами, к которым приурочены месторождения нефти и газа. Поэтому окраины массивов ранней консолидации в пределах

европейского Северо-Востока, Западно-Сибирской плиты и шельфа Севе́, Ледовитого океана заслуживают внимательного изучения как перспективные зоны для поисков месторождений нефти и газа.

#### Список литературы

1. *Башилов В. И., Баженов С. Н., Розанов В. И.* Разломы фундамента Русской плиты и Тимана и их отражение в структуре осадочного чехла // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 1. С. 22—28.
2. *Белякова Л. Т.* Рифейско-вендская геосинклиналь северо-западного ответвления Урала // Эволюция магматизма Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1987. С. 135—142.
3. *Берлянд Н. Г.* Районирование Урала по типам земной коры // Сов. геология. 1982. № 11. С. 78—89.
4. Верхний докембрий европейского Севера СССР: Объяснительная записка к схеме стратиграфии. Сыктывкар: ИГ КФ АН СССР, 1986. 40 с.
5. *Гафаров Р. А.* Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 85. 203 с.
6. Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.
7. *Гецен В. Г.* О литологии и условиях осадконакопления докембрийских отложений Северного Тимана // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. 1968. Вып. 8. С. 55—66.
8. *Гецен В. Г.* О стратиграфическом и тектоническом положении верхнерифейской карбонатной толщи Тимана и п-ова Канин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45. Вып. 1. С. 58—70.
9. *Гецен В. Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1988. 210 с.
10. *Дедеев В. А., Запорожцева И. В.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 96 с.
11. Докембрийская геология СССР/Ред. Рундквист Д. В., Митрофанов Ф. П. Л.: Наука, 1988. 442 с.
12. *Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 232. 364 с.
13. *Заридзе Г. М.* Петрография. М.: Недра, 1988. 480 с.
14. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47—63.
15. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия // Общая геология. М. ВИНТИ, 1973. Т. 5. 118 с.
16. *Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В.* Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли // Геотектоника. 1989. № 6. С. 40—61.
17. *Криночкин В. Г.* Геологическое строение фундамента западной части Западно-Сибирской плиты // Эволюция магматизма Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1987. С. 111—118.
18. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
19. Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
20. *Парначев В. П., Варлаков А. С., Раевский А. Н.* Позднедокембрийские офиолиты в структуре Урала // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск — Миасс: УНЦ АН СССР, 1985. С. 72—74.
21. *Постельников Е. С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. Вып. 341. 70 с.
22. Рифей и венд Европейского севера СССР. Вологда: ИГ КФ АН СССР, 1986. 186 с.
23. Тектоника и эволюция земной коры Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1988. Вып. 713. 174 с.
24. *Хабаров Е. М.* Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1985. Вып. 618. 125 с.
25. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 358 с.
26. *Хаин В. Е., Богданов А. А.* Вместо послесловия. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза // Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. С. 207—241.
27. *Хаин В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 328 с.
28. *Юдин В. В., Дедеев В. А.* Геодинамическая модель Печорской плиты: Препринт: Научные доклады. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми научного центра УрО АН СССР, 1987. Вып. 171. 12 с.

Институт геологии Коми НЦ  
УрО АН СССР, Сыктывкар, 167007

Поступила в редакцию  
20.VIII.1990

Рецензент В. Д. Наливкин

УДК 551.72:550.838 (470.21)

© 1991 г.

ШИПУНОВ С. В., ЧУМАКОВ Н. М.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Приведены результаты палеомагнитного изучения некоторых верхнепротерозойских отложений полуострова Среднего, Рыбачьего и о-ва Кильдин. Рассмотрены доводы в пользу надежности выделенных направлений и их временная привязка. На основании анализа положения палеомагнитных полюсов делается вывод о значительных перемещениях Балтийского щита в рифее — венде. Приведена оценка скорости движения за этот период времени.

**Shipunov S. V., Chumakov N. M. Upper Proterozoic deposits paleomagnetism in the Kola peninsula. *Geotectonics*. 1991. № 5.** The paper presents the results of paleomagnetic studies of the Sredny, Rybachy and Kildin peninsulas. The arguments proving the reliability of the selected research trends and time are discussed. The analysis of the position of paleomagnetic poles enables us to suggest significant of the Baltic Shield during the Riphean-Vendian. The assessment of the Shield movement velocities during this period is given.

Палеомагнитное изучение верхнепротерозойских отложений Кольского полуострова (п-ова Средний, Рыбачий, о-в Кильдин) началось в 1978 г. [15, 17, 19]. Объектом палеомагнитных исследований служили два района: п-ова Средний и Рыбачий (рис. 1, а, в) и о-в Кильдин (см. рис. 1, а, б). Расстояние между ними составляет около 100 км. Оба района относятся к северо-восточному склону Балтийского щита и сложены полого наклоненными на северо-восток нематаморфизованными терригенными отложениями кильдинской серии. На п-ове Среднем последняя перекрывается волоковой серией. Суммарная мощность обеих серий около 2 км. Южнее из-под кильдинской серии выходят кристаллические породы Балтийского щита. С северо-востока на обе упомянутые серии по крупному разлому северо-западного простирания надвинуты мощные верхнепротерозойские терригенные отложения рыбачинского комплекса, слагающие окраину Тиманской складчатой зоны (см. рис. 1, в). Вблизи разлома отложения кильдинской и волоковой серий смяты в узкие асимметричные приразломные складки.

В пределах п-ова Среднего в кильдинской серии выделено пять свит (снизу вверх): пряярвинская, палвинская, поропелонская, землепахтинская и каруярвинская. В составе волоковой серии, породы которой с небольшим размывом залегают на отложениях лежащей ниже кильдинской серии, выделяются две свиты: нижняя — куяканская и верхняя — пуманская [11]. На о-ве Кильдин развиты только отложения кильдинской серии, для которых предлагаются различные схемы расчленения [4, 7, 9—11]. Вслед за В. З. Негруцкой [11] и В. В. Любцовым [9, 10] будем разделять кильдинскую серию на пять свит (сверху вниз): коровинскую, пригонную, чернореченскую, южнокильдинскую и лихринскую.

Свиты двух рассматриваемых районов сопоставляются между собой следующим образом (снизу вверх): пряярвинская соответствует коровинской, палвинская — пригонной, низы и верхи поропелонской — чернореченской и южнокильдинской свитам соответственно, землепахтинская — лихринской [19].

Для палеомагнитных исследований было отобрано около 700 ориентированных шурфов, которые характеризовали все типы пород кильдинской серии на п-ове Среднем и о-ве Кильдин, пуманскую свиту волоковой серии и секущие

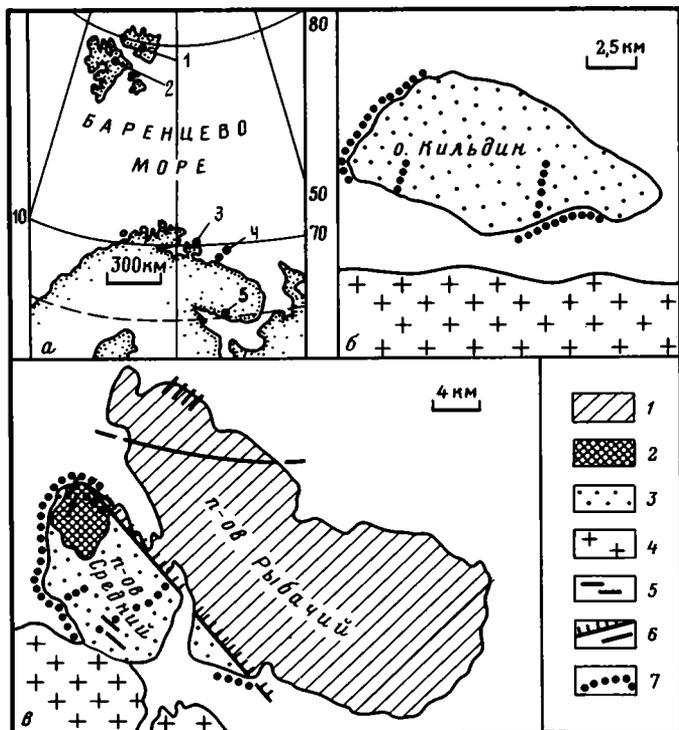


Рис. 1. Обзорная карта региона — а; геологические схемы: о-ва Кильдина — б, п-овов Среднего и Рыбачьего — в

1 — рыбачинский комплекс, 2 волоковая, 3 — кильдинская серни; 4 — кристаллические породы Балтийского щита; 5 — дайки габбро-диабазов; 6 — надвиг и другие разломы; 7 — места отбора палеомагнитных образцов. Цифрами обозначены: 1 — Мурчисон Бей, Северо-Восточная Земля; 2 — Нью-Фрисланд, Западный Шпицберген; 3 — п-ова Средний и Рыбачий; 4 — о-в Кильдин; 5 — Терский берег Кольского полуострова

их дайки (см. рис. 1, б, в). Из каждого штуфа выпиливали от двух до четырех образцов кубической или цилиндрической формы. Измерения естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) проводили на рок-генераторах JR=3 и JR=4, измерения остаточной намагниченности насыщения — на астатическом магнитометре Долгитова.

В ходе лабораторных исследований с целью разделения компонент образцы подвергали ступенчатому размагничиванию нагревами до 380—450° С и переменным магнитным полем с амплитудой до 300—400 Э. Магнитное поле лаборатории компенсировали при термоочистке с помощью трех пар колец Гельмгольца и двух пермаллоевых экранов, при  $h$ -очистке — с помощью трех пар колец Гельмгольца. Термоочистке подвергали минимум по два образца из штуфа с целью контроля за лабораторным подмагничиванием. Во избежание приобретения образцами вязкой намагниченности они переносились к измерительному прибору в пермаллоевом контейнере, в котором находились до измерения остаточной намагниченности. В установке размагничивания переменным полем последнее создавалось вдоль вектора  $I_n$  образца, который для проверки лабораторного подмагничивания устанавливался при каждом значении поля в двух противоположных направлениях и соответственно дважды измерялся. Ряд контрольных образцов благодаря любезности докторов У. Фарига (Геологическая служба Канады, Оттава), Г. Билунда (Лундский университет, Швеция) и Д. Элстна (Геологическая служба США, Флагстафф) был подвергнут ступенчатому размагничиванию нагревами до 680°С на установке Шунстед и на сконструированных двумя последними исследователями установках.

Ступенчатый нагрев показал большую эффективность термоочистки по сравнению с чисткой переменным магнитным полем. Основная масса образцов прогревалась до  $380^{\circ}\text{C}$ . Выбор температуры чистки был обусловлен следующими соображениями: 1) вектор  $I_n$  значительной части образцов при этой температуре выходит на стабильное направление; 2) результаты магнитоминералогических исследований свидетельствуют об образовании большого количества сильномагнитного ферромагнетика (магнетита) при температурах свыше  $400^{\circ}\text{C}$ ; 3) при прогревах свыше  $400^{\circ}\text{C}$  часть образцов приобретает лабораторную намагниченность, препятствующую определению вектора  $I_n$ ; 4) величина намагниченности значительной части образцов становится меньше предела чувствительности прибора при прогреве свыше  $400^{\circ}\text{C}$ .

С целью определения состава ферромагнитной фракции образцов проводили магнитоминералогические исследования, включавшие получение зависимости  $I_r(H)$  до  $H=8000$  Э, определение величины разрушающего поля  $H_{cr}$  намагниченности  $I_{rs}=I_r$  ( $8000$  Э), определение температуры Кюри и фазовых превращений (дважды для каждого образца) и зависимости  $I_{rs}$  и  $H_{cr}$  от предварительного прогрева образца.

Из дальнейшего рассмотрения были исключены штуфы, для которых направления намагниченности образцов различались более чем на  $30^{\circ}$  или же изменения направления  $I_n$  в процессе чистки были велики и бессистемны.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

П-о в а Средний и Рыбачий. *Поропелонская свита*. Объектом исследований служили: 1) небольшая складка, расположенная южнее устья руч. Эйна на п-ове Рыбачьем; 2) пологозалегающие отложения поропелонской свиты п-ова Среднего; 3) одна из субвертикальных даек диабазов, секущих отложения этой свиты в юго-восточной части п-ова Среднего (дайка 1 в таблице). Породы поропелонской свиты представлены чередующимися тонкослоистыми мелкозернистыми темно-серыми полевошпатовыми песчаниками, слюдястыми алевролитами и аргиллитами. В разрезе свиты на п-ове Среднем выделяются также две пачки красноцветных пород, соответствующие низам и верхам поропелонской свиты (руч. около оз. Палви и руч. Карабельный соответственно).

В результате термоочистки сероцветных пород складки было выделено послескладчатое направление  $I_n$  (рис. 2). Отношение кучностей  $K_c/K_{др}=5,53$ . Направления  $I_n$  двух крыльев складки совпадают в современной системе координат на уровне значимости  $\alpha > 10\%$  и различаются в древней системе координат на уровне значимости  $< 1\%$  [3, 25]. Под уровнем значимости  $\alpha$  здесь и далее понимается возможность ошибиться в случае, когда направления  $I_n$  признаны различающимися, а они на самом деле совпадают; в этом случае приводится минимальное значение вероятности такой ошибки. В случае, когда мы полагаем, что направления  $I_n$  совпадают, приводится максимальная величина уровня значимости. Последнее означает, что если использовать уровень значимости чуть больший, то направления  $I_n$  будут признаны различающимися. Подробности о критериях и проверке гипотез см. [14, 24].

В других разрезах, где обнажаются сероцветные породы поропелонской свиты, выделено аналогичное направление  $I_n$ . В красноцветных пологозалегающих породах п-ова Среднего выделяются два направления  $I_n$ : в нижней в верхних частях поропелонской свиты. Они значимо различаются как между собой на уровне значимости  $\alpha=0,5\%$ , так и от направления  $I_n$  сероцветных пород ( $\alpha < 0,5\%$ ) (рис. 3, см. таблицу).

Выделенное по результатам термоочистки однокомпонентное направление  $I_n$  для дайки диабазов совпадает с послескладчатым направлением намагниченности вмещающих ее сероцветных пород поропелонской свиты на уровне значимости  $1\%$  (рис. 4, см. таблицу). Как показали магнитоминералогические и микроскопические исследования, носителем намагниченности в диабазах яв-

Результаты палеомагнитных исследований

Серии, свиты, дайки	$N$	$D$	$I$	$K$	$\alpha_{95}$	$\Lambda$	$\Phi$	$\Theta_1$	$\Theta_2$	$\varphi_n$	$s$
П-ов Средний, о-в Кильдин Габбро-диабазы, 580 млн. лет <sup>1</sup>											
Дайка 1	16	69	83	45	5	73	70	10	10	76	<i>m</i>
Дайка 2	12	236	25	33	7	158	—1	7	4	—13	<i>m</i>
Сероцветные породы, 650 млн. лет <sup>2</sup>											
Пуманская	39	125	83	6	9	55	60	18	17	76	<i>m</i>
Каруярвинская	50	98	71	16	5	89	48	9	8	55	<i>m</i>
Землепахтинская	23	137	69	14	8	63	36	14	12	52	<i>m</i>
Поропелонская	81	100	73	22	3	85	50	5	5	59	<i>m</i>
Палвинская	7	53	78	4	26	104	71	49	46	48	<i>m</i>
Пряярвинская	9	88	79	14	13	81	61	25	23	69	<i>m</i>
Лихринская	6	143	63	10	18	63	27	28	22	44	<i>m</i>
Южнокильдинская	21	109	69	26	6	85	42	10	9	52	<i>m</i>
Чернореченская	17	77	70	14	9	108	53	16	13	53	<i>m</i>
Пригонная	23	74	71	11	9	109	56	16	14	55	<i>m</i>
Среднее	10	103	74	63	6	81	51	10	9	61	<i>m</i>
Красноцветные породы, 600—790 млн. лет <sup>2</sup>											
Каруярвинская	42	10	4	25	4	201	22	04	2	2	<i>a</i>
Поропелонская:											
верхи	8	11	34	19	11	199	39	13	7	19	<i>a</i>
низы	10	12	10	18	11	199	25	11	6	5	<i>a</i>
Южнокильдинская	15	19	34	13	10	191	38	11	6	19	<i>a</i>
Чернореченская	40	22	19	25	4	189	29	4	2	10	<i>a</i>
Среднее	5	15	20	31	11	195	31	12	6	10	<i>a</i>
Архипелаг Шпицберген											
Серии Готия и Пола-рисберген	14	98	78	11	11	77	64	16	14	67	<i>m</i>
Терский берег											
Терская	31	12	59	10	3	195	61	4	3	39	<i>a</i>

*Примечание.* Координаты палеомагнитных векторов  $I_n$  приводятся в системе координат (современной или древней), для которой доказана тесной складки однокомпонентность намагниченности (либо полагается однокомпонентность исходя из других соображений — см. текст).  $D$ ,  $I$ ,  $K$ ,  $\alpha_{95}$  — склонение, наклонение, кучность и радиус доверительного круга среднего направления намагниченности  $I_n$ ;  $N$  — количество штурфов, по которым вычислено среднее направление;  $\Lambda$ ,  $\Phi$ ,  $\Theta_1$ ,  $\Theta_2$  — долгота, широта и радиусы овала доверия палеомагнитного полюса;  $\varphi_n$  — палеоширота места отбора;  $s$  — система координат;  $a$  — древняя,  $m$  — современная. <sup>1,2</sup> — возраст намагниченности (<sup>1</sup> — дайки 2).

ляется практически не измененный магнетит (температура Кюри 540—570°C).

*Каруярвинская свита.* Штурфы для палеомагнитных исследований этой свиты были отобраны из крыльев небольшой асимметричной складки, расположенной в зоне отлива на северо-восточном берегу п-ова Среднего в 4 км северо-западнее мыса Земляного. В складке обнажаются самые верхние из наблюдаемых горизонтов каруярвинской свиты. Как и вся свита, они представлены частым чередованием красно-бурых, зеленовато-серых и пятнистых плитчатых алевролитов, песчаников, мергелей и глинистых доломитов.

Наличие складки позволило выделить два направления  $I_n$ : первое — до-складчатая намагниченность, направление которой на обоих крыльях складки менее значимо различаются в древней системе координат (отношение кучностей  $K_{др}/K_c = 3,70$ ); второе — послескладчатая намагниченность, направления которой на обоих крыльях складки различаются менее значительно в современной системе координат, чем в древней, — отношение кучностей  $K_c/K_{др} = 2,71$  (см. рис. 2). Температурная чистка до 680°C выборочных коллекций образцов этой свиты приводила к подмагничиванию. Однако довольно большое количество образцов в интервале температур 220—380°C не изменяло направления  $I_n$  при изменении ее величины, т. е. на этом интервале темпера-

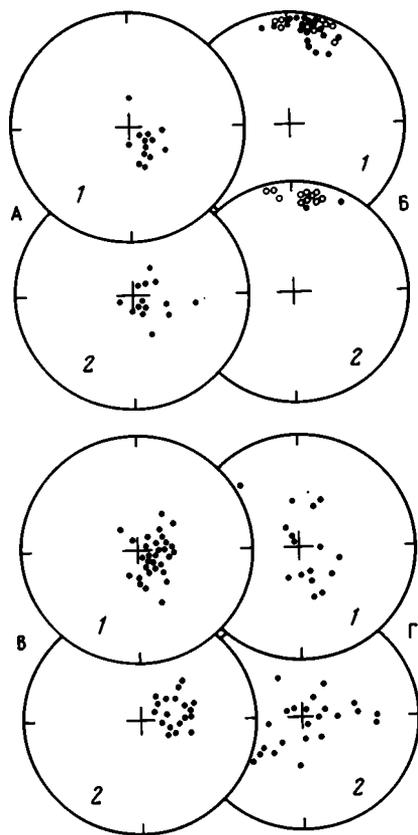


Рис. 2. Распределение по сфере векторов  $I_n$  различных свит: поропелонской (А), каруярвинской (Б) — красноцветные, (В) — сероцветные породы, пуманской (Г) в древней (Б) и современной (А, В, Г) системах координат

1, 2 — пологое и крутое крылья складки соответственно. Залитые кружки обозначают проекцию на нижнюю полусферу, незалитые — на верхнюю

магнетита. Вся порода прописана карбонатно-глинистым цементом с железистым материалом, избыток которого обуславливает окраску красноцветных пород. Кроме того, в них содержится большое количество пирита, крупные зерна которого иногда с поверхности заметно окислены с образованием магнетита.

Учитывая вышеизложенное, можно предположить, что послескладчатая намагниченность связана с магнетитом, возникшим в процессе окисления пирита и, возможно, содержащегося в цементе сидерита при недостатке кислорода в запечатанных осадках. На наличие таких условий указывает сохранность в породах каруярвинской свиты пирита до настоящего времени.

Таким образом, на основании применения теста складки к породам каруярвинской свиты и считая, что именно выделенные в результате лабораторных исследований минералы являются носителями  $I_n$ , можно предположить, что магнетит, присутствующий в образцах с послескладчатым направлением, возник после складкообразования или практически полностью перемагнитился. Гематит, являющийся носителем  $I_n$  в красноцветных породах, для которых характерно направление доскладчатой намагниченности, присутствовал в породах и

тур проявлялась кажущаяся однокомпонентность (хотя, возможно, это объясняется и одинаковой стабильностью разных компонент  $I_n$  к нагревам).

Доскладчатая намагниченность сохранилась в красноцветных породах, основным ферромагнитным минералом которых является гематит. Основным ферромагнетиком в сероцветных породах, намагниченность которых послескладчатая, является магнетит.

Естественная остаточная намагниченность  $I_n$  и намагниченность насыщения  $I_{rs}$  образцов с доскладчатой намагниченностью на порядок выше, чем для образцов с послескладчатой намагниченностью. Это указывает на крайне малую концентрацию магнетика в изученных породах. Следует отметить также, что стабильность красноцветных пород к температурным воздействиям значительно выше, чем сероцветных.

При нагревании на воздухе при температурах 400—500°C в породах каруярвинской свиты начинает образовываться новый ферромагнетик — магнетит. Этот процесс свойствен как красноцветным, так и сероцветным породам. Магнетит образуется в значительном количестве, намагниченность насыщения увеличивается в 10—500 раз, причем для сероцветов это увеличение значительно больше, что связано с малой величиной их первоначальной намагниченности, и, следовательно, при одинаковых масштабах образования магнетита отношение величин намагниченности после и до нагрева для сероцветных пород будет больше, чем для красноцветных.

При изучении красноцветных пород в шлифах под микроскопом в проходящем и отраженном свете в них обнаружено заметное количество хорошо окатанных зерен гематита и меньшее количество мелких зерен

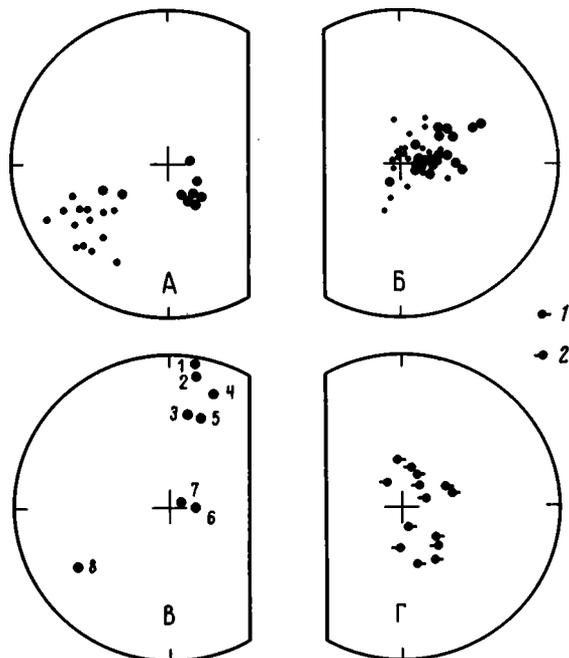


Рис. 3. Распределения на сфере векторов  $I_n$  даек диабазов (малые кружки) и вмещающих пород (большие кружки) пуманской (А) и поропелонской (Б) свит; средних направлений для пород свит п-ова Среднего и о-ва Кильдин (В) и докембрийских пород о-ва Шпицберген (Г)

1, 2 — пологое (1) и крутое (2) крылья складки. 1—5 — красноцветные породы каруярвинской (1), низов (2) и верхов (3) поропелонской, чернореченской (4) и южнокильдинской (5) свит; 6 — сероцветные породы; 7, 8 — дайки диабазов, секущие породы поропелонской (7) и пуманской (8) свит

приобрел намагниченность во всяком случае до складкообразования. Учитывая результаты микроскопических исследований и характер распределения в породе гематитового пигмента (красная окраска распределена в соответствии с первичными, иногда очень тонкими, осадочными текстурами), можно сделать вывод о том, что гематит красноцветных пород или осадочного происхождения, или образования на ранних стадиях диагенеза.

Процесс образования магнетита затронул и красноцветные породы, что подтверждается результатами магнитоминералогических исследований. В силу того что величина намагниченности сероцветных пород на порядок меньше величины намагниченности красноцветных пород (а первая из них есть возможная величина вторичной намагниченности красно- и сероцветных пород), вероятнее всего, отклонение вектора  $I_n$  от истинного доскладчатого первичного направления красноцветных пород должно быть незначительным. Это подтверждается близостью средних направлений  $I_n$  на обоих крыльях складки и направления пересечения кругов перемагничивания (за направление перемагничивания бралось послескладчатое направление  $I_n$  в породах поропелонской свиты).

*Пуманская свита.* Породы пуманской свиты, представленные чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами, изучались в складке, расположенной на северо-восточном берегу п-ова Среднего.

Намагниченность пород пуманской свиты — послескладчатая (в древней системе координат направления  $I_n$  на крыльях складки различаются на уровне значимости  $\alpha < 1\%$ , в современной системе координат они совпадают —  $\alpha > 10\%$ ). Отношение кучностей  $K_c/K_{др} = 1,79$  (см. рис. 2, таблицу).

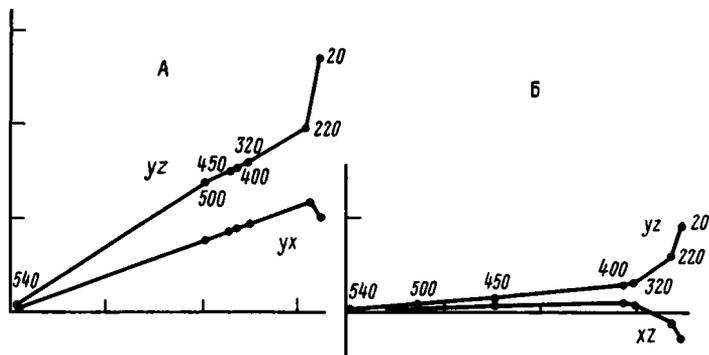


Рис. 4. Диаграммы Зийдervельда для диабазов даек, секущих отложения пуманской (А) и поропелонской (Б) свит

Направление однокомпонентной  $I_n$  субвертикальной диабазовой дайки, секущей отложения пуманской свиты, значимо отличается от направления намагниченности вмещающих пород (см. рис. 3, 4, дайку 2 в таблице). Однако направление  $I_n$  двух образцов вмещающих пород очень близко к направлению  $I_n$  диабазов. Эти образцы расположены наиболее близко к контакту (расстояние до контакта около 7 см) и, по-видимому, перемагничены во время внедрения дайки. Такое взаимное расположение направлений намагниченности диабазов и вмещающих пород свидетельствует о более молодом возрасте намагниченности внедрившихся диабазов. Носителем  $I_n$  дайки диабазов является магнетит, судя по микроскопическим данным, практически не измененный. Температура Кюри диабазов 540—570°C.

*Другие свиты кильдинской серии п-ова Среднего.* Для сероцветных пород пярярвинской, палвинской и землпахтинской свит получены направления  $I_n$ , сходные с послескладчатыми направлениями сероцветных пород поропелонской, каруярвинской и пуманской свит (см. рис. 3, таблицу). Магнетоминералогические исследования этих пород дают результаты, сходные с таковыми для сероцветных пород каруярвинской свиты.

*Отложения кильдинской серии о-ва Кильдин.* Сходные результаты получены по обнаженной части разреза кильдинской серии о-ва Кильдин. Породы чернореченской и южнокильдинской свит также разделяются на сероцветные и красноцветные, причем последних в разрезе больше. Направления  $I_n$  сероцветных пород кильдинской серии о-ва Кильдин (см. рис. 3, таблицу) аналогичны послескладчатым направлениям сероцветов п-ова Среднего. Направления намагниченности красноцветных пород чернореченской и южнокильдинской свит расположены в той же области стереограммы, что и направления красноцветов поропелонской свиты п-ова Среднего (см. рис. 3, таблицу). Эти два направления для красноцветных пород о-ва Кильдин значимо различаются между собой (уровень значимости 0,5%). Основными ферромагнитными минералами для красноцветных пород являются магнетит и гематит, а для сероцветных — магнетит. Красноцветы о-ва Кильдин так же, как и красноцветы п-ова Среднего, характеризуются значительно более высокой стабильностью к температурным воздействиям по сравнению с сероцветными породами. При температурах больших 400°C на воздухе происходит образование магнетита, но  $I_{rs}$  растет не так сильно, как у пород п-ова Среднего. Магнетит образуется в основном в породах с послескладчатыми направлениями  $I_n$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ НАДЕЖНОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ НАПРАВЛЕНИЙ $I_n$ И ИХ ВРЕМЕННАЯ ПРИВЯЗКА

В верхнепротерозойских породах п-овов Среднего, Рыбачьего и о-ва Кильдин выделяются три различающиеся между собой группы древних направлений  $I_n$ . Это доскладчатая намагниченность красноцветных пород каруярвинской свиты, послескладчатая намагниченность сероцветных пород поропелонской свиты, каруярвинской и пуманской свит и намагниченность дайки, секущей отложения пуманской свиты.

Доскладчатая намагниченность возникла до того, как отложения кильдинской и волоковой серий были смяты в складки вблизи надвига, ограничивающего п-ов Средний с северо-востока. Надвиг и другие деформации отложений рыбачинского комплекса, являющиеся результатом байкальской складчатости, дают изотопные  $K-Ar$ -датировки (650 млн. лет<sup>1</sup>) синтетектонических даек долеритов п-ова Варангер [22, 23].

Хотя в строгом смысле доскладчатый возраст  $I_n$  пород кауярвинской свиты не доказан (об этом свидетельствует малый уровень значимости, на котором принимается утверждение об однокомпонентности, — см. выше), имеются основания полагать, что полученное осреднением векторов  $I_n$  на двух крыльях складки направление намагниченности не сильно отличается от истинного направления доскладчатой компоненты. Эта уверенность связана, во-первых, с малым угловым расстоянием между средними направлениями  $I_n$  на крыльях складки (около  $14^\circ$ ) и, во-вторых, с известным расположением кругов перемагничивания (за направление перемагничивания принимается направление послескладчатой намагниченности сероцветных пород кильдинской серии; других направлений намагниченности, включая направление современного магнитного поля, при лабораторных исследованиях не выделено). Расчеты показывают, что ошибка в определении направления доскладчатой компоненты  $I_n$  не должна превышать  $8^\circ$ . Направление  $I_n$ , полученное пересечением кругов перемагничивания ( $D=7, J=-4$ ), мало отличается от направления, полученного в результате простого осреднения ( $D=10, J=4$ ).

Из-за невозможности применить тест складки нельзя считать, является ли доскладчатой (и тем более первичной) намагниченность красноцветных пород поропелонской свиты и ее аналогов на о-ве Кильдин. Доводом в пользу первичности выделенных направлений  $I_n$  пород служит близость этих направлений доскладчатому направлению красноцветных пород каруярвинской свиты, что подтверждается также корреляцией палеомагнитных данных для разрезов о-ва Кильдин и п-ова Среднего. Так, направления  $I_n$  низов поропелонской и чернореченской свит не различимы на уровне значимости 1%, а верхов поропелонской и южнокильдинской свит — на уровне значимости 10%; различие между этими двумя парами направлений сильно значимо. Послескладчатая намагниченность пород п-ова Среднего ( $D=106, J=75, K=12, \alpha_{95}=3, N=192$ ) незначимо отличается от  $I_n$  сероцветных пород о-ва Кильдин ( $D=93, J=71, K=12, \alpha_{95}=5, N=67$ ) на уровне значимости 5% при осреднении на уровне штуфов (при осреднении на уровне свит отличие еще меньше). Поэтому их можно рассматривать, вероятно, как одно направление  $I_n$ .

Общее среднее направление  $I_n$  рассматриваемых здесь сероцветных пород значимо отличается от направлений как современного, так и более древних фанерозойских направлений дипольного магнитного поля (см. данные по Северо-Европейской плите в [12]). Так, среднее направление сероцветов ( $D=103, J=74, K=63$ , осреднение на уровне свит) отличается от направления современного поля, на  $22^\circ$  дуги большого круга при радиусе круга доверия среднего направления  $5,6^\circ$ . Близость наклонов при различающихся приблизительно на  $90^\circ$  склонениях нельзя в данном случае интерпретировать как ре-

<sup>1</sup> Здесь и далее приведены датировки, пересчитанные на новые константы распада  $K$ , принятые в 1976 г.

зультат возможных вращений района, так как это противоречит имеющимся геологическим данным [11].

Намагнитность  $I_n$  дайки диабазов, секущей отложения поропелонской свиты, имеет приблизительно такое же направление (см. таблицу, дайку 1, рис. 3). Возраст намагнитности этих диабазов, вероятно, совпадает с возрастом намагнитности сероцветных пород. Возраст диабазов этой дайки не определяется.

Результаты палеомагнитного изучения даек диабазов п-ова Варангер [22] (Норвегия, К—Аг-возраст 650 млн. лет) дают близкие направления  $I_n$  ( $D=84$ ,  $J=61$ ), которые, вероятно, можно объяснить близостью времени образования намагнитности сероцветных пород, дайки, секущей породы поропелонской свиты и даек п-ова Варангер.

Возраст намагнитности дайки диабазов, секущей породы пуманской свиты, моложе возраста послескладчатой намагнитности сероцветных пород, так как направления  $I_n$  этой дайки и сероцветных пород сильно различаются, а среди вмещающих близлежащих пород есть перемагнитные по направлению дайки образцы.

Анализируя имеющиеся биостратиграфические данные [7, 8, 10], можно сделать следующие выводы о возрасте пород интересующей нас верхней части кильдинской серии. Присутствие в пригонной свите строматолитов [7, 8], для верхней границы распространение которых имеются К—Аг-абсолютные датировки, дает возможность определить нижний предел возраста вышележащей части кильдинской серии в 790 млн. лет. Учитывая, что волоковая серия по микрофоссилиям также отнесена к верхнему рифею [10] (а граница рифея и венда датируется 65 млн. лет), можно предположить, что верхняя часть кильдинской серии не моложе 700 млн. лет.

К—Аг-датировки по глаукониту этих пород [4, 7, 11] дают возраст от 750 до 600 млн. лет (8 датировок, среднее значение 715 млн. лет) без заметной зависимости по разрезу.

Учитывая все эти оценки возраста и обычное некоторое омоложение глауконитовых датировок, будем придерживаться наибольшей из них как наиболее вероятной.

Следует полагать, вероятно, что возраст послескладчатой намагнитности сероцветных пород и дайки диабазов, секущей отложения поропелонской свиты кильдинской серии, составляет 650 млн. лет, т. е. соответствует возрасту даек п-ова Варангер, так как направления  $I_n$  тех и других близки между собой.

Возраст намагнитности дайки диабазов, секущей отложения пуманской свиты волоковой серии, 580 млн. лет [4].

Таким образом, полученные направления  $I_n$  можно расположить в следующем хронологическом порядке (от древних к более молодым): 1 — низы поропелонской свиты п-ова Среднего и соответствующие отложения о-ва Кильдин (700—790 млн. лет); 2 — верхи поропелонской свиты и соответствующие отложения о-ва Кильдин (700—790 млн. лет); 3 — каруярвинская свита п-ова Среднего (700—790 млн. лет); 4 — сероцветные породы кильдинской и волоковой серий обоих разрезов и дайка диабазов, секущая отложения поропелонской свиты (650 млн. лет); 5 — дайка диабазов, секущая породы нуманской свиты (580 млн. лет). Возраст намагнитности первых трех перечисленных групп пород может совпадать, если выделенная в этих отложениях намагнитность не сингенетична с образованием этих красноцветных пород (принимаемая условно оценка возраста в этом случае 750 млн. лет).

#### НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СМЕЖНЫМ РЕГИОНАМ

*Терская свита Кольского полуострова.* В пологозалегающих отложениях терской свиты (руч. Сальница) был отобран 31 штуч из красноцветных алевролитов и песчаников. Возраст этой свиты, возможно, среднерифейский (имеются две К—Аг-датировки алевролитов терской свиты — 1080 и 1263 млн. лет [10]).

У образцов этой свиты наблюдается сильный межшурфовый разброс векторов  $I_n$  на стереограмме (кучность  $K < 4$ ) на любой стадии ступенчатого терморазмагничивания от 20 до 380°C (выборочно до 550°C). Внутрипластовый разброс крайне мал; направление намагниченности каждого образца в процессе чистки практически не изменяется — намагниченность однокомпонентна.

При анализе измеренных и разностных векторов  $I_n$  способом, предложенным в [18], наблюдается сгущение основной части векторов (около 62%) в кластере со средним направлением  $D=12$ ,  $J=59$  в древней системе координат. Еще один малочисленный кластер (в него попало лишь 4 точки) имеет направление  $I_n$  обратной полярности ( $D=268$ ,  $J=-76$ ). Остальные направления не образуют устойчивых кластеров. Из-за невозможности применить тест складки (моноклинальное залегание пород) нельзя сказать ничего определенного о возрасте выделенной намагниченности. В таблице приведено положение палеомагнитного полюса для выделенного направления  $I_n$ . Наиболее близкое к полученному положение занимает раннемеловой полюс для Северной Евразии [1, 2] (различие составляет около 15°). Это свидетельствует о малой надежности полученных данных.

*Архипелаг Шпицберген.* На двух островах (Северо-Восточная Земля и Западный Шпицберген) в одновозрастных отложениях верхнего рифея — венда (в сериях Готия и Полярисбреен соответственно) было отобрано 14 образцов с разным залеганием. Результаты применения теста складки свидетельствуют о послескладчатом возрасте выделенной в результате термочистки намагниченности. В современной системе координат средние направления намагниченности  $I_n$  на крыльях складки не различаются на уровне значимости  $> 10\%$ , в древней системе координат средние направления  $I_n$  различаются на уровне значимости  $< 1\%$ .

Положение палеомагнитного полюса, вычисленное по направлению  $I_n$  в современной системе координат ( $\Lambda=77$ ,  $\Phi=64$ ; см. таблицу), близко к положению полюсов для послескладчатой п-овов Среднего и Рыбачьего и о-ва Кильдин, Кольского полуострова (средний полюс  $\Lambda=82$ ,  $\Phi=52$ ,  $K=22$ ,  $\alpha_{95}=10$ ); их овалы доверия перекрываются. Близость положения этих полюсов, а также значимое отличие их от полюсов для более молодых пород о-ва Шпицберген [5, 6, 13] можно, вероятно, интерпретировать как близость по времени образования послескладчатой  $I_n$  кильдинской и волоковской серий Кольского полуострова и изученных отложений о-ва Шпицберген.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

По результатам палеомагнитных исследований была построена кривая миграции палеомагнитного полюса Балтийского щита для интервала времени от 1000—850 до 130 млн. лет (рис. 5). Палеомагнитные полюса Балтийского щита для интервала 1000—850 млн. лет (вне пределов СССР) приводятся по данным [20—23]. Координаты позднепермского и раннемелового палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы заимствованы из [1, 2]. На рис. 6 приведена кривая изменения палеошироты современного северного окончания Кольского полуострова для того же интервала времени. Палеошироты вычислены путем пересчета палеомагнитных полюсов в точку с координатами 32° в. д., 69° с. ш. Фанерозойская часть кривой вычислена по данным с палеомагнитных полюсов Северо-Европейской платформы [12].

Анализ палеоширот показывает, что Балтийский щит испытал сильные перемещения на протяжении позднего рифея — венда (см. рис. 6). На ранней стадии позднего рифея (1000—850 млн. лет) он располагался в Южном полушарии в пределах палеоширот 60—40° ю. ш. при примерно современной ориентировке по отношению к полюсу. Это самое южное положение Балтийского щита за последние 2,5 млрд. лет (см. кривую изменения палеоширот в [26]). Затем последовало перемещение на север, которое приобрело максимальную

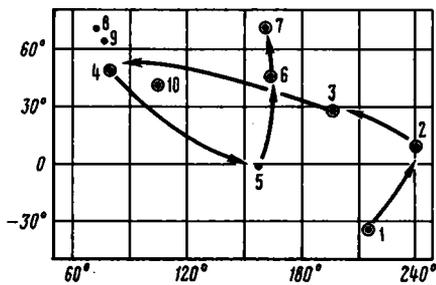


Рис. 5

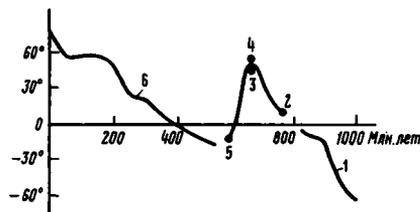


Рис. 6

Рис. 5. Кривая миграции полюсов Балтийского щита (1000—130 млн. лет).

Данные для: 1, 2 — Балтийского щита (1000—850 млн. лет) [20—23], 3, 4 — красноцветных и сероцветных пород п-ова Среднего и о-ва Кильдина соответственно, 5, 8 — даек диабазов: 5 — в волоковой, 8 — в кильдинской сериях, 9 — пород о-ва Шпицбергена, 10 — даек п-ова Варангер [23, 24]; 6 — пермский полюс для Восточно-Европейской платформы [1]; 7 — ранне-меловой полюс для Северной Евразии [2]

Рис. 6. Изменение палеошироты северного окончания Балтийского щита в интервале времени 1000—130 млн. лет

По данным для: 1 — Балтийского щита [20—23], 2 — красноцветных пород кильдинской серии п-ова Среднего и о-ва Кильдин, 3 — сероцветных пород кильдинской и волоковой серий п-овов Среднего, Рыбачьего и о-ва Кильдин; 4, 5 — дайки диабазов, секущей отложения кильдинский (4) и волоковой (5) серий, 6 — Восточно-Европейской платформы [12]

скорость (около 2 см в год) около 750 млн. лет назад. После того как Балтийский щит, повернувшись приблизительно на  $90^\circ$  против часовой стрелки, достигает  $45\text{--}55^\circ$  с. ш., вновь начинается его движение на юг с поворотом в обратную сторону. На рубеже венда — кембрия он располагается в приэкваториальных широтах ( $10\text{--}20^\circ$  ю. ш.), повернувшись относительно современного положения на  $55^\circ$  против часовой стрелки.

Максимальная скорость дрейфа (определенная только по изменению палеошироты) за рассматриваемый интервал времени (1000—600 млн. лет) в 2—2,5 раза больше средней скорости перемещения Балтийского щита в фанерозойское время, но не превосходит максимальную скорость для более раннего периода времени (2,5—1,0 млрд. лет) [26] и близка к скорости движения Восточно-Европейской платформы в интервале времени от перми до юры [12].

Данные по палеоширотам Балтийского щита в позднем рифее — венде не противоречат имеющимся материалам по стратиграфии, литологии и палеогеографии отложений кильдинской и волоковой серий Кольского полуострова и их аналогов на п-ове Варангер (Северная Норвегия). Так, отложения кильдинской серии, вероятно, отлагались в низких широтах, о чем свидетельствуют присутствующие в ней красноцветные разности пород и строматолиты [8]. Карбонатная седиментация в конце кильдинского времени происходила, видимо, в прибрежно-морских условиях с повышенной соленостью (псевдоморфозы по кристаллам каменной соли и ангидриту). В основании вендских отложений Северной Европы широко распространен лапландский ледниковый горизонт, возраст которого составляет 650 млн. лет. Этот ледниковый горизонт известен на п-ове Варангер в непосредственной близости от п-овов Среднего и Рыбачьего [16].

В заключение остановимся на палеомагнитных данных для п-ова Варангер. Палеомагнитный полюс по результатам изучения даек ( $\Lambda = 108$ ,  $\Phi = 41$ ;  $K\text{--}Ag$ -возраст 650 млн. лет) [22, 23] в складчатой зоне близок к палеомагнитным полюсам послескладчатой намагниченности изученных нами сероцветных пород ( $\Lambda = 82$ ,  $\Phi = 52$ ).

Предполагается, что это положение полюса соответствует направлению поля в момент внедрения даек. В пользу первичности говорит отсутствие сход-

ных полюсов в фанерозое. Отличие данного палеополюса от более древних полюсов Балтийского щита (см. рис. 5, полюса для интервала 1000—850 млн. лет) авторы определения объясняют латеральным смещением складчатого блока на 500—1000 км к юго-востоку вдоль разлома, который ограничивает с северо-востока платформенную зону. Так как близкие положения палеополюса (сравните данные [23] и наши на рис. 5) получены для даек, расположенных по разную сторону от этого разлома, то возможность такой интерпретации представляется маловероятной, тем более, что возраст пород, палеомагнитные полюса которых авторы данной гипотезы пытались сопоставить, различаются на 200—350 млн. лет.

## ВЫВОДЫ

1. Для верхнепротерозойских пород, слагающих северо-восточную окраину Балтийского щита, получены три группы палеомагнитных направлений с возрастом 750, 650 и 580 млн. лет.

2. Образование намагниченности первой группы направлений предшествовало надвиганию рыбацкого комплекса Тиманской складчатой зоны на окраину Балтийского щита, а намагниченность второй группы направлений возникла, по-видимому, в процессе или после формирования надвига.

3. Полученные палеомагнитные полюса восполняют пробел в траектории кажущегося перемещения полюсов для Балтийского щита и позволяют предполагать значительные движения последнего в рифее и венде.

4. Установлено, что диабазовая дайка на северо-восточной окраине Балтийского щита имеет направление намагниченности, близкое к направлению для ранневендских даек Тиманской складчатой зоны на севере п-ова Варангер. Этот факт ставит под сомнение выводы некоторых исследователей о дальнем латеральном перемещении в венде — кембрии складчатого блока относительно Балтийского щита вдоль краевого надвига.

Авторы выражают признательность Н. Я. Дворовой, О. А. Крежовских, И. А. Кудашевой и Е. А. Малеевой, принявшим участие в отборе и обработке палеомагнитных коллекций, а также К. Х. Авакяну, М. Л. Баженову, Г. З. Гурарию, В. Н. Ефремову, Г. А. Титкову, В. М. Трубишину, И. В. Цыгановой и А. В. Шипуновой — за постоянное внимание и неоценимую помощь в работе. Авторы также благодарят докторов Г. Билунда, У. Фарига и Д. Элстона за предоставленную возможность обработать часть коллекций в их лабораториях.

## Список литературы

1. Баженов М. Л., Моссаковский А. А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59—69.
2. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Палеомагнетизм меловых пород Северной Евразии: новые результаты и анализ // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1985. № 6. С. 88—100.
3. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки и палеомагнетизм // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89—101.
4. Беккер Ю. Р., Негруца В. З., Полевая Н. И. Возраст глауконитовых горизонтов и верхней границы гиперборей восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1123—1126.
5. Гуревич Е. Л., Слауцитайс И. П. Палеомагнетизм мезозойских осадочных и интрузивных пород Западного Шпицбергена // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / Ред. Хромов А. Н. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 18—30.
6. Колесов Е. В. Магнитостратиграфия среднепалеозойских пород серии мимердален на о-ве Западный Шпицберген // Палеомагнетизм и проблемы стратиграфической корреляции // Ред. Гончаров В. И. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 11—24.
7. Коноплева Н. Г. Расчленение и корреляция верхнепротерозойских и вендских отложений Кольского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1976. № 11. С. 50—61.
8. Крылов И. Н. Столчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия // Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1963. Вып. 69. 133 с.
9. Любцов В. В. К стратиграфии верхнего протерозоя северо-западной части Кольского полуострова // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд) / Ред. Акимов Г. Н. и др. Л.: Наука, 1979. С. 133—136.

10. Любцов В. В., Михайлова Н. С., Предовский А. А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1988. 132 с.
11. Негруца В. З. Стратиграфия гиперборейских отложений полуостровов Рыбачьего, Среднего и о-ва Кильдин // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы / Ред. Салоп Л. И. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. С. 153—186.
12. Палеомагнитология / Ред. Храмов А. Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
13. Погарская И. А., Гуревич Е. Л. Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / Ред. Храмов А. Н. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 6—18.
14. Поллард Дж. Справочник по вычислительным методам статистики. М.: Финансы и статистика, 1982. 344 с.
15. Рябушкин П. К., Чумаков Н. М. Предварительные результаты палеомагнитного изучения рифейских отложений полуострова Средний (Мурманская область) // II Всесоюзный съезд «Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм». Тбилиси: ТГУ, 1981. Ч. II. 175 с.
16. Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллонды. М.: Наука, 1978. 204 с.
17. Чумаков Н. М., Шипунов С. В. Новые результаты палеомагнитного изучения верхнерифейской кильдинской серии (Мурманская область) // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму: Тезисы докладов. Киев: ИГ АН УССР, 1986. 305 с.
18. Шипунов С. В. Выделение компонент многокомпонентной естественной остаточной намагниченности при палеомагнитных исследованиях // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / Ред. Храмов А. Н. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 173—185.
19. Шипунов С. В. О применении критерия внешней сходимости в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 5. С. 120—125.
20. Briden J. C., Duff B. A. Pre-Carboniferous palaeomagnetism of the Alpine orogenic belt // Paleoreconstruction of the continents / Eds McElhinny M. W., Valencio D. A. Wash.: D. S. 1981. P. 137—149.
21. Bylung G., Pesonen L. J. Paleomagnetism of mafic dykes of the fennoscandian shield // Mafic dyke swarms / Eds Halls H. C., Fahrig W. F. Ottawa, 1987. P. 201—220.
22. Kjode J. Paleomagnetism of Late Precambrian dolerite dykes from Varanger peninsula, north Norway // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1980. V. 21. P. 38—49.
23. Kjode J., Storevedt K. M., Roberts D., Gidskehaug A. Paleomagnetic evidence for large-scale dextral movement along the Trollfjord-Komagelv Fault, Finnmark, north Norway // Phys. Earth and Planet. Interiors. 1978. V. 16. P. 132—144.
24. Mardia K. V. Statistics of directional data. London: Acad. Press, 1972. 358 p.
25. McFadden P. L., Jones D. L. The fold test in paleomagnetism // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 67. P. 53—58.
26. Pesonen L. J., Leino M. A. H., Lammi A. Paleomagnetism of the Baltic Shield // The development of the deep geoelectric model of the Baltic Shield. Part. 1. Proceedings of the 1-st project symposium, Oulu, 15—18. II. 1983 / Ed. Hjelt S. E. Department of Geophysics: University of Oulu, 1983. Report № 8. P. 355—370.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
11.VI.1990

И С А Й В. М.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ

Описаны установленные по тектонофизическим данным феноменологические закономерности деформирования и разрушения массивов горных пород консолидированной коры в процессе разломообразования — иерархичность и упорядоченность строения, унаследованность развития и вертикальная зональность дизъюнктивов. Они проявляются в различных регионах и в разных тектонических режимах, отражают характерные существенные черты разломообразования, обусловленность их реологическими свойствами коры. Деформирование и разрушение в процессе разломообразования концентрируются в ослабленных по прочностным свойствам зонах разломов, для которых свойственна, при соответствующих размерах, многоэтапность развития. В течение каждого этапа формируются ранжированные системы, характеризующиеся строго упорядоченным строением и представленные различными структурно-вещественными парагенезами в разных термодинамических условиях, в том числе и на разных глубинах, что приводит к вертикальной зональности дизъюнктивов.

**Isay V. M. The faulting in the consolidated crust. *Geotectonics*. 1991. № 5.** The article describes the phenomenological laws of rock massifs strain and desintegration in the consolidated crust during the faulting process — hierarchy, coordinated structure, inherited development and the vertical zonality of disjunctives. They manifest themselves in various regions and in different tectonic regimes, they reflect essential and typical features of faulting which are explained by crust geological properties. Rock strain and desintegration in the faulting process are concentrated in faults zones with weakened strength properties which in case of a corresponding size have a multi—stage development. Range systems are known to be formed in each stage, they being characterized by well arranged structure and represented by different structure and substance parageneses in different thermodynamic conditions, including different depth conditions that leading to disjunctives vertical zonality.

Для построения теории тектогенеза, изучения динамики конкретных регионов, прогноза полезных ископаемых необходимо знание закономерностей деформирования и разрушения консолидированной коры, которые отражали бы наиболее существенные и устойчивые связи между силовыми воздействиями на горный массив и характером геомеханического поведения. При этом особый интерес представляют закономерности разломообразования, что связано как с широким развитием дизъюнктивов, так и с высокой активностью процессов, приводящих к их образованию. Подчеркнем, что разломы — это не просто геологические разрывы, нарушающие тот или иной структурный рисунок и смещающие толщи горных пород друг относительно друга. Это прежде всего деформационные структурно-вещественные элементы земной коры линейно-вытянутые в направлении  $\tau_{\max}$  (сколовые разломы, точнее, зоны скалывания) или  $\sigma_1$  (разломы отрыва), в которых достигается предел прочности горных массивов и осуществляется процесс разрушения (или, при соответствующих реологических условиях, вязкого течения), сопровождающийся в большей части разреза коры неупругим деформированием и динамометаморфическим преобразованием вещества, а также возникновением парагенезов, состоящих из пликативных и дизъюнктивных структур второго порядка<sup>1</sup>. Таким образом; процесс разломообразования это не столько процесс деструкции, сколько созидания.

Наиболее строгое выявление закономерностей разломообразования может

<sup>1</sup> Напряжения сжатия приняты положительными;  $\sigma_1$  — максимальное,  $\sigma_2$  — промежуточное,  $\sigma_3$  — минимальное главное нормальное напряжение.  $\tau_{\max}$  — максимальное касательное напряжение, равное половине разности между  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ .

быть осуществлено в рамках тектонофизики. Вначале производится полевое тектонофизическое изучение деформационных структурно-вещественных элементов, выясняются характерные и специфические черты их строения и кинематики. Причинная обусловленность этих черт определяется реологическими свойствами среды, которые выясняются главным образом на основании совместного анализа результатов полевой тектонофизики и экспериментов на геоматериалах при различных *PT*-условиях. При этом учитываются возможности применимости экспериментов на маленьких образцах к горным массивам и используются только те данные, которые удовлетворяют условиям подобия по отношению к процессу разломообразования. Сопоставление реологических свойств коры с характерными чертами строения и развития разломов ведет к установлению закономерностей разломообразования в коре изученных регионов.

Установленные закономерности проверяются на универсальность или на применимость к различным геодинамическим ситуациям. Такая проверка осуществляется: 1) путем анализа геолого-геофизических данных по различным регионам и существующих результатов тектонофизического моделирования; 2) путем проведения специальных тектонофизических экспериментов, нацеленных на определение множества механизмов и диапазона реологических свойств среды и граничных условий, для которых проявляется данная закономерность, а также полевых тектонофизических работ в интересующих регионах, тектонофизической интерпретации геофизических данных (прежде всего сейсмометрических) и построения комплексных моделей. В результате определяется область применимости той или иной закономерности, ее существенность для изучаемого процесса, а следовательно, и возможность признания ее либо общим геодинамическим феноменологическим законом, который проявляется всегда, когда реализуется разломообразование, либо частным, характеризующим только определенные ситуации.

Настоящая работа выполнялась автором в течение 9 лет и была бы невозможна без помощи и участия коллег по Лаборатории геофизического изучения докембрия Института геофизики АН УССР, в особенности О. Б. Гинтова. Полевые тектонофизические работы выполнялись на Украинском щите, в Западном Тянь-Шане и в Горном Крыму по методике, описанной в [4]. В результате проведенных исследований для сколовых разломов были установлены следующие закономерности разломообразования.

### **ЗАКОНОМЕРНОСТЬ ИЕРАРХИЧНОСТИ И УПОРЯДОЧЕННОСТИ**

Характерной чертой процесса разломообразования в коре изученных регионов является ранжированность и строгая упорядоченность строения разломов [4]. Разломы Украинского щита (УЩ) представляют собой ранжированные системы с упорядоченным внутренним строением, охватывающим одновременно иерархические уровни, линейные размеры которых могут различаться на 10—11 порядков (рис. 1). На мегауровне в строении разлома участвуют одна или несколько разновозрастных зон скалывания<sup>2</sup>. В свою очередь на макроскопическом уровне зоны скалывания представляют собой упорядоченные системы, состоящие из закономерно расположенных эшелонированных и элементарных сколов, генетически и пространственно связанных с ними складок и псевдоскладок типа коленообразных изоклинальных, скалывания, волочения и S-образного подворота, структур сжатия, а также структур растяжения. Обобщенная идеализированная модель зоны скалывания УЩ представлена на рис. 2.

Векторы подвижек по однотипным сколам различных масштабных уровней являются коллинеарными, а движение на каждом уровне осуществляется за счет подвижек по сколам более высокого порядка (зоны скалывания никогда

<sup>2</sup> В строении крупных разломов участвуют разновозрастные зоны скалывания, о чем подробнее будет сказано ниже.

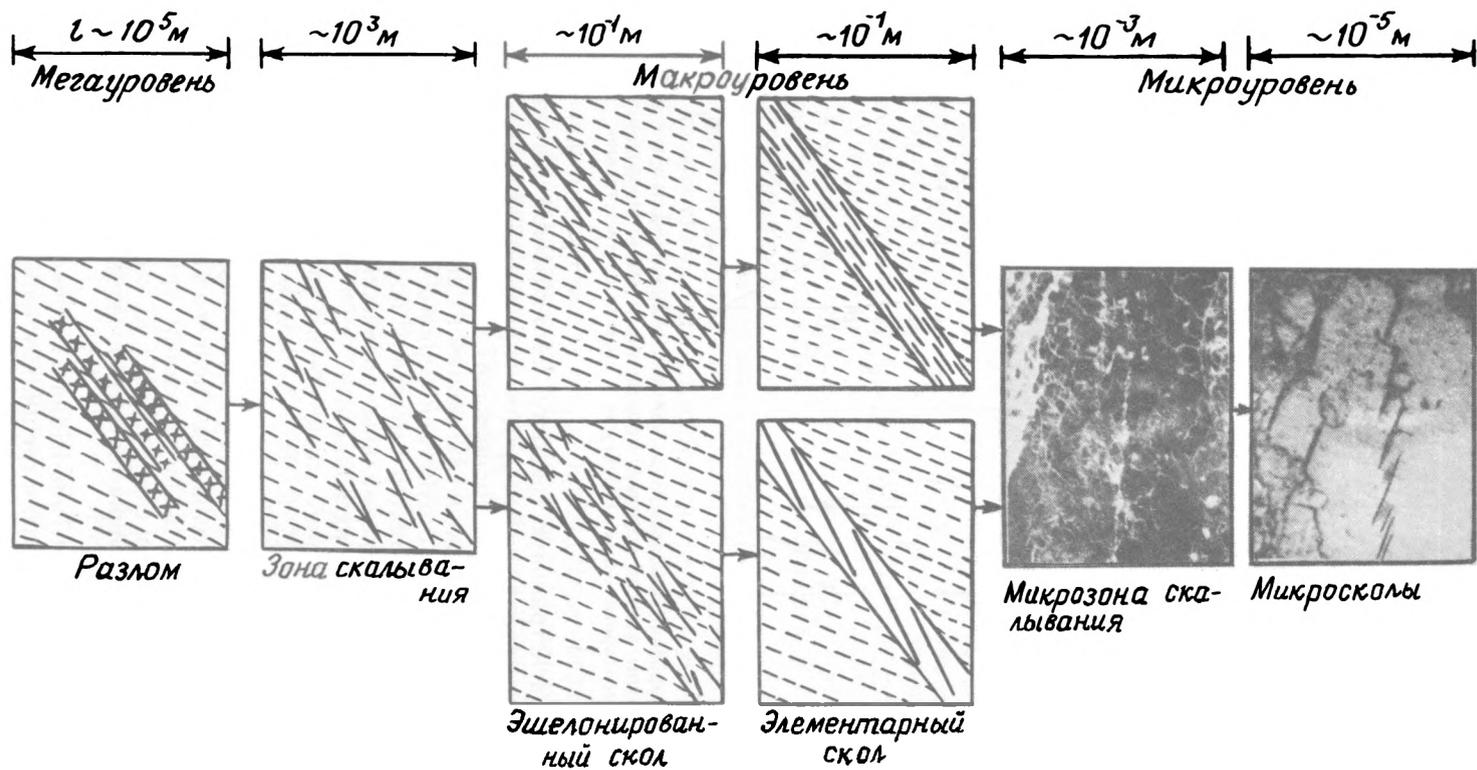


Рис. 1. Иерархичность и упорядоченность строения сколовых разломов

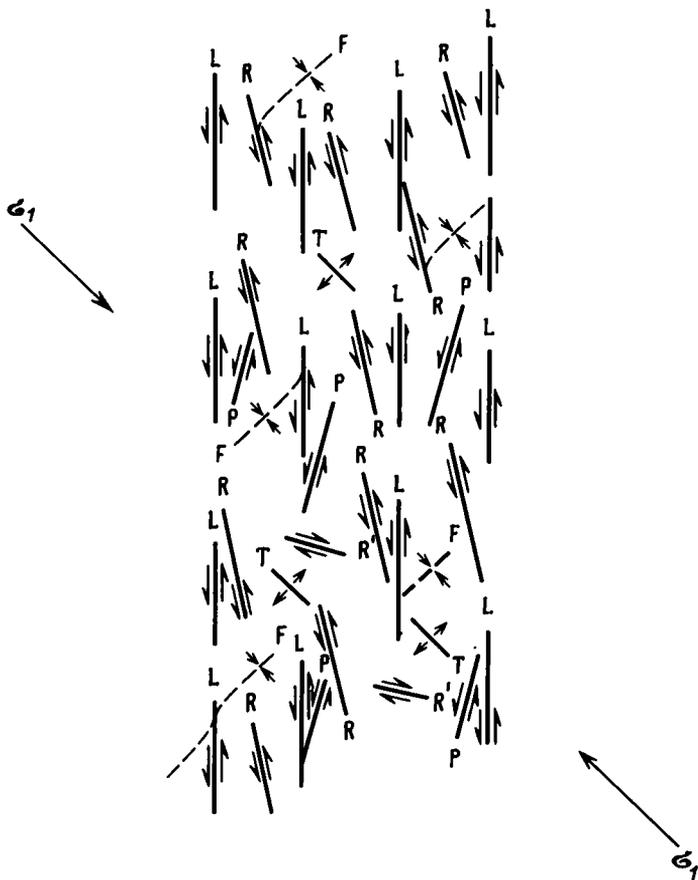


Рис. 2. Идеализированная модель зоны скалывания Украинского щита. L, R, P, R', T, F-структуры второго порядка: продольные и косые эшелонированные и элементарные сколы, структуры и сжатия соответственно

не вырождаются в магистральную трещину). Это позволяет изучать кинематику разломов на любом иерархическом уровне и применять традиционно употребляемый термин «структура второго порядка» как к эшелонированным, так и к элементарным сколам, а также к слагающим их сколовым структурам. Зона скалывания при этом является структурой первого порядка, а разлом — надпорядковым образованием. Характер смещений по структурам на всех масштабных уровнях однотипен: максимальные подвижки происходят в средних частях сместителей и затухают к их концам.

Продольные L-сколы некоторого масштабного уровня могут состоять либо только из L-сколов, либо из R', R, P и L-сколов более высокого порядка. В последнем случае их строение становится аналогичным строению зоны скалывания, изображенному на рис. 2. Косые сколы формируются только за счет параллельных им однотипных сколов более мелкого масштаба. На микроуровне наряду с многочисленными катакластическими трещинами, совпадающими с границами зерен, с плоскостями спайности и т. д., выделяются микрозоны скалывания, состоящие из закономерно ориентированных микросколов и микротрещин отрыва (см. рис. 1).

В Чаткало-Кураминской зоне Тянь-Шаня и в Горном Крыму наряду с многочисленными разноориентированными трещинами наблюдаются ранжированные системы со строго упорядоченным внутренним строением. Они состоят из законо-

мерно ориентированных трещин отрыва и скалывания. Последние являются аналогами элементарных сколов УЩ. Трещины скалывания, являясь L-сколами, могут состоять из кулисообразных рядов более мелких трещин отрыва и скалывания. Сами они зачастую объединяются в эшелоны трещин, подобные эшелонированным сколам УЩ. Эти эшелоны, являясь косыми сколами, состоят из параллельных им косых трещин скалывания. Если они являются L-структурами, то могут слагаться из трещин отрыва и различных типов трещин скалывания. Таким образом, здесь в приповерхностных условиях наблюдается тот же иерархический ряд, за исключением микроуровня и с практически полным отсутствием складчатых структур второго порядка, со строго упорядоченным внутренним строением, что и на УЩ, где разломообразование проходило при высоких *PT*-условиях.

Приведенному пространственному ряду соответствует следующий временной ряд формирования разломов: этап — стадия — фаза. В течение этапа разломообразования под действием отвечающего ему поля напряжений образуются зоны скалывания соответствующего направления. В рамках каждого этапа выделяется несколько последовательных стадий развития зоны скалывания, во время которых формируются сколы и генетически связанные с ними другие структуры второго порядка. На первой стадии появляются косые сколы Риделя  $R'$  и  $R$ , на второй — обратные  $P$ -сколы, на третьей — продольные  $P$ -сколы. Для некоторых механизмов и реологических условий сколообразованию может предшествовать стадия общего пликативного деформирования (например, в случае среза [30]). Однако в большинстве ситуаций эта стадия отсутствует. Пластическая деформация при разломообразовании концентрируется в пределах достаточно узких деформационных полос, где и осуществляется сколообразование. За пределами этих полос напряжения не превышают предел упругости. В приповерхностных условиях одновременно с появлением  $R'$ - и  $R$ -трещин скалывания могут формироваться трещины отрыва.

В процессе формирования скола обособляются две фазы.

1. Концентрация напряжений и локализация деформаций (напряжения не превышают предел прочности). В приповерхностных условиях эта фаза структурно не выражена. На глубине она сопровождается пластическими преобразованиями и формированием деформационной полосы, являясь пликативной фазой.

2. Возникновение и развитие скола (преодоление предела прочности). В приповерхностных условиях появляется трещина скалывания или отрыва. При повышенных *PT*-условиях возникает скол, после чего в соответствующих условиях могут формироваться складки волочения, либо при высоких всесторонних давлениях ( $\sigma_6$ ) сколообразование завершает процесс деформирования в данной деформационной полосе и происходит «переключение» на другую, пространственно разобщенную с ней область, где осуществляется новая концентрация напряжений и возникает новый скол.

Отмеченное свойство является характерной чертой процесса разломообразования не только для изученных регионов, но для всей коры. В работах [3, 4, 21, 30, 34, 39, 41, 42] показано, что формирование зон скалывания независимо от масштаба явления всегда сопровождается образованием структур второго порядка. Зона сдвига определенного масштаба всегда формируется системой сдвигов масштаба на порядок выше [42]. В различных реологических условиях зоны скалывания представлены различно выраженными структурами второго порядка, среди которых могут доминировать те или иные типы (или проявляться только определенные из них) [3, 4, 11, 12, 18, 19, 21, 24, 25, 28, 30, 41, 42], однако свойство иерархичности и упорядоченности строения сохраняется.

Существование ранжированности и длительность иерархического ряда определяются тем, что поле напряжений при разломообразовании охватывает некоторый объем, а разрушение начинается в точке, точнее, во многих точках и в зависимости от интенсивности процесса и *PT*-условий его реализации охва-

тывает то или иное количество масштабных уровней. Другими словами, ранжированность разломов определяется масштабом процесса разломообразования, его интенсивностью и реологией среды.

В горных массивах структурообразование начинается на том масштабном уровне, где реализуются микромеханизмы деформирования. При низких всесторонних давлениях ( $\sigma_6 < 100$  МПа) в разломах отсутствует микроуровень, так как катаклиз реализуется на макроуровне. Высокие  $\sigma_6$  приводят к тому, что катакластические процессы протекают на минерально-породном уровне. Увеличение амплитуды смещения крыльев разломов требует в различных *PT*-условиях вовлечения в процесс все более низких иерархических уровней. Для реологических обстановок, близких к условиям перехода от хрупкости к пластичности Орована—Моги—Баерли или их превосходящих, когда подвижки по готовым трещинам невозможны, образование структур второго порядка является непосредственным следствием (и одновременно условием) катакластической пластичности. В этих ситуациях реализация некоторого смещения требует появления большого числа сколовых поверхностей (элементарных сколов), объединяющихся в широкие полосы (эшелонированные сколы).

Для низких давлений в изначально нарушенном объеме под действием тектонической нагрузки достаточной величины новые разрывы не возникнут только тогда, когда в нем есть соответствующим образом ориентированные трещины, длина и количество которых достаточны для реализации возможной амплитуды смещения. По отношению к процессам разломообразования, охватывающим области коры с размерами  $l_1 > 10^5$  м, это условие не соблюдается. Так, если в приповерхностных условиях ( $\sigma_6 \approx 0$ ) диапазон ориентировок трещин, по которым в данном поле напряжений возможны подвижки, достаточно велик [4], то с глубиной в связи с ростом фрикционного трения [32] этот диапазон резко сужается. В результате уже на небольших глубинах значительно сокращается количество трещин, пригодных для движений под действием некоторой конкретной тектонической нагрузки. В такой ситуации реализация перемещения крыльев разлома по существующим трещинам возможно только при условии, что размеры тех из них, по которым возможны движения, —  $l_2 > l_1 > 10^5$  м. Но таких трещин в земной коре нет. Действительно, подвижки по трещине возможны только выше границы Орована—Моги—Баерли, т. е. с кинематической точки зрения размеры любой трещины по глубине ограничены первыми километрами, в то время как характерные размеры нагруженной области в разрезе коры значительно больше. Таким образом, в процессе разломообразования под действием тектонических нагрузок, приводящих к структурообразованию при высоких *PT*-условиях, в приповерхностных горизонтах также обязательно формируются новые трещины скалывания и отрыва.

Поскольку для разрывов существует связь между величиной подвижки и длиной сместителя, то мелкие трещины обеспечивают малую амплитуду. Возрастание последней с необходимостью ведет к образованию новых трещин, увеличению их числа и длины, а также объединению в эшелоны, т. е. осуществляется переход на более низкий масштабный уровень.

Для объяснения ранжированности разломов важную роль играет также и наличие в коре разномасштабных неоднородностей, на которых локализуется структурообразование. Из всей массы неоднородностей тектоническая нагрузка «выбирает» благоприятно ориентированные неоднородности на мегауровне, где происходит концентрация напряжений. Такой выбор осуществляется до самого высшего уровня — того, на котором действуют микромеханизмы деформации и где начинается непосредственное структурообразование, последовательно переходящее на все более низкие уровни.

Переход на низший уровень не означает прекращения деятельности высшего, где структурообразование продолжается. Процесс разломообразования идет на всех уровнях одновременно. Например, в разломах УЩ наблюдаются одновременно зародыши элементарных сколов — деформационные полосы без смести-

телей, вполне сформировавшиеся элементарные сколы, не входящие в состав эшелонов, а также эшелонированные сколы, состоящие из элементарных, находящихся на разных стадиях формирования. Кроме того, на УШ локализация структурообразования в пределах потенциальной зоны скалывания идет сразу по всему ее объему. Если допустить обратное, то мы с неизбежностью должны были бы наблюдать подвороты L-сколов под R и P, чего нет.

Свойство упорядоченности строения разломов связано с тем, что в горном массиве действует закон, с той или иной степенью адекватности описываемый феноменологическими теориями прочности, согласно которому существует функциональная связь между ориентировкой главных осей тензора напряжений и положением структур второго порядка. Постоянство этой связи на всех масштабных уровнях некоторого объема  $i$  связано с тем и свидетельствует о том, что по отношению к крупномасштабным процессам разломообразования консолидированная кора в пределах этого объема является квазиоднородной и квазиизотропной средой. Прибавка «квази» кроме традиционного учета неоднородностей с  $l_2 \ll l_1$  означает также наличие таких неоднородностей, которые при  $l_2 \sim l_1$  практически не искажают геометрии структур и ориентировки траекторий главных осей поля напряжений. К этим неоднородностям относятся ослабленные по прочностным свойствам зоны (модуль Юнга  $E$  и коэффициент Пуассона  $\nu$  практически не меняются), которыми являются реально или потенциально существующие крупные разломы.

Соблюдение макроскопических теорий прочности в изначально трещиноватой среде при различных  $PT$ -условиях объясняется практическим отсутствием искривлений траекторий главных осей тензора тектонических напряжений (с  $l > 10^5$  м) за счет существующих трещин. Для  $\sigma_6$ , превосходящих величины, требуемые для перехода от хрупкости к пластичности, это утверждение справедливо постольку, поскольку подвижки ни по каким трещинам невозможны и, следовательно, горный массив ведет себя как ненарушенный. При низких  $\sigma_6$  степень искажения поля напряжений зависит от амплитуды смещения крыльев трещин и от величины  $\sigma_6$  [15]. Для мелкой трещиноватости с  $l_2 \ll l_1$  характерны малые амплитуды и незначительные искажения регионального поля напряжений. По мере нарастания  $\sigma_6$  с глубиной, даже при значительных длинах сместителей, уже с нескольких сотен метров размер области влияния трещин на переориентацию осей напряжений становится несоизмеримо малым по сравнению с длиной трещины. Для  $PT$ -условий выше границы Орована—Моги—Баерли по благоприятно ориентированным трещинам могут идти подвижки, но при соответствующих величинах нагрузки и смещения формируются новые разрывы, строго соответствующие геометрии макроскопического поля напряжений.

Что касается упругой анизотропии горных массивов, то, во-первых, она резко уменьшается с ростом  $\sigma_6$  [4, 9, 13]. Во-вторых, анизотропия существенно влияет прежде всего на тензор деформации. Для полей напряжений, линейно зависящих от декартовых координат (например, регулярных полей, характерных для земной коры), справедливо утверждение, что при прочих равных условиях напряженные состояния в изотропной и анизотропной средах одинаковы [20]. Следовательно, ориентировка разрывов также не меняется. Это свойство подтверждается полевыми наблюдениями [4] и многочисленными экспериментами на геоматериалах [13].

С учетом изложенного можно сформулировать следующую закономерность: под действием тектонических напряжений, охватывающих горный массив некоторого масштабного уровня, в связи с реализацией микромеханизмов на высших уровнях и необходимостью вовлечения в структурообразование низших уровней *в процессе разломообразования формируются ранжированные системы, линейные размеры которых могут отличаться более чем на 10 порядков и которые характеризуются упорядоченным внутренним строением с неизменной связью на разных масштабных уровнях между однотипными и одновозрастными структурами второго порядка и ориентировкой главных осей тензора напряжений, что*

обусловлено квазиоднородностью геологической среды по отношению к этому крупномасштабному процессу.

Описанная закономерность характерна для различных геодинамических обстановок и проявляется как под действием нагрузжений, не сопровождающихся вращением, так и содержащих элемент вращения, причем и в однородной среде, когда локализация структурообразования задается граничными условиями, и в неоднородной среде. В различных ситуациях реализации закономерности характеризуется специфическими проявлениями, обусловленными характером нагружения, граничными условиями и свойствами среды.

Так, например, для УШ характерны следующие проявления закономерности иерархичности и упорядоченности строения разломов: структуры второго порядка равномерно распределены по всей ширине зоны скалывания, отсутствует стадия общего пликативного деформирования, в рамках элементарных объемов (т. е. таких, в которых поля напряжений регулярны) ориентировки однотипных структур второго порядка равны, а также некоторые другие. Учет этих проявлений позволяет заключить, что здесь действовали нагружения, не сопровождающиеся вращением, причем они реализовывались в среде, содержащей ослабленные по прочностным свойствам зоны [4, 7, 31].

Для геодинамических ситуаций, сопровождающихся вращением, эта закономерность также сохраняется, но приобретает свои специфические черты. Тот или иной кинематический тип скола, зарождаясь под неким углом к осям напряжений, впоследствии меняет свою ориентировку, испытывая вращение. Расшифровка морфологии, стадийности формирования скалывания и решение кинематических задач тектонофизики в этом случае означает и одновременный учет вращения.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТЬ УНАСЛЕДОВАННОСТИ ПРОЦЕССА РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ**

Следующей характерной чертой процесса разломообразования является длительность и унаследованность развития крупных разломов. Как отмечается в классических работах по разломной тектонике, дизъюнктивы являются самыми консервативными и устойчивыми структурами коры, не мигрируют в пространстве и развиваются по одним и тем же тектоническим швам в течение нескольких геологических периодов или даже эр [2, 17, 18, 22, 27].

На территории УШ в истории развития крупных разломов проявляется несколько этапов, в то время как мелкие разрывы формируются в течение одного из них. Одноэтапные разрывные нарушения в пределах крупных разломов являются морфокинетическими аналогами друг друга. Зачастую структурно однотипно выраженные этапы проявляются в ряде разломов. Процессы разломообразования охватывают большие территории, оказывая влияние на многие ее структурные элементы. Этап разломообразования является не просто периодом жизни разлома, но одновременно (главным образом) и этапом деформирования и разрушения больших объемов литосферы, к которым приложены тектонические нагрузки (рис. 3). При этом в межразломных зонах напряжения не превышают предел упругости, тогда как в разломах они достигают предела прочности.

Для каждого разлома выделяется основной, или главный, этап, в течение которого разлом обособляется как единое структурное образование с соответствующими основными зонами скалывания. В крупных разломах в течение всех проявленных в них этапов разломообразования резко усиливается по сравнению с вмещающими блоками интенсивность тектонических движений, динамометаморфическая выраженность структур второго порядка и возрастает количество последних. Структурообразование тяготеет к областям реально или потенциально существующих разломов (унаследованность развития), но при этом в течение каждого этапа разломообразования формируются новые системы сколов, даже если направление смещения изменилось по сравнению с предыдущими этапами всего на несколько градусов (наложенность развития, или свой-

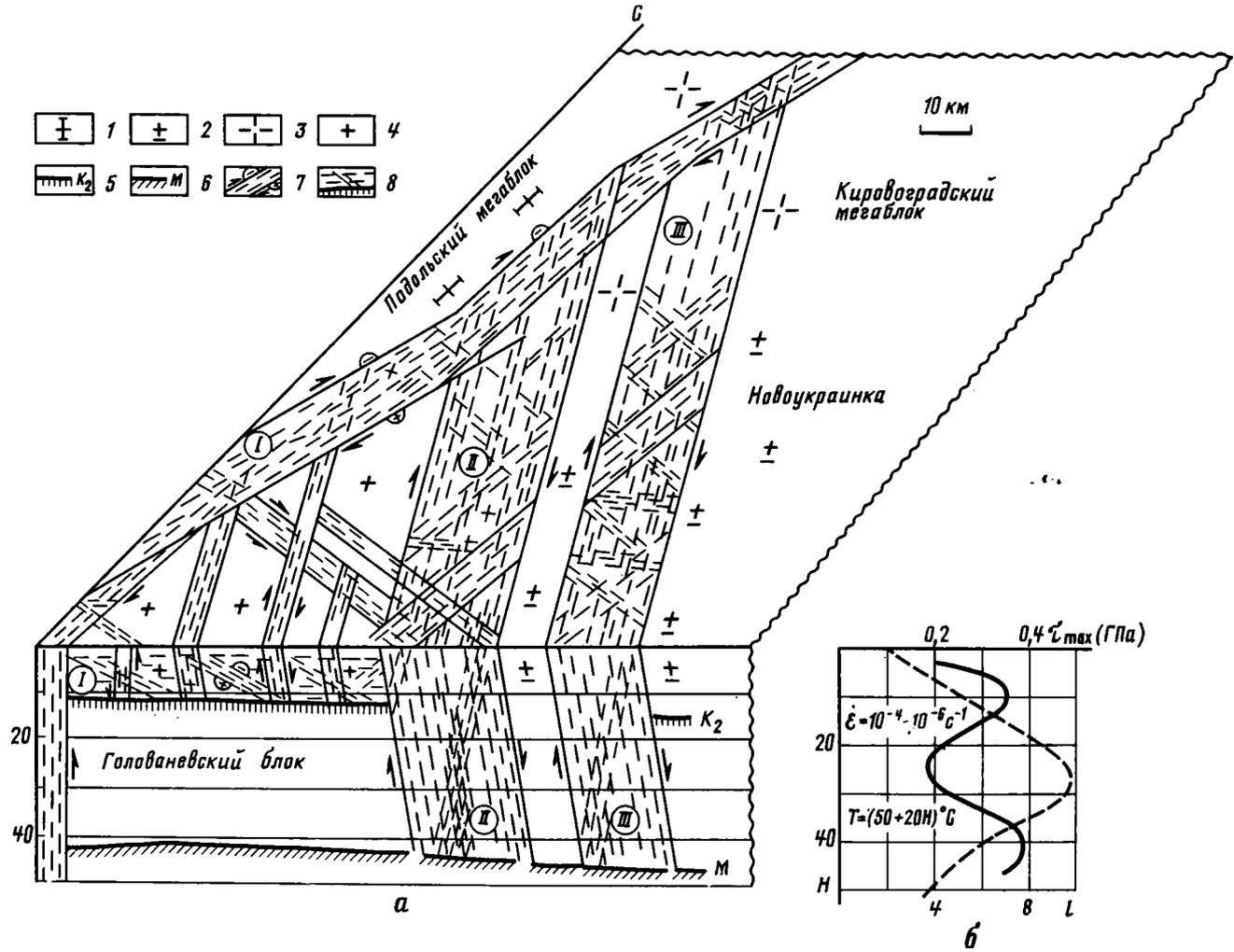
ство новообразования). При наличии разноориентированных ослабленных разломных зон возможна одновременная реализация двух сопряженных зон скалывания. Они пространственно разобщены, и каждая из них возникает в благоприятно ориентированном дизъюнктиве. В каждой системе существуют свои синтетические (продольные и косые) и антитетические (косые) сколы (см. рис. 3).

Таким образом, мы приходим к известному тектоническому принципу унаследованности, обоснованному в ряде работ [2, 17, 26, 27]. С учетом изложенного он состоит в единстве и противоборстве двух начал — унаследования (приуроченность структурообразования к крупным разломам) и наложенности (новообразование зон скалывания и соответствующих им структур второго порядка как в пределах крупных, так и в мелких внутриблоковых разломах). Отмеченное свойство является важнейшей чертой разломообразования в консолидированной коре и характерно для всех крупных разломов, что, в частности, следует из [6, 18, 22, 29].

Реологическая обусловленность унаследованности разломообразования, частично проанализированная ранее [6], состоит в том, что многоэтапность развития разломов связана с существованием в коре ослабленных по прочностным свойствам зон, которыми являются реально или потенциально существующие разломы. Действительно, из анализа реологических условий деформирования и разрушения следует, что в консолидированной коре наиболее благоприятные, а для случая дополнительного сжатия и необходимые условия для разломообразования могут возникать либо в ослабленных по прочностным свойствам зонах — в неоднородностях с пониженными предельными характеристиками, но практически неизменными  $E$  и  $\nu$ , либо в местах концентрации девиаторных напряжений, связанных с существованием неоднородностей среды (разрывы, контакты сред с различными упругими модулями и т. п.) или с изменениями граничных условий, приводящих к локализации структурообразования в некоторой зоне. Совместный анализ экспериментальных и полевых тектонофизических данных позволяет при объяснении унаследованного развития крупных разломов отдать предпочтение концепции ослабленных зон [6, 7].

В самом деле, свойство унаследованности нельзя объяснить локализацией деформирования на неоднородностях среды, так как в этом случае нарушается свойство новообразования и закономерности иерархичности и упорядоченности строения разломов, а также не соблюдается характерная, например для УШ, тождественность морфокинематики одновозрастных сколовых нарушений, развитых в крупных разломах и в межразломных зонах. Кроме того, с глубиной по мере нарастания  $\sigma_3$  существенно ослабевают возможные контрасты  $\nu$ , резко сокращаются области влияния трещин, а также стремятся к нулю величины напряжений, обусловленных разрывом [4, 15, 32], т. е. неоднородности не могут объяснить свойство унаследования.

Это свойство не может быть объяснено и изменениями граничных условий. Во-первых, существует много разломов, прослеженных сейсмометрией на большие глубины [23], тогда как в однородной среде разломы не могут существовать ниже 10—20 км как из-за упрочнения средней части коры [6], так и из-за реологической расслоенности литосферы, не допускающей в однородном горном массиве проникновения разломов глубже границы Орована—Моги—Баерли [14]. В ослабленных же зонах предел прочности понижен и может достигаться на всех уровнях коры, в том числе и в области прочностного максимума. Во вмещающих блоках избыточные нагрузки, возникающие в процессе разломообразования, ниже предела прочности и, вероятно, не превосходят предел упругости, что делает возможным существование разломов глубже границы перехода от хрупкости к пластичности и локализацию в них различных типов механического поведения. Во-вторых, в консолидированной коре существуют сопряженные зоны скалывания, т. е. возникшие в одном поле напряжений и характеризующиеся взаимной перпендикулярностью и противоположным направлением смещения. Каждая из них приурочена к крупным разломам с близкими по отноше-



нию к ней элементами залегания. Это нельзя объяснить изменениями граничных условий, но удовлетворяет концепции ослабленных зон. Наконец, модельные эксперименты на однородных материалах также показывают, что в них унаследованность не проявляется. Она реализуется как под действием поверхностных, так и массовых сил только в моделях, содержащих ослабленные зоны (рис. 4).

Приведенные доводы подтверждаются тем, что разломы консолидированной коры реально являются ослабленными по прочностным свойствам зонами, так как в них повышены микро- и (или) макротрещиноватость, обводненность и газонасыщенность пород, а следовательно, понижены пределы упругости и прочности горных массивов. Таким образом, свойство унаследования разломообразования связано с внутренним реологическим строением консолидированной коры — с существованием в ней ослабленных по прочностным свойствам зон, а не с внешними факторами.

Одним из проявлений свойства унаследованности является длительность существования крупных разломов, которая связана с тем, что в большинстве случаев ослабленная зона, возникнув однажды, всегда остается таковой. Появление в коре первых ослабленных зон может быть связано с формированием первых разломов, с существованием первичной неоднородности геологической среды, с появлением на каком-то этапе эволюции областей, характеризующихся аномальными температурами, и т. д. После своего появления ослабленная зона на протяжении дальнейшего развития коры характеризуется пониженной прочностью. Так, в центральной части УЩ ослабленные зоны начали «работать» примерно на границе архея и протерозоя. С этого времени, на протяжении всех этапов разломообразования, которых было минимум 13 [4], структурообразование тяготеет к этим зонам. Здесь оно проходило при более низких давлениях, чем в окружающих блоках, о чем свидетельствует пониженная степень динамометаморфизма тектонитов в крупных разломах по сравнению с региональным метаморфизмом и динамометаморфизмом пород во внутриблоковых разломах. Более того, разломы УЩ и сегодня являются ослабленными зонами — они представляют собой дилатансионно разуплотненные тела [1]. Степень ослабленности крупного разлома достигает своего максимума во время его главного этапа разломообразования. В центральной части УЩ разломов — Тальновского, Звенигородско-Братского и Первомайского, распространены исключительно в их пределах (см. рис. 3).

Рис. 3. Принципиальная блок-схема строения центральной части Украинского щита (а) и график изменения прочностных свойств и сейсмической расслоенности в разрезе коры (б)

1, 2 — нижний протерозой, кировоградско-житомирский комплекс: 1 — уманские граниты и динамометаморфиты биотитовые, серые и розовато-серые, порфиробластические; 2 — кировоградские граниты и динамометаморфиты розовые, серые и зеленовато-серые, биотитовые и амфибол-биотитовые, порфиробластические; 3, 4 — архей: 3 — амфибол-биотитовые, биотитовые, амфиболовые породы звенигородского комплекса; 4 — породы подольского чарнокитового комплекса; 5, 6 — сейсмические раздели (по [10]); 7 — субвертикальные зоны скалывания и разломы; 8 — субгоризонтальный разлом, отождествляемый с коровым сейсмическим инверсионным слоем. Знак минус — крыло разлома движется от наблюдателя, а знак плюс — на него. Стрелки указывают направление относительного движения в данной плоскости. Штрихи внутри дизъюнктивов соответствуют продольным сколам. Одновозрастные сколы характеризуются постоянной ориентировкой.

В строении субвертикальных разломов центральной части УЩ участвуют крутопадающие сколы следующих этапов: емилковского (310°), первомайского (345°), веселокутского (7°), богуславского (30°), тальянковского (25°), калмазовского (12°) и булацеловского (283°). Для первомайского, калмазовского и булацеловского этапов существуют сопряженные субгоризонтальные системы сколов, проявленные в субгоризонтальном разломе. Цифры внутри разрывных нарушений: I — Тальновский, II — Первомайский, III — Звенигородско-Братский, IV — субгоризонтальные крупные, ослабленные по прочностным свойствам разломные зоны, к которым приурочено структурообразование (в процессе разломообразования); 1 — Молдовский, 2 — Капитанковский, 3 — Чаусовский, 4 — Емилковский, 5 — Перегоновский, 6 — Врэдиевский внутриблоковые разломы.

Кривые на графике: 1 — максимальных касательных напряжений (по [6]); 2 — сейсмической расслоенности консолидированной коры центральной части УЩ (по данным А. А. Трипольского [23])

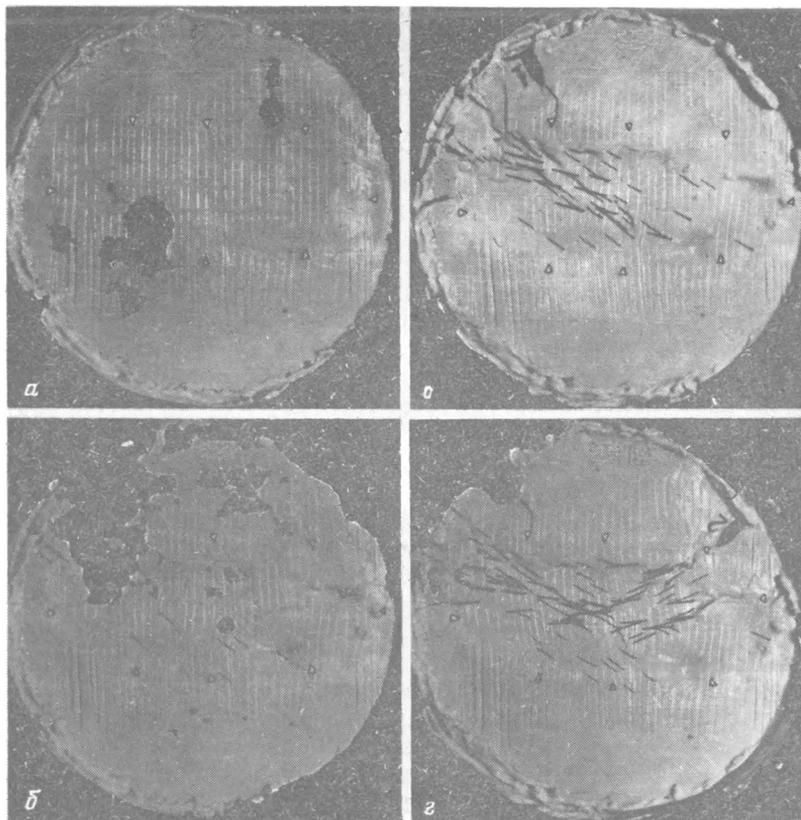


Рис. 4. Унаследованность разрывообразования в моделях с ослабленной зоной для двух этапов деформирования при различных ориентировках осей сжатия: *а* — модель до нагружения; *б* — начальная, *в* — конечная стадии первого этапа деформирования; *г* — второй этап деформирования. Эксперимент выполнен В. Б. Кобылянским на установке «Разлом». Ослабленная зона ограничена незалитыми треугольниками. Стрелками показаны ориентировки осей максимального сжатия, для первого (1) и второго (2) этапов нагружения

Надежность процесса разломообразования, которая выражается в новообразовании зон скальвания и соответствующих им структур второго порядка в рамках крупных разломов, объясняется тем, что в связи с пониженными предельными характеристиками в ослабленных зонах концентрируются процессы деформирования и разрушения. При этом для *PT*-условий ниже границы перехода от хрупкости к пластичности, содержащей в ослабленной зоне разрывы, под действием тектонической нагрузки возникает новое структурообразование, так как подвижки по готовым трещинам невозможны. В процессе нового нагружения, в связи с тем, что  $l_2 \ll l_1$ , для условий выше этой реологической границы также возникнут новые системы сколов, соответствующие этому нагружению. Сказанное относится и к новообразованиям за пределами крупных разломов. Приведенное объяснение наложенности согласуется с результатами экспериментов на образцах горных пород и на эквивалентных материалах [7, 13, 36] (см., в частности, рис. 4).

Процесс разломообразования характеризуется избирательностью: из всего множества разломов поле напряжений «выбирает» те, осевые плоскости которых близки к одной из плоскостей  $\tau_{\max}$ . В благоприятно ориентированном разломе развивается соответствующая ему система сколов — одна из двух возможных, ориентировка которой не искажается разломом и определяется приложенным к горному массиву полем тектонических напряжений (см. рис. 3 и 4). Эксперименты на эквивалентных материалах свидетельствуют, что в моделях, содер-

жащих разноориентированные ослабленные зоны, как раз и проявляется такая ситуация: поле напряжений «выбирает» благоприятно ориентированные зоны, где и идет структурообразование [7]. Аналогичный результат получен и на геоматериалах, содержащих ослабленные зоны: в этих зонах концентрируются разрывы тех кинематических систем, которые близки им по ориентировке [33].

Свойство избирательности проявляется на всех иерархических уровнях разломов. Это может быть объяснено следующим образом. Во-первых, избирательность на разных масштабных уровнях, в том числе и таких, характерные размеры которых значительно меньше размеров крупной ослабленной зоны, связана с тем, что размеры площадок, совпадающих по ориентировке с одной из плоскостей  $\tau_{\max}$ , а значит, и интенсивность движений по ним значительно превосходят размеры тех площадок, которые совпадают с сопряженной  $\tau_{\max}$ . Последние, таким образом, попадают в динамически невыгодные условия и поэтому на всех масштабных уровнях практически не реализуются. Во-вторых, в пределах крупных разломов возможна и в ряде случаев реально существует иерархия ослабленных зон: 1) крупные зоны, с размерами, характерными для крупных разломов, 2) более мелкие, соответствующие зонам скальвания, 3) еще более мелкие, увязывающиеся с эшелонированными сколами. Такая иерархия ярко проявлена, например, в пределах Звенигородско-Братского разлома УЩ (см. рис. 3). Здесь формирование зон скальвания приурочено к крупной ослабленной зоне. В пределах основных зон скальвания повышено распространение зон скальвания других этапов. На уровне эшелонированного скола наблюдается локализация в нем разновозрастных сколов, которые за его пределами либо ослабевают, либо не развиты вообще. Иерархия ослабленных зон также ведет к избирательности разрывов на всех масштабных уровнях.

Неунаследованность развития мелких внутриблоковых разломов связана с изменением прочностных свойств горных массивов с глубиной. Прочность пород повышена в средней части коры, следовательно, наиболее благоприятными для разломообразования являются ее верхняя и нижняя части. Поэтому внутриблоковые разломы, которые могут быть приурочены к относительно мелким неоднородностям коры, не должны распространяться глубже 10—20 км [6]. В силу ограниченности внутриблоковых разломов по падению и малой протяженности по простиранию, они практически не нарушают однородности среды по отношению к значительно более крупномасштабному процессу разломообразования, так что для них унаследованность развития не характерна.

Резюмируя, можно сформулировать следующую закономерность. Вследствие облегченности разрушения пород в ослабленных зонах *для геологических процессов, приводящих к формированию крупных разломов, характерна унаследованность развития, которая выражается в многократном новообразовании разновозрастных разрывов в рамках крупных ослабленных по прочностным свойствам дизъюнктивов*; за пределами последних образуются отдельные мелкие внутриблоковые разломы, которые слагаются из структур, возникших в течение одного из этапов разломообразования.

Закономерность унаследованного развития процесса разломообразования проявляется при различных видах тектонического нагружения в среде, содержащей ослабленные по прочностным свойствам зоны, отличаясь в каждой геодинамической обстановке специфическими проявлениями. Учет специфических черт проявления данной закономерности на УЩ, к числу которых, в частности, относится формирование в благоприятно ориентированных ослабленных зонах сопряженных зон скальвания с соответствующими продольными сколами, позволяет заключить, что здесь действовали механизмы нагружений, не приводящие к появлению элемента вращения [7].

Для разломов земной коры характерна вертикальная зональность, выражающаяся в смене структурно-вещественных парагенезов в разрезе. Это свойство разломов и разломных тектонитов обсуждалось во многих работах [8, 10, 14, 16, 25, 28, 29, 32, 35, 38, 40], в том числе оно анализировалось и автором [5, 6].

Реологическая обусловленность вертикальной зональности состоит в ее связи с реологической расслоенностью земной коры, т. е. со сменой типов микромеханизмов деформирования и разрушения пород в зависимости от глубины ( $PT$ -условий) в пределах дизъюнктивов. В зависимости от величины тектонической нагрузки:  $\sigma_T$ , эффективного всестороннего давления:  $\sigma_{б.эф} = \sigma_b - \sigma_n$  (где:  $\sigma_n$  — поровое давление), температуры  $T$ , дифференциального напряжения  $\Delta\sigma_T = 2\tau_{max}$  и скорости деформации  $\dot{\epsilon}$ , характерных для условий консолидированной коры возможны различные типы реологического поведения горных массивов: I — хрупкий, II — квазихрупкий, III — квазипластический, IV — псевдопластический (пластическо-катакластический) и V — пластический (пластическо-дислокационный) [5]. Они отличаются друг от друга формой кривых напряжение — деформация и деформация — время, характером деформирования и разрушения, величиной остаточной деформации, предшествующей разрушению. Так как в процессе разломообразования определенной глубине соответствуют наиболее вероятные значения:  $\sigma_{б.эф}$  и  $T$ , то на различных глубинах будут проявляться различные типы реологического поведения. Поэтому возможно определенному типу реологического поведения поставить в соответствие глубинный уровень его проявления. Естественно, что в таком случае речь идет о некотором нормальном реологическом разрезе разлома.

Своеобразие нашего подхода состоит, во-первых, в учете приуроченности деформирования и разрушения пород в процессе разломообразования к ослабленным разломным зонам, где реологическое поведение горных массивов определяется как всесторонним давлением, зависящим от глубины, величины тектонической нагрузки и порового давления, так и  $T$ ,  $\Delta\sigma_T$  и  $\dot{\epsilon}$ . Во-вторых, особенность подхода в том, что он базируется на комплексе данных по изучению реологических свойств геоматериалов при различных  $PT$ -условиях, вертикальной зональности динамометаморфизма, моделированию зон скалывания на эквивалентных материалах, глубокому и сверхглубокому бурению, полевому тектонофизическому изучению дизъюнктивов различных уровней эрозионного среза и различных термодинамических обстановок.

Анализ экспериментальных данных позволяет выделить в разрезе разлома, пересекающего земную кору, пять участков, в пределах которых деформационно-прочностные свойства пород соответствуют отмеченным выше I—V типам реологического поведения (рис. 5). Вертикальная реологическая зональность связана с увеличением с глубиной литостатического давления и температуры, отражает обобщенные реологические свойства горного массива и, хотя на каждом глубинном уровне для конкретного типа пород в конкретной обстановке возможны некоторые отклонения от общих тенденций, в целом адекватна действительности [6]. Реологической зональности соответствует вертикальная зональность структурно-вещественных парагенезов разломов, в разрезе которых можно выделить пять глубинных уровней. Это заключение базируется на результатах работ по изучению разломных тектонитов [1, 4, 8, 9, 10, 12, 24, 25, 37, 40], выводах о реологических свойствах консолидированной коры и механических условиях разломообразования [3, 5, 6, 13, 14, 28, 30, 32, 35, 38], а также на материалах, касающихся анализа строения природных и моделируемых зон скалывания [3, 4, 7, 16, 21, 22, 24, 28—31, 34, 37, 39—42].

На первом глубинном уровне, в области хрупкого разрывообразования (см. рис. 5), в пределах разломов развиты зоны брекчирования и трещиноватости пород. Широко распространены трещины отрыва, перпендикулярные  $\sigma_3$ , а также

косые и продольные трещины скалывания. Отрывы и косые трещины скалывания зачастую формируют кулисообразные ряды, оси которых параллельны  $\tau_{\max}$ . Остаточные деформации, предшествующие разрушению,  $\epsilon_{ij} \leq 0,01-0,02$ . Для этой области большое значение имеет скольжение по существующим трещинам, которое, однако, не препятствует новообразованиям разрывов. По благоприятно ориентированным трещинам в данном поле тектонических напряжений на определенных этапах нагружения происходят подвижки, величины которых зависят от длин и ориентировок трещин. Наряду с этим образуются новые разрывы, охватывающие макро- и мегануровни. Именно эти разрывы вместе с близкими им по ориентировке ранее существовавшими трещинами реализуют основную часть общего перемещения по разлому. Отношение ширины трещины скалывания ( $d$ ) к ее длине ( $l$ ) близко к нулю.

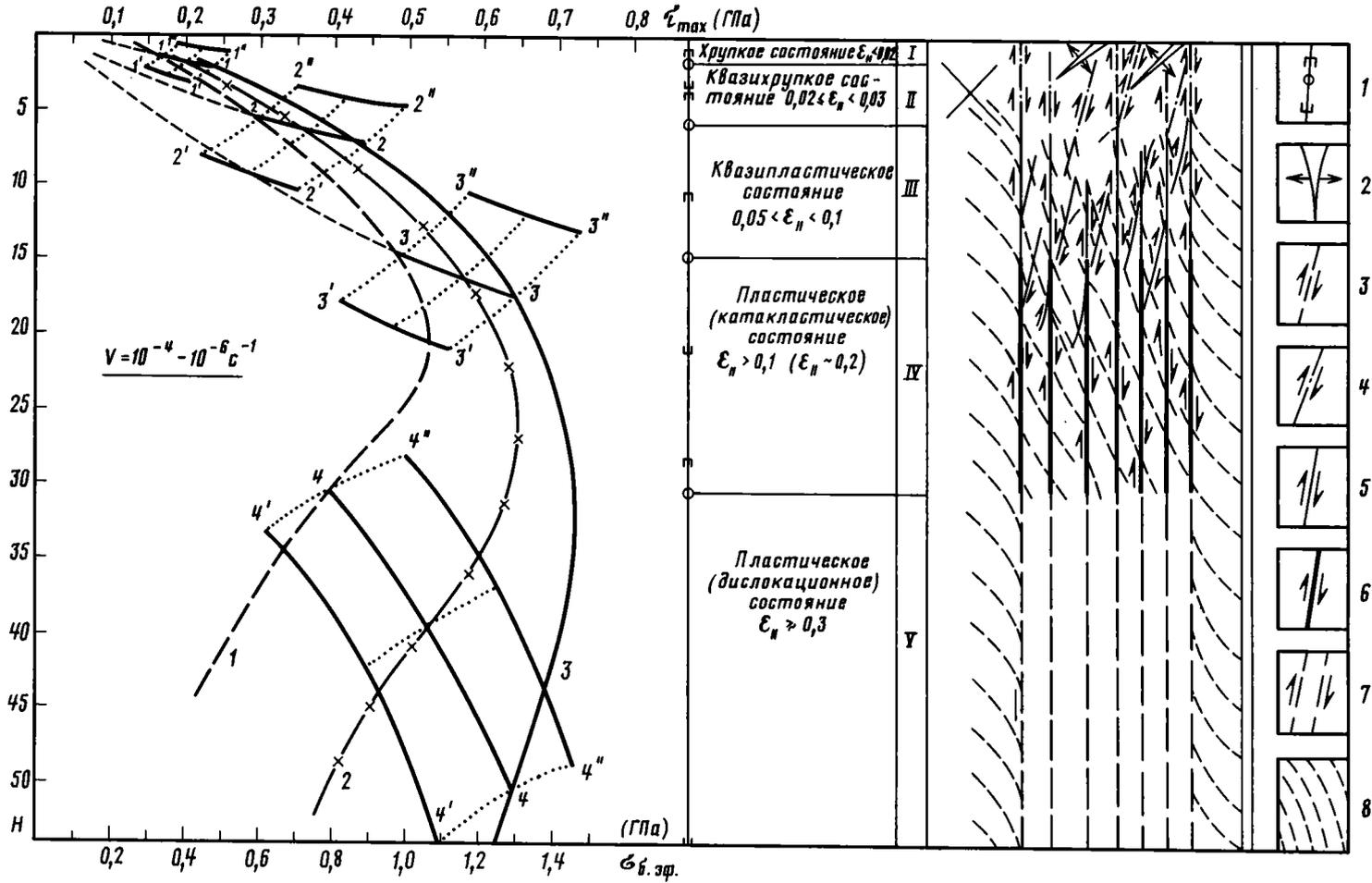
На втором глубинном уровне, в области квазихрупких разрывов, в породах возникает межзерновое скольжение, сопровождающееся хрупким дроблением зерен. Предел прочности превосходит предел упругости, и разрушение сопровождается незначительным дилатансионным разрыхлением. В зонах разломов развиты глинки трения и катаклазиты, приуроченные к сколам — узким линейно-вытянутым телам, материал в которых раздроблен и перетерт. Зона скалывания состоит из трещин отрыва, косых и продольных сколов. Подвижки по готовым трещинам возможны лишь для узкого диапазона их ориентировок. Реализация суммарной амплитуды смещения крыльев разломов происходит за счет подвижек по возникающим сколам и по существующим трещинам, близким им по ориентировке. Иерархический ряд охватывает микро-, макро- и мегануровни.

На I и II уровнях основной кинематической единицей являются элементарные трещины скалывания и сколы. Эшелонированные ряды, как правило, узкие и в большинстве случаев характерны только для L-структур.

На третьем глубинном уровне, в области квазиластического поведения ( $0,05 \leq \epsilon_{ij} \leq 0,1$ ), в разломах формируются довольно широкие сколовые структуры, внутриразломные складки, структуры сжатия и растяжения. В породах широко развиты процессы катаклаза и перекристаллизации, которые проявляются в сколах и прилегающих к ним, правда в большинстве случаев достаточно узких, деформационных полосах. Разломные тектониты представлены катаклазитами, милонитами, ультрамилонитами. В присутствии флюидов возникают блококатаклазиты и блокомилониты. Характерно расланцевание. Сколообразование сопровождается интенсивным дилатансионным предразрушением. Тектониты III уровня являются продуктами среднетемпературного метаморфизма и соответствуют зеленосланцевой фации. Структуры второго порядка зон скалывания представлены R', R, P и L-сколами и структурами сжатия. Характерны складки волочения и S-образно подвернутые структуры.

На четвертом глубинном уровне, в области псевдопластического поведения ( $\epsilon_{ij} > 0,1$ ), в разломах преимущественное развитие имеют сколовые структуры — широкие полосы пластическо-катаклатического течения, а также S-образно подвернутые структуры сжатия и многочисленные S-образные подвороты более древних образований. Элементарные сколы окружены широкими деформационными полосами, зачастую сливающимися между собой в пределах характерных для этого уровня эшелонированных сколов. Основными микромеханизмами деформации являются катаклаз и синкинематическая перекристаллизация, в то же время определенную роль играют дислокационные процессы. Разломные тектониты представлены динамометаморфической полосчатостью, блокомилонитами и блококатаклазитами. Разломообразование сопровождается дилатансией. Для тектонитов IV уровня характерна та же ассоциация минералов, что и для альмандин-амфиболитовой фации. Структурами второго порядка являются R', R, P и L-сколы и структуры сжатия.

На III и особенно на IV уровнях основными кинематическими единицами являются мощные эшелонированные сколы, занимающие большую часть зоны скалывания. В эшелоны объединяются все типы сколов. Отношение  $d/l \approx 0,1$ .



Для III—IV уровней глубинности характерны динамометаморфически полосчатые текстуры разломных тектонитов, которые создаются переориентировкой и группированием слюд, линейризацией кварца, полевого шпата, роговой обманки, кордиерита и граната, процессами сегрегации. В разломах УЩ, где на поверхности наблюдаются III—IV уровни, разломными тектонитами являются гранитогнейсы, чарнокито-гнейсы, полосчатые граниты и чарнокиты, очково-сланцевые породы, сегрегационно-полосчатые комплексы. Детальное изучение внутренней структуры разломов показывает, что текстуры таких пород закономерно связаны с процессами разломообразования. В разломах перекристаллизация идет параллельно с процессами катакластического предразрушения. Продукты динамометаморфизма, агентами которого являются  $T$ ,  $\Delta\sigma_T$ ,  $\sigma_{б.эф.}$  и  $\dot{\epsilon}$ , распределены на III—IV уровнях в разломах неравномерно: зоны сильного изменения, приуроченные к структурам второго порядка, контактируют со слабдеформированными или почти не затронутыми динамометаморфизмом участками. Особенно ярко это проявлено на III уровне. Отмеченная неравномерность обусловлена иерархически упорядоченным строением разломов.

На пятом глубинном уровне, в области пластическо-дислокационного поведения, разлом представляет собой широкую зону, все вещество которой вовлечено в пластическое течение в направлении действия  $\tau_{max}$ . Основными микромеханизмами деформации являются дислокационное течение и перекристаллизация в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма. Основной кинематической единицей здесь является зона скалывания, представляющая собой зону дислокационного течения.

Подчеркнем, что границы перехода от одного реологического уровня глубинности к другому не являются строго фиксированными по глубине. В зависимости от термодинамической обстановки они могут перемещаться по разрезу. Это связано, в частности, с тем, что  $T(H)$ ,  $\sigma_p(H)$  не постоянны, а также с тем, что  $\sigma_{б.эф.} = f(\sigma_T)$ . Так, например, в связи с повышением  $T$  в пределах вулканического комплекса Карадаг в Горном Крыму в приповерхностных условиях наблюдаются разломные тектониты II—III реологических уровней, представленные катаклазитами, милонитами, реже бластокатаклазитами. На рис. 5 приведены наиболее вероятные диапазоны глубинного положения границ смены реологического поведения пород в разломах. Существование этих диапазонов приводит к тому, что на одной и той же глубине в течение одного и того же этапа разломообразования возможно проявление различных типов реологического поведения. Это может быть как в пределах разных разломов в связи, например, с разницей плотностных разрезов и геотермических градиентов, так и в пределах разных частей одного разлома либо в одной и той же точке в разные интервалы деформирования, что может объясняться разницей в  $\sigma_{б.эф.}$ . Однако эти отличия не затушевывают общую вертикальную реологическую зональность разломов, в которой реологические уровни глубинности одновременно являются реологическими типами разломообразования, проявляющимися в зависимости от  $\sigma_{б.эф.}$ ,  $\sigma_p$ ,  $\Delta\sigma_T$ ,  $T$  и  $\dot{\epsilon}$  на определенных глубинах, что, в частности, и отражено на рис. 5.

Рис. 5. Характер деформирования и разрушения пород и вертикальная зональность разломов 1 — положение границы перехода от одного типа механического поведения к другому (кружок) и диапазон возможного расположения границ (квадратные скобки); 2 — трещины отрыва; 3 — трещины скалывания; 4—6 — сколы, представленные: 4 — зеркалами скольжения с глинками трения, 5 — катаклазитами и милонитами зеленосланцевой фации, 6 — бластокатаклазитами и бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации; 7 — изоклиная складчатость; 8 — S-образно подвернутые структуры и складки волочения.

Цифры в кружках — прочностные кривые при  $\sigma_{б.эф.} = \rho g H$  и температурах: 1 —  $T = (50 + 20H)^\circ C$ , 2 —  $T = (15H)^\circ C$ , 3 —  $T = (10H)^\circ C$ . Линии 1—1', 2—2', 3—3', 4—4' — границы перехода от одного типа деформирования к другому при  $\sigma_{б.эф.} = \rho g H$ , линии 1''—1'', 2''—2'', 3''—3'', 4''—4'' — границы перехода при  $\sigma_{б.эф.} = (\rho g H - 200) \text{ МПа}$ ; линии 1'—1'', 2'—2'', 3'—3'', 4'—4'' — границы перехода при  $\sigma_{б.эф.} = (\rho g H + 200) \text{ МПа}$ ; линии 1'—1'', 2'—2'', 3'—3'', 4'—4'' фиксируют переход от одного типа механического поведения к другому при фиксированном законе изменения температуры с глубиной

На основании изложенного можно сформулировать следующую закономерность. *Под действием тектонических процессов, приводящих к разломообразованию, структурообразование и динамометаморфическое преобразование концентрируются в разломах*, представляющих собой структурно-вещественные вертикально зональные деформационные элементы, в разрезе которых обособляются *глубинные уровни с различной выраженностью зон скалывания и разломных тектонитов*, что связано с вертикальной реологической зональностью дизъюнктивов, обусловленной повышением с глубиной литостатического давления и температуры.

Данная закономерность проявляется в различных геодинамических ситуациях, в которых реализуются механизмы, как повышающие всестороннее давление, так понижающие или меняющие его. При этом меняются лишь глубины перехода от уровня к уровню. Так, в условиях дополнительного растяжения практически во всем разрезе коры в разломе реализуются I и II уровни глубинности, тогда как при дополнительном сжатии они характерны лишь для верхних горизонтов коры (см. рис. 5).

Перечисленные закономерности иерархичности и упорядоченности, унаследованности и вертикальной зональности отражают характерные, существенные черты разломообразования, обусловленность их проявления реологическими свойствами коры и условиями нагружения. Они проявляются в различных регионах и в разных тектонических режимах и поэтому могут считаться общими эмпирическими законами деформирования и разрушения массивов горных пород в процессе разломообразования.

#### Список литературы

1. Беличенко П. В., Гинтов О. Б., Исай В. М., Исай Л. В. // Дилатансионные процессы в консолидированной коре // Геофиз. журн. 1990. Т. 12. № 2. С. 32—44.
2. Бондарчук В. Г. Тектоорогения. Киев: Изд-во КГУ, 1946. 263 с.
3. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 1, 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 256 с.
4. Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
5. Исай В. М. К вопросу об условиях разломообразования в консолидированной земной коре (применительно к территории Украинского щита) // Геофиз. журн. 1983. Т. 55. № 3. С. 88—94.
6. Исай В. М. Реологические свойства консолидированной коры и некоторые закономерности разломообразования (на примере Украинского щита) // Геофиз. журн. 1989. Т. 11. № 3. С. 40—52.
7. Исай В. М., Кобылянский В. Б. Качественные критерии подобия при тектонофизическом моделировании на эквивалентных материалах // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1989. № 3. С. 3—7.
8. Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и метаморфогенные рудообразования // Метаморфогенные образования раннего архея. Апатиты, 1980. С. 7—18.
9. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
10. Крейгер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 272 с.
11. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 136. М.: Наука, 1965. 211 с.
12. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектонические течения в литосфере: Дис. в форме доклада по совокупности работ на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М., 1989. 56 с.
13. Николаевский В. Н., Лившиц Л. Д., Сизов И. А. Механические свойства горных пород. Деформация и разрушение // Итоги науки и техники. Механика деформируемого твердого тела. Т. II. М.: ВИНТИ, 1978. С. 123—250.
14. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расчлененность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—27.
15. Осокина Д. Н., Фридман В. Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74—119.
16. Паталаха Е. И., Смирнов А. В. Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 149 с.
17. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23—46.
18. Пейве А. В. Горизонтальные движения и принцип унаследованности // Геотектоника. 1965. № 1. С. 30—37.
19. Расцветаев Л. М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 171—181.

20. *Сиротин Ю. И., Шаскольская М. П.* Основы кристаллофизики. М.: Наука, 1975. 680 с.
21. *Стоянов С. С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
22. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 314 с.
23. *Чекунов А. В., Солмогуб В. Б., Гинтов О. Б., Исай В. М., Трипольский А. А.* Комплексирование сейсмометрических и тектонофизических данных при изучении структуры и динамики литосферы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 3. С. 16—34.
24. *Чиков Б. М.* Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линейментных зон стресс-метаморфизма // Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 3—12.
25. *Чиков Б. М., Зиновьев С. В., Подцибастенкова Е. А.* Морфологические типы структур течения в blastsомолонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 11—15.
26. *Шатский Н. С.* О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5—6. С. 121—142.
27. *Шатский Н. С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5—62.
28. *Шерман С. И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
29. *Шерман С. И.* Активизация разломов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983. С. 115—118.
30. *Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю.* Области динамического влияния разломов — результаты моделирования. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
31. *Шерман С. И., Гинтов О. Б., Борняков С. А., Исай В. М., Кобылянский В. Б.* Характер разломообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скальвания // Геофиз. журн. 1988. Т. 10. № 1. С. 13—21.
32. *Brace W., Kohlstedt D.* Limits an lithospheric stress imposed by laboratory experiments // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № 11. P. 6248—6252.
33. *Byerlee J., Miachhin U., Summers R., Voevoda O.* Structures developed in fault gauge cluring stable sliding and stick-slip // Tectonophysics. 1978. V. 44. № 1. P. 161—171.
34. *Cloos H.* Experiment zur inneren Tektonik // Z. Mineral. 1928. B. 12. S. 609—629.
35. *Meissner R., Strehlau J.* // Zimits of stresses in continental crusts and their relation of the deph-fraquency distribution of shallow earthquakes // Tectonics. 1982. V, 15. № 5. P. 73—89.
36. *Mogi K.* Fracture and flow of rocks // Tectonophysics. 1972. V. 3. № 1—4. P. 541—568.
37. *Ramsay J. G.* Shear zone geometry: areview // J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1—2. P. 83—100.
38. *Ranalli G., Murphy D.* Rheological stratification of the lithosphere // Tectophysics. 1987. V. 132. № 4. P. 281—295.
39. *Ridel W.* Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // Zentrable fur Mineralogie // Abt. Geol. und Paliontol. B. 1929. P. 354—368.
40. *Sibson R. M.* Fault rocks and fault mechanisms // Geol. Soc. London, 1977. V. 133. P. 191—213.
41. *Skempton A. W.* Some observations on tectonic chear zone // Proc. Internat. Congr. Rock. Mech. 1966. 1. P. 329—335.
42. *Tchalenko J. S.* Similarities between shear zones of different magnitudes // Bull. Geol. Soc. America. 1970. V. 81. № 6. P. 1625—1640.

Институт геофизики АН УССР,  
Киев, 252680

Поступила в редакцию  
26.II.1990

ВЕРЖБИЦКИЙ Е. В., ГОРОДНИЦКИЙ А. М.

**ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ В ЗОНАХ ВНУТРИПЛИТОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

На основании анализа результатов геотермических исследований, выполненных авторами в Северной Атлантике, в районе возвышенности Шатского в северо-западной части Тихого океана и в Центральной котловине Индийского океана, а также литературных данных показано, что интенсивные аномалии теплового поля в зонах внутриплитовых деформаций являются следствием диссипативного разогрева нижней части коры и верхней мантии, возникающего в зонах сжатия. В ряде случаев диссипативный разогрев обусловлен формированием покровно-надвиговых коровых структур в соответствии с механизмом двухъярусной тектоники плит. Полученные результаты свидетельствуют о том, что диссипативный разогрев в зонах внутриплитовых деформаций является важным энергетическим источником в различных районах Мирового океана.

Verzhbitsky Ye. V., Gorodnitsky A. M. Geothermal anomalies in the zones of intraplate deformations of the oceanic lithosphere. *Geotectonics*. 1991. № 5. The results of the geothermal research carried out by the authors in the northern Atlantic, in the north-west of the Pacific within the Shatsky rise and in the Central depression of the Indian Ocean and the information obtained from literature have made clear that intense anomalies of the heat field in the intraplate deformation zones are the consequences of the dissipative heat in the lower part of the crust and the upper mantle appearing in the compression zones. In some cases dissipative heat may be explained by the formation of nappe-thrust crustal structures in accordance with the mechanism of the two-stage plate tectonics. The obtained results suggest that the dissipative heat in intraplate deformation zones is an important source of energy in various regions of the World Ocean.

Тепловой поток через дно океана, являясь одним из важнейших геофизических параметров, дает возможность получить информацию об энергетике и геодинамической природе глубинных геологических процессов, определяющих тектоническую эволюцию океанической литосферы. Обширные исследования величины плотности теплового потока через океаническое дно, проведенные в нашей стране и за рубежом, позволили установить основные закономерности его распределения на акваториях Мирового океана и его связь с мощностью океанической литосферы. Кроме того, аномалии теплового потока в океане связаны с районами молодого базальтового вулканизма [8, 9, 13, 15, 19, 20, 23].

Вместе с тем исследования последних лет выявили в ряде регионов Мирового океана интенсивные аномалии теплового потока, не связанные пространственно ни с утонением океанической литосферы, ни с близостью районов современного базальтового вулканизма. В число таких регионов входят три, где в последние годы были проведены детальные геотермические и другие геолого-геофизические исследования при непосредственном участии авторов: восточная часть Азор-Гибралтарской зоны разломов (Северная Атлантика), возвышенность Шатского (северо-западная часть Тихого океана) и Центральная котловина Индийского океана. Несмотря на большую географическую разобщенность указанных регионов, они имеют много общего как в строении океанической литосферы, так и в геодинамической обстановке. Все три региона характеризуются наличием в их пределах древней океанической литосферы большой мощности и преобладанием режима сжатия. Остановимся более подробно на результатах их геолого-геофизического и прежде всего геотермического изучения.

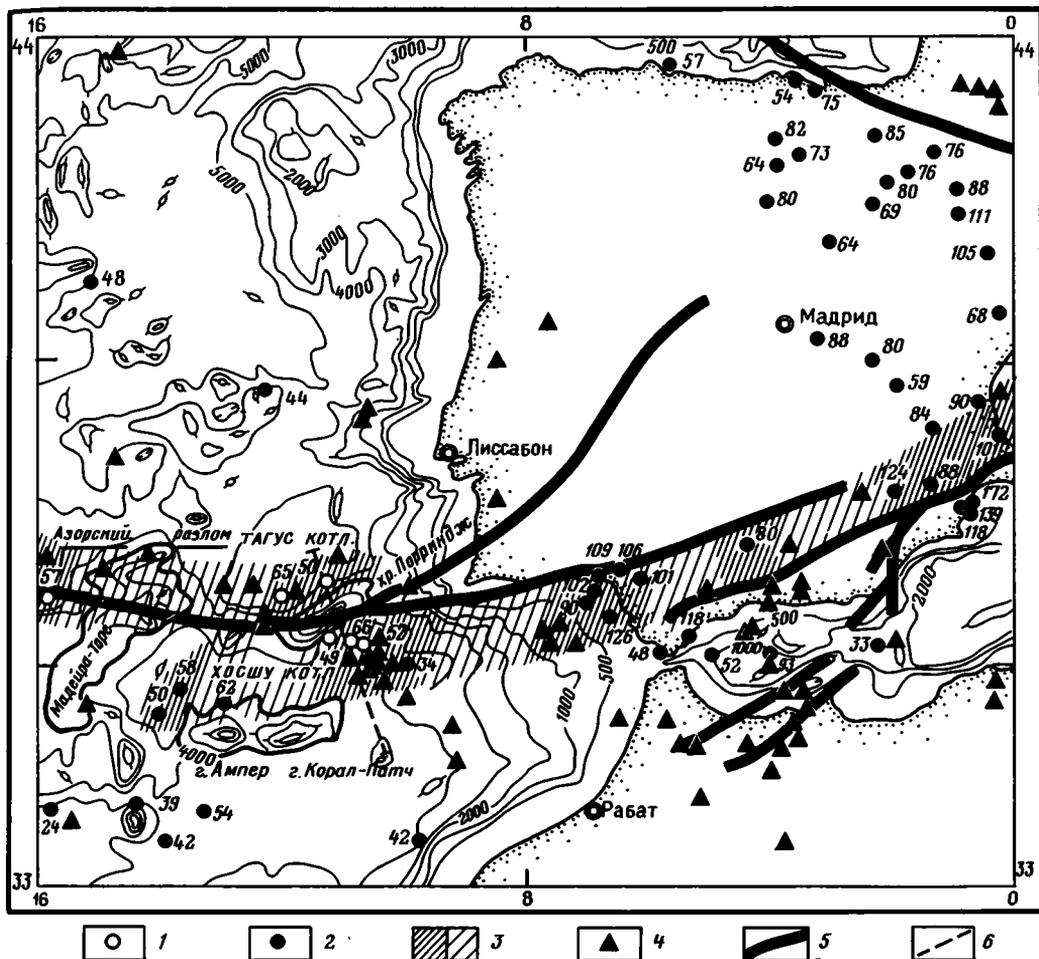


Рис. 1. Карта геотермической изученности восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов 1 — точки измерения теплового потока и его плотность (в мВт/м<sup>2</sup>) по данным 16-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» и 12-го рейса НИС «Витязь»; 2 — то же по литературным данным; 3 — зона повышенного теплового потока: а — установленная, б — экстраполированная; 4 — эпицентры землетрясений; 5 — зоны разломов, маркирующие границы плит; 6 — положение геолого-географического профиля (см. рис. 2)

Комплексные геолого-геофизические исследования в Северной Атлантике, в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов, включающие и геотермические исследования, проводились в нескольких рейсах НИС «Витязь» и «Академик Мстислав Келдыш» в 1984—1988 гг. При работах наряду со стандартными методами геолого-геофизического изучения дна с поверхности в рейсах использовались буксируемые и обитаемые подводные аппараты [4]. Детальному обследованию были подвергнуты подводные камни, входящие в состав системы Хосшу, а также прилегающие котловины Тагус и Хосшу.

В тектоническом отношении изучаемый район приурочен к восточной части Азоро-Гибралтарской системы глубинных разломов, где, судя по данным сейсмологии [21], трассируется граница между Евразийской и Африканской литосферными плитами (рис. 1).

Геотермические исследования были выполнены в районах котловин Хосшу и Тагус, прилегающих к подводным горам Хосшу, а также в котловине, расположенной западнее подводного хребта Мадейра — Торе, в 7-м и 12-м рей-

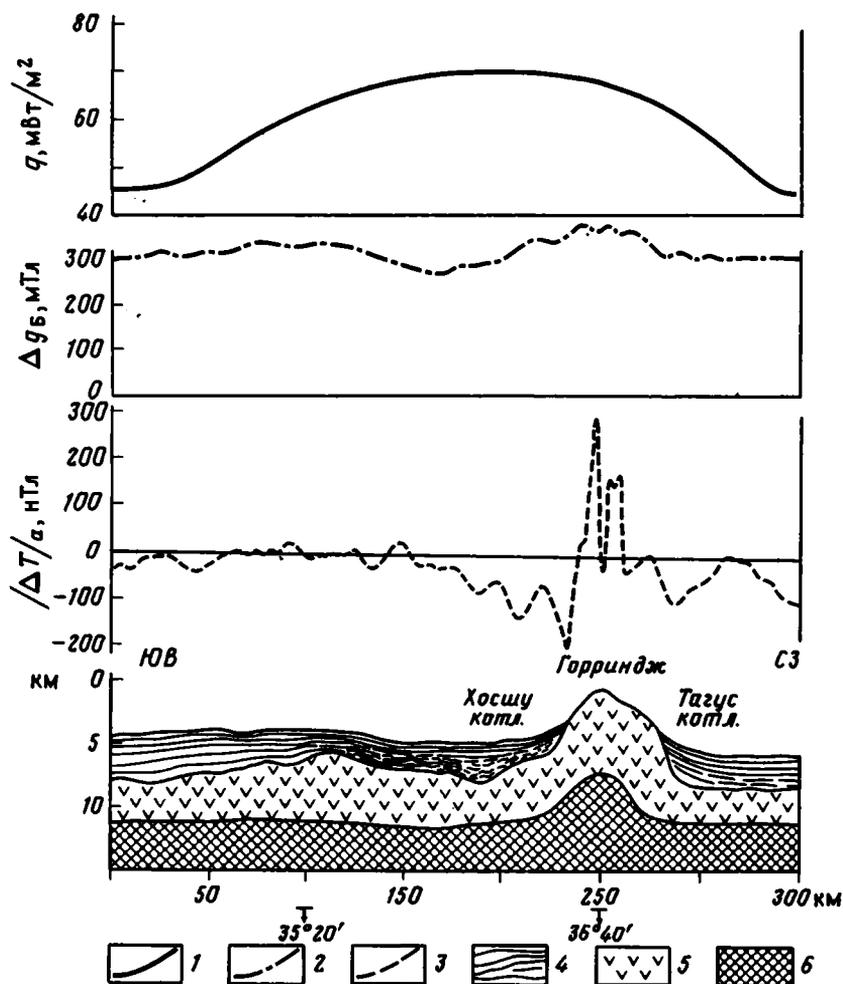


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль через подводный хребт Горриндж (положение см. на рис. 1) 1—3 — аномалии: 1 — теплового потока, 2 — гравитационная Буге, 3 — магнитного поля; 4—6 — глубинное строение по сейсмическим данным: 4 — осадочный слой, 5 — акустический фундамент, 6 — переходный слой. Гравитационные, магнитные, сейсмические данные по [21]

сах НИС «Витязь» и 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [6]. Для измерений плотности теплового потока использовались погружные термоградиентометры, разработанные в ИО АН СССР под руководством Е. В. Вержбицкого, а также стандартные погружные термоградиентометры конструкции ГИН АН СССР. Кроме того, на участках подводных гор впервые в отечественной практике были проведены измерения теплового потока с обитаемых подводных аппаратов «Аргус» с помощью специального термоградиентометра, разработанного в ИО ИОАН СССР [5]. В точках измерения теплового потока производились также определения объемного содержания тяжелого изотопа гелия  $He^4$ , связанного с глубинными разломными зонами.

Мощность осадочного чехла в котловине Хосшу в районе геотермических исследований порядка 8 км. Возраст океанической коры вблизи котловины, по данным глубоководного бурения и идентифицированным магнитным аномалиям, составляет около 120 млн. лет. Скорость осадконакопления ввиду близости континентального склона Пиренейского полуострова и подводного хребта Горриндж высока и достигает 5—10 см/1000 лет. В результате обработки полученных данных и выделения фоновых значений теплового потока по ре-

зультатам выполненных геотермических измерений, а также обобщения литературных данных составлена карта плотности теплового потока для изученного региона, представленная на рис. 1.

Плотность глубинного теплового потока в котловине Хосшу с учетом осадконакопления составляет в среднем  $70 \text{ мВт/м}^2$ , что более чем на 50% выше, чем в центральных частях прилегающих к Хосшу глубоководных котловин того же возраста ( $\sim 45 \text{ мВт/м}^2$ ).

Концентрация  $\text{He}^4$  в водной пробе, взятой в одной из точек измерения теплового потока (см. рис. 1) с  $q = 52 \text{ мВт/м}^2$ , равна  $1,3 \cdot 10^{-5}$  об.%, а в точке с  $q = 66 \text{ мВт/м}^2$  равна  $C = 2,7 \cdot 10^{-5}$  об.%, что примерно в 2,5 и 5 раз соответственно выше фонового значения  $\text{He}^4$ , составляющего  $0,5 \cdot 10^{-5}$  об.%. При этом концентрация гелия существенно возрастает в глубь осадков. Высокие значения гелия свидетельствуют о наличии в изучаемом районе, характеризующемся большой сейсмической активностью, глубинных разломов.

Анализ данных сейсмологии и фокальных механизмов землетрясений, а также кинематических условий восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов позволяет сделать вывод о том, что в настоящее время здесь существует обстановка сжатия в меридиональном направлении. Это подтверждается также дислокациями осадочного чехла в котловине Хосшу [21] и наличием высокочастотной составляющей аномального магнитного поля (рис. 2).

Обращает на себя внимание тот факт, что по данным сейсмических исследований мощность коры в изученной части котловины Хосшу превышает 20 км, что значительно больше средней мощности океанической коры. Вместе с тем признаков утонения литосферы или молодого вулканизма в изучаемом районе не отмечено.

Как видно из карты, представленной на рис. 1, тепловая аномалия, выявленная в котловине Хосшу, — часть широкой зоны высоких значений теплового потока южной части Пиренейского полуострова, плотность которых меняется от 80 до  $126 \text{ мВт/м}^2$  при среднем уровне около  $110 \text{ мВт/м}^2$ . Это примерно на 40% выше среднего уровня теплового потока в центральной части Пиренейского полуострова и в Альборанском море [17, 22].

В то же время геотермические исследования, впервые выполненные в южной части котловины Тагус и в котловине, примыкающей к западному склону хребта Мадейра — Торе, также обнаруживают повышенную плотность теплового потока по сравнению с центральными частями этих котловин (см. рис. 1).

Таким образом, результаты геотермических исследований [24] дают возможность выделить зону повышенных значений теплового потока субширотного простираения, которая протягивается от западного склона хребта Мадейра — Торе по южной части котловины Тагус и котловине Хосшу далее на восток через южную часть Пиренейского полуострова до побережья Балеарского моря. Общая протяженность этой зоны составляет около 2000 км (см. рис. 1). Корреляция зоны аномального теплового потока с областью повышенной сейсмичности и увеличения мощности коры при отсутствии существенного изменения мощности литосферы в обстановке сжимающих напряжений, очевидно, отражает высокую энергетическую активность коровых тектонических дислокаций в этом районе. Проведенные расчеты дают возможность предполагать, что установленные здесь повышенные значения теплового потока могут быть вызваны диссипативным разогревом коры, обусловленным механическим трением на границах плит, внутриплитовыми дислокациями и формированием покровно-надвиговых структур в соответствии с геодинамическим механизмом двухъярусной тектоники плит [10]. Анализ геодинамической ситуации в регионе показывает, что покровно-надвиговые деформации могут возникать в обстановке сжатия и частичного поддвига на границе между Африканской и Евразийской плитами [4].

Диссипативная природа разогрева при сжатии с образованием покровно-надвиговых структур подтверждается также независимыми результатами гео-

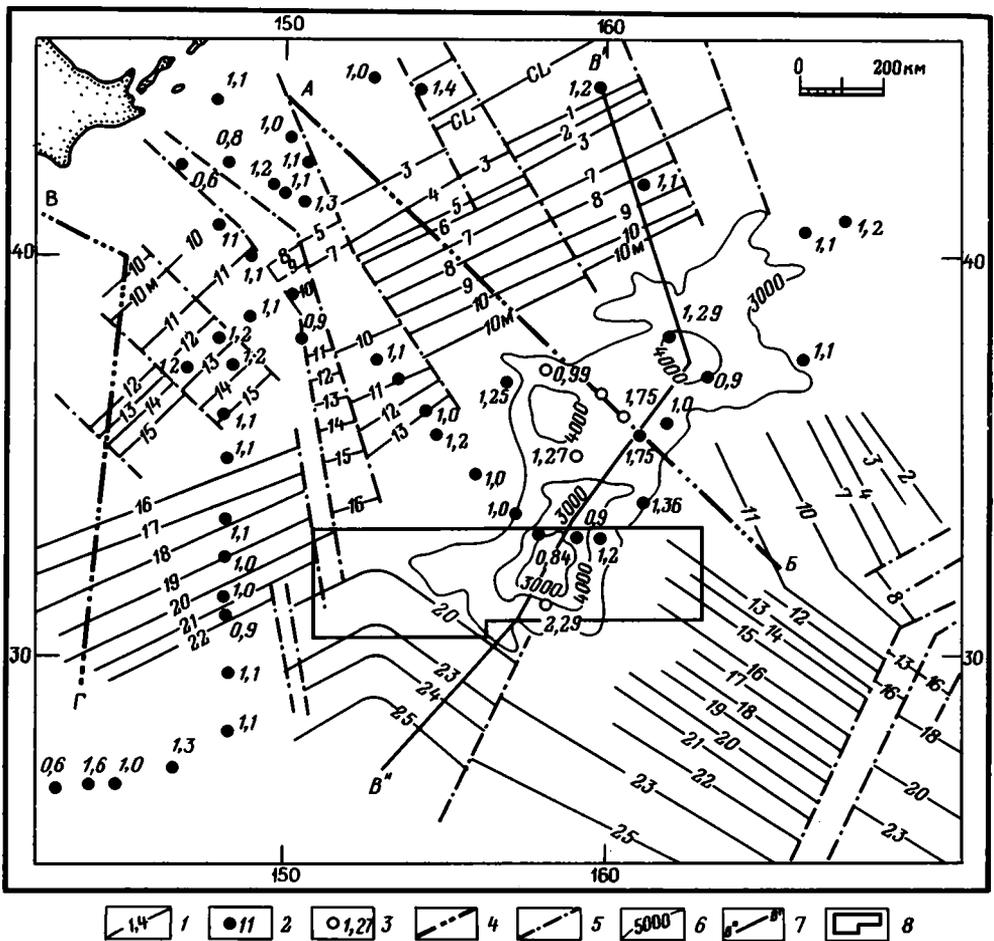


Рис. 3. Схематическая карта геофизической изученности и расчетной мощности литосферы северо-западной части Тихого океана в районе возвышенности Шатского  
 1 — линейная магнитная мезозойская аномалия и ее номер; 2, 3 — точки измерений и значения плотности теплового потока (мккал/см<sup>2</sup>·с) по данным: 2 — литературным, 3 — 21-го и 23-го рейсов НИС «Дмитрий Менделеев»; 4 — геотраверсы сейсмических исследований рейсов НИС «Дмитрий Менделеев» (АВ) и японских исследователей (ВГ); 5 — трансформные разломы; 6 — изобаты в пределах возвышенности Шатского; 7 — положение расчетного профиля магнитного моделирования (В'В''); 8 — положение рис. 4,А

магнитных и гравиметрических съемок и геологического изучения, установивших в районе хребта Горриндж массивные выходы к поверхности дна высокомагнитных и относительно разуплотненных серпентинитов, вызывающих повышение аномалий магнитного поля и понижение аномалий Буге [1].

Значительный объем комплексных геолого-геофизических исследований, включающий геотермические работы, был выполнен в серии рейсов (21, 23, 29) НИС «Дмитрий Менделеев» в северо-западной части Тихого океана в районе возвышенности Шатского с целью изучения глубинного строения коры и литосферы в этом одном из наиболее древних районов Мирового океана [8]. В состав работ входили сейсмические и сейсмологические наблюдения, сейсмопрофилирование, геомагнитная съемка, геотермические наблюдения, гравиметрическая съемка, геологические и геоморфологические исследования. Результаты геофизических исследований частично показаны на рис. 3, где представлена карта идентифицированных магнитных аномалий и плотности теплового потока для изученного района возвышенности Шатского. Здесь же показано

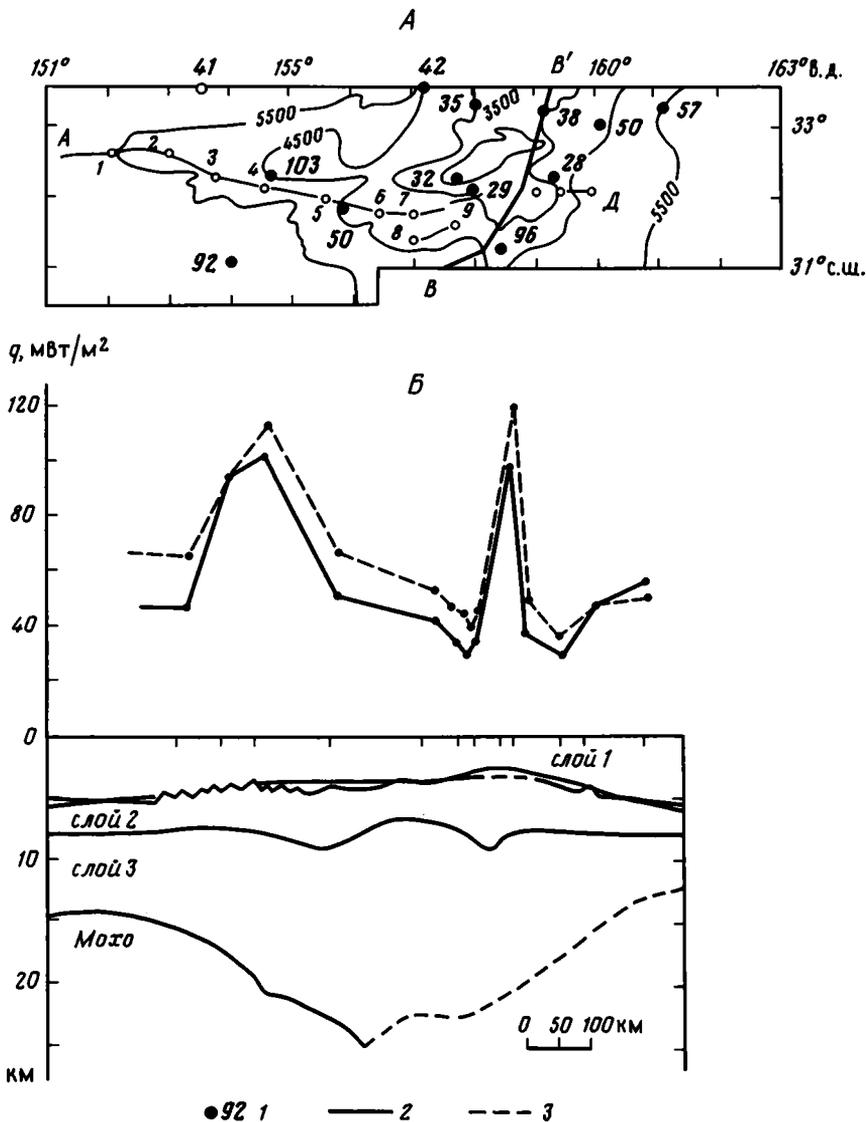


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез через южный купол возвышенности Шатского и определение глубинного теплового потока по [8]: А — схема расположения сейсмического профиля (АД), точек измерения теплового потока и расчетного профиля для магнитного моделирования (В'В) (см. рис. 3); Б — сейсмический разрез и график теплового поля по профилю АД  
 1—3 — для теплового потока: 1 — точки измерений и плотность (в  $\text{мВт/м}^2$ ) на А, 2 — измеренные значения плотности, 3 — глубинная плотность на Б

положение сейсмических геотраверзов рейсов НИС «Дмитрий Менделеев» и японских сейсмических исследований [16]. Сопоставление оценок мощности океанической литосферы в районе возвышенности Шатского по данным магнитной геохронологии и сейсмологии показало их хорошую сходимость и свидетельствует, что мощность литосферы в этом древнем районе океана составляет 80—90 км.

Вместе с тем, как видно из карты (см. рис. 3), в районе возвышенности Шатского наблюдается сложная картина распределения плотности теплового потока. На рис. 4 представлен сейсмический разрез коры через возвышенность Шатского по линии геотраверза, приуроченный к депрессии между Централь-

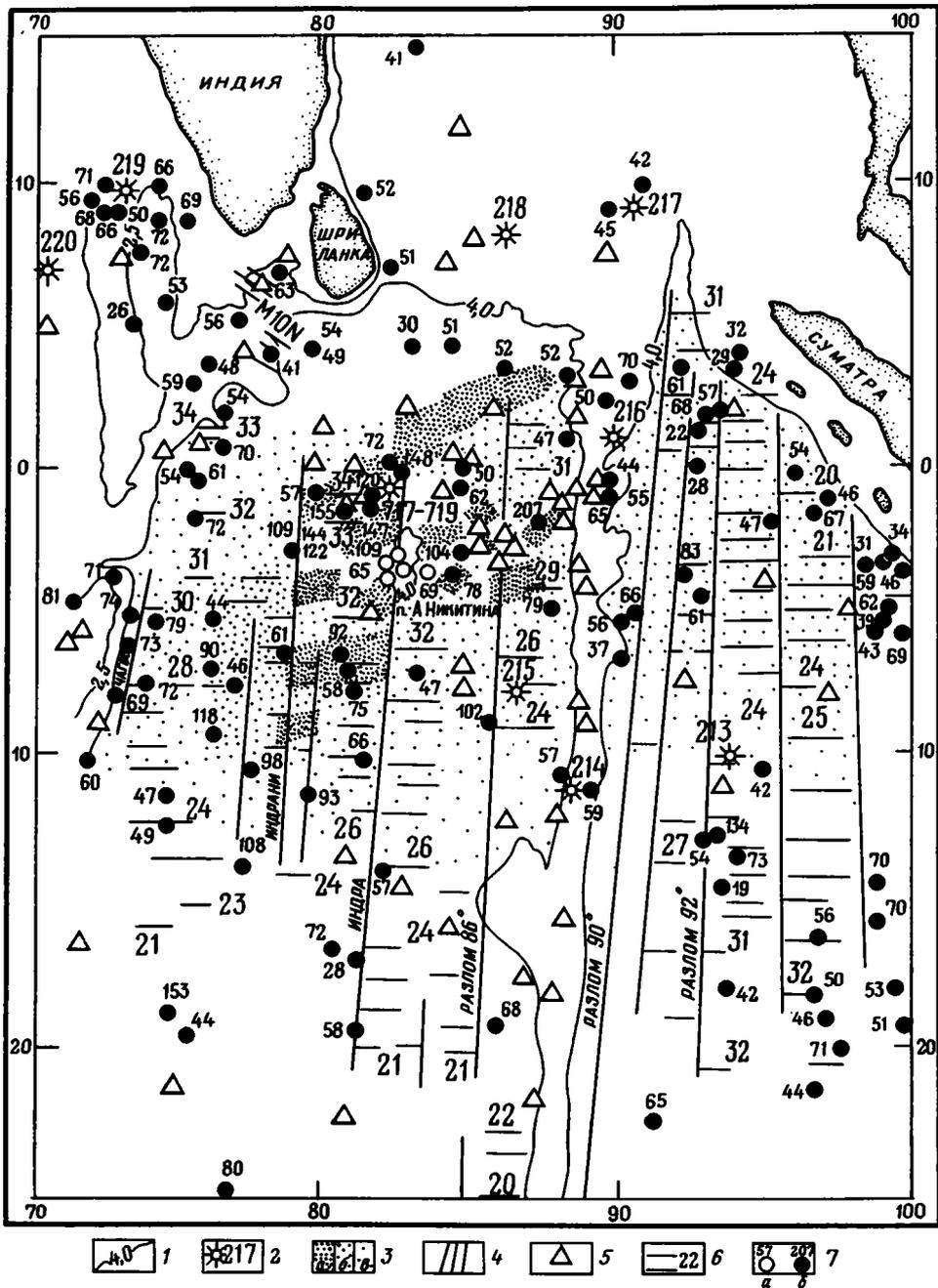


Рис. 5. Карта геотермической изученности Центральной котловины Индийского океана  
 1 — изобаты, км; 2 — скважины глубоководного бурения; 3 — зоны тектонических деформаций осадков и фундамента: а — сводовые поднятия, б — области взбросо-надвиговых разломов, в — участки с монотонно деформированной корой; 4 — древние трансформные разломы; 5 — эпицентры внутриплитовых землетрясений; 6 — линейные магнитные аномалии; 7 — точки измерений плотности теплового потока, в Вт/м<sup>2</sup>: а — по данным 20-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш», б — по литературным данным

ным и Северным куполами возвышенности, где отмечены аномально высокие значения плотности теплового потока, отмеченные также на южном склоне Южного купола [8]. Такие повышенные значения теплового потока предполагают либо уменьшение мощности литосферы, либо наличие дополнительного источника тепловой энергии. Приведенные выше данные сейсмологии и геохронологических оценок указывают, что мощность литосферы здесь не менее 80 км. В то же время геологическое изучение не установило здесь признаков молодого вулканизма. Нельзя не отметить также, что, как видно из рис. 4, отмечается аномальное утолщение океанической коры под возвышенностью Шатского (до 20 км) и увеличение примерно вдвое расчетной мощности магнитоактивного слоя по данным магнитного моделирования [2]. Обращает на себя внимание то, что аномально высокие значения теплового потока приурочены к межкупольным тектоническим швам, где, как показало сейсмопрофилирование, наблюдаются складчатые дислокации осадочного чехла, свидетельствующие о преобладании сжимающих напряжений в кайнозое [14]. Как очевидно из рис. 4, увеличение мощности коры в районе возвышенности Шатского связано с увеличением мощности сейсмического слоя 3, чему в поле силы тяжести соответствует локальное понижение аномалии Буге (до 76 мГал). Корреляция геомагнитных, гравиметрических и сейсмических данных позволяет высказать предположение, что утолщение сейсмического слоя, обладающего высокой намагниченностью и относительно невысокой плотностью, могло происходить за счет процессов серпентизации, сыгравших заметную роль в тектоническом формировании возвышенности Шатского. Все вышеизложенное, а также наличие сжимающих напряжений по данным сейсмологии дает основание для предположения, что главным источником аномалий теплового потока, приуроченных к тектоническим швам, пересекающим возвышенность Шатского на отдельные массивы, является диссипативный разогрев в результате трения при активизации перемещений по тектоническим швам и формировании покровно-надвиговых структур. Таким образом, комплексный анализ материалов геолого-геофизического изучения возвышенности Шатского позволяет считать, что природа тепловых аномалий здесь аналогична природе геотермических аномалий в районе хребта Горриндж в Северной Атлантике и модели тектонической эволюции обоих этих образований во многом аналогичны.

Значительного интереса с этой точки зрения заслуживает также Центральная котловина Индийского океана. Здесь были выполнены детальные комплексные геолого-геофизические исследования в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», 21-м рейсе НИС «Профессор Штокман» и в 20-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [1, 3, 4]. На основании обобщения результатов геотермического изучения, полученных в упомянутых рейсах, и по литературным данным составлена карта геотермической изученности Центральной котловины (рис. 5). Как видно из карты, в пределах Центральной котловины, наряду с фоновыми значениями теплового потока  $\sim 45$  мВт/м<sup>2</sup>, характерными для океанических котловин мелового возраста, часто встречаются величины, превышающие фоновые, достигающие максимальных значений 200 мВт/м<sup>2</sup> и более.

На рис. 6 представлено экспериментальное распределение теплового потока в зависимости от возраста литосферы Центральной котловины. Как видно из рис. 6, теоретическая геотермическая кривая описывает скорее средние, а не максимальные тепловые потоки, причем разница в уровнях кривых составляет примерно 20 мВт. Это говорит о существовании в котловине дополнительного источника тепла.

Первоначально было высказано предположение, что повышенные значения теплового потока, выявленные в Центральной котловине, ассоциируют с районами современного вулканизма, проявляющегося в широком развитии в пределах Центральной котловины подводных вулканов [3]. Однако последующие исследования подводных гор показали, что они, по-видимому, так же, как и гора Афанасия Никитина, имеют позднемеловой возраст и поэтому не могут

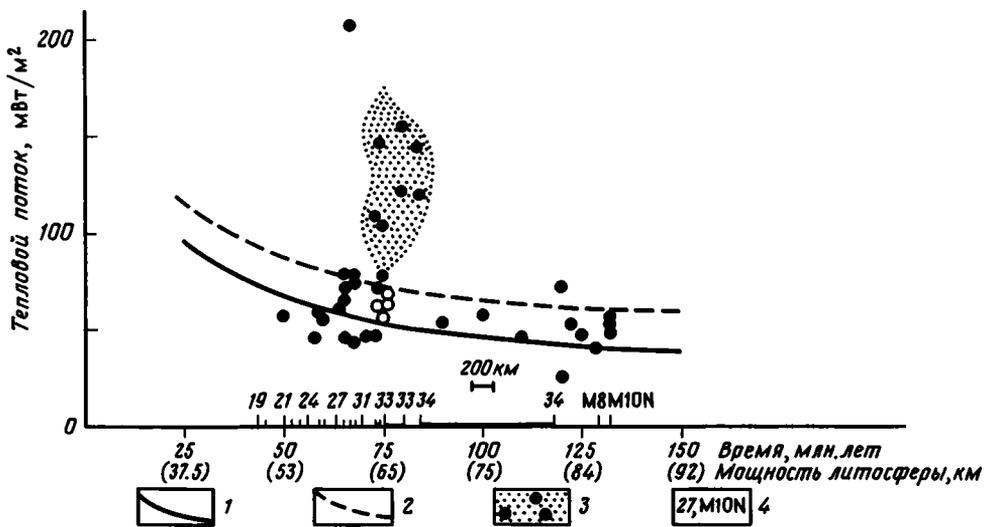


Рис. 6. Распределение теплового потока в зависимости от возраста дна Центральной котловины Индийского океана

1 — теоретическая геотермическая кривая; 2 — огибающая кривая максимальных тепловых потоков; 3 — аномальная зона тепловых потоков к северо-западу от поднятия Афанасия Никитина; 4 — номера магнитных аномалий. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1. Теоретическая геотермическая кривая рассчитывалась по формуле  $q = 11,3/t^{1/2}$ , мощность литосферы — по формуле  $H = 7,5t^{1/2}$  ( $q$  — в мккал/см<sup>2</sup>·с;  $H$  — в км;  $t$  — время в млн. лет)

служить энергетическим источником геотермических аномалий. Вместе с тем глубинное сейсмическое зондирование, приведенное на полигонах 5 и 6 в 31-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [11, 12], а также в 21-м рейсе НИС «Профессор Штокман», выявило наличие в океанической карте утолщенного слоя в ее нижней части со скоростью сейсмических волн 7,6 км/с. Наличие здесь интенсивных дислокаций осадочного чехла, утолщение расчетного магнитоактивного слоя по данным магнитного моделирования и сближение линейных аномалий 32 В и 32 [18], а также установление в этой части котловины сжимающих напряжений дают основания для предположения о развитии здесь покровно-надвиговых структур в соответствии с механизмом двухъярусной тектоники плит [10]. Действительно, как показали комплексные геолого-геофизические исследования, характерной особенностью Центральной котловины Индийского океана является наличие зоны внутриплитовых деформаций северо-восточного простираения. Первый тип деформации представляет собой антиклинальные поднятия кристаллического фундамента шириной 100—300 и высотой 1—3 км, второй — характеризуется серией ступенчатых разломов взбросового или надвигового характера, которые по данным сейсмопрофилеирования отчетливо фиксируются в рельефе фундамента и осадочного покрова. Ширина таких зон также составляет до 100 км [12].

В районе антиклинальных поднятий и деформаций выявлены аномалии силы тяжести в свободном воздухе с амплитудой 30—80 мГл, которые пространственно коррелируются с поднятиями фундамента, и, по-видимому, связаны с внутрикоровыми деформациями.

Палеогеодинамический анализ геолого-геофизических данных позволяет предположить, что зона тектонических деформаций возникла в олигоцене — миоцене в результате столкновения Индийской и Евразийской плит. Как показывает сопоставление данных о скорости северного дрейфа Индийской плиты в позднем мелу и олигоцене со скоростями спрединга в Центральной котловине [7], около 36 млн. лет назад произошло уменьшение скорости северного дрейфа Индийской плиты с 6,8 до 2,5 см/год. В то же время скорость спрединга

существенно не уменьшилась. Это обстоятельство находит объяснение в концепции двухъярусной тектоники плит [10], в соответствии с которой процесс образования тектонических деформаций в Центральной котловине после столкновения Индии с Евразией происходит на коровом ярусе, в то время как нижняя часть литосферы проскальзывает под корой Индийского океана и Индостана. При этом в тылу Индийской плиты, в ее океанической части, происходит в результате сжатия формирование покровно-надвиговых коровых структур. Все это вызывает интенсивный диссипативный разогрев нижней части коры и верхней мантии, что и приводит к возникновению выявленных здесь геотермических аномалий.

Таким образом, диссипативный разогрев в зонах внутриплитовых деформаций является важным энергетическим источником в различных районах Мирового океана.

#### Список литературы

1. *Беляев И. И., Ваньян Л. Л., Городницкий А. М., Пальшин Н. А., Филин А. М., Шиловский П. П.* О структуре аномального магнитного поля в Центральной котловине Индийского океана // Геомagnetизм и аэрономия. 1987. Т. XXVII. № 2. С. 293—298.
2. *Валашко Г. М., Городницкий А. М., Лукьянов С. В.* Тектоническая эволюция возвышенности Шатского в свете геомагнитного изучения // Проблемы геомагнитного изучения Мирового океана. М.: ИЗМИРАН, 1990. С. 75—81.
3. *Ваньян Л. Л., Городницкий А. М., Пальшин Н. А., Шиловский П. П.* Геотермические исследования в Центральной котловине Индийского океана // Физика Земли. 1985. № 9. С. 110—112.
4. *Вержбицкий Е. В., Городницкий А. М., Емельянов Е. М., Лобковский Л. И., Марова Н. А., Сборщиков И. М., Шрейдер А. А., Ястребов В. С.* Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 1. С. 12—22.
5. *Вержбицкий Е. В., Городницкий А. М., Сочельников В. В., Шиловский П. П.* Геотермические исследования в восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов (Северная Атлантика) // Современные методы морских геологических исследований: Тезисы докладов II Всесоюзного совещания. М.: ИО АН СССР, 1987. Т. 1. С. 100—102.
6. *Вержбицкий Е. В., Гринберг О. В., Корытко В. А., Свиначенко В. К.* Геотермические исследования в 20-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» // Геология морей и океанов. М.: ИО АН СССР, 1990. Т. 2. С. 25.
7. *Городницкий А. М.* Скорость дрейфа континентов в фанерозое по палеомагнитным данным // Геомagnetное поле в фанерозое: Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по палеомагнетизму. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 65—66.
8. *Городницкий А. М.* Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 165 с.
9. *Городницкий А. М.* Тепловой поток через дно океана и его связь с мощностью и строением океанской литосферы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 37—47.
10. *Лобковский Л. И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. С. 256.
11. *Непрочнов Ю. П., Городницкий А. М., Левченко О. М., Мерклин Л. Р., Седов В. В.* Аномальные геофизические поля и строение земной коры центральной части Индийского океана // Геофизические поля Тихого и Индийского океанов. Результаты исследований по международным геофизическим проектам МГК. М.: ИО АН СССР, 1988. С. 61—80.
12. *Непрочнов Ю. П., Левченко О. В., Городницкий А. М., Мерклин Л. Р.* Детальная геофизическая съемка области тектонических деформаций в Центрально-Индийской котловине // Докл. АН СССР. Геология. 1988. Т. 298. № 4. С. 939—943.
13. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1975. 184 с.
14. *Ханкишиева Л. В.* Строение осадочного чехла возвышенности Шатского: Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук. М.: ИО АН СССР, 1990. 46 с.
15. *Anderson R. N.* 1980 update of heat flow in the east and southeast Asian seas in the Tectonics and Geologic Evolution Asian Seas and Islands // Geophys. monogr. ser. 1980. V. 23. P. 319—326.
16. *Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosion at the bottom of the Western Pacific: structure of oceanic lithosphere revealed by Longhot // Experimental geophysics of the Pacific Ocean basin. Tokyo, 1978. № 19. P. 24—29. Monogr.
17. *Ericson A. J., Simmons G., Ryan W. B. F.* Review of heat flow data from Mediterranean and Aegean seas // International symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Paris, 1977. P. 263—280.
18. *Gorodnitsky A. M.* Structure of the Anomalies Magnetic Field in the central Indian Basin and its Relation to the tectonic Evolution of the Region // Geophysical Investigation in the Central Indian Basin. Hyderabad. India. 1990. P. 48—56.
19. *Parsons B., Sclater J. C.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // Geophys. Res. 1977. V. 82. N 5. P. 803—827.

20. *Pollack H. N., Chapman D. S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. 1977. V. 38. P. 279—296.
21. *Purdy G. M.* The Eastern and of the Azores-Gibraltar plate boundary // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. V. 43. P. 123—150.
22. *Terrestrial heat flow in Europe*/Eds Cermak V., Rybach L. Berlin: Springer-Verlag, 1979. 376 p.
23. *Verzhbitsky E. V., Sborshchikov I. M.* Heat flow and spreading rate in back-arc basins: the example of the Tyrrheinian Sea // *J. Geodynamics*. 1988. V. 10. P. 85—91.
24. *Verzhbitsky E. V., Zolotarev V. G.* Heat flow and the Eurasian-African plate boundary in the Eastern part of the Azores-Gibraltar fracture zone // *J. Geodynamics*. 1989. V. 11. P. 267—273.

Институт океанологии  
АН СССР, Москва, 117218

Поступила в редакцию  
16.VIII.1990

УДК 551.243(571.1)

© 1991 г.

ПОПКОВ В. И., ЖДАНОВ С. М.

**МОЛОДЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ  
НА ЮЖНОМ МАНГЫШЛАКЕ**

Приводится описание кайнозойских деформаций, развитых в отложениях палеогена северного борта Южно-Мангышлакского прогиба. В естественных обнажениях закартированы взбросы, надвиги и пликвативные дислокации, образовавшиеся в обстановке горизонтального сжатия. Обосновывается вероятность сохранения последней и в настоящее время.

Popkov V. I., Zhdanov S. M. Horizontal compression young deformations in Southern Mangyshlak. *Geotectonics*. 1991. № 5. The paper is devoted to Cenozoic deformations developed in Paleogene deposits of the Southern Mangyshlak trough. Uplthrows, overthrusts and plicated dislocations are mapped in natural outcrops formed under horizontal compression. The probability of such conditions being preserved at the present time is argued.

В последние годы появились факты, свидетельствующие о важном значении тангенциальных напряжений в формировании структуры платформенного чехла Южно-Мангышлакского прогиба. В частности, были обнаружены в большом количестве складчато-надвиговые и сопряженные с ними сдвиговые деформации, развитые в мезозойской части разреза [7]. Для перекрывающих толщ подобная информация отсутствовала, и лишь на основании косвенных данных, таких, как отражение фронтальных складок и некоторых разрывов в кайнозойских образованиях и в современном ландшафте, делался вывод о продолжающейся их жизни в новейшее время. При проведении полевых работ нам удалось обнаружить прямые доказательства существования структур горизонтального сжатия в верхнеэоценовых и олигоценовых отложениях северного борта прогиба (рис. 1). Первые краткие сведения об этих дислокациях были изложены в предыдущей публикации [9]. Весной и летом 1990 г. мы продолжили их изучение, в результате чего накоплен новый фактический материал, существенно расширяющий представления по этому вопросу. Отметим, что помимо полевых исследований выполнялись аэровизуальные наблюдения, были отдешифрированы крупномасштабные аэрофотоснимки, а также проанализированы разнообразные геофизические материалы и данные глубокого бурения, что позволило получить более полную информацию о генезисе кайнозойских дислокаций.

**СТРАТИГРАФИЯ**

Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений, в которых выявлены структуры бокового сжатия, изучена весьма детально при геологическом картировании и тематических исследованиях [1, 3, 4 и др.]. В их составе выделен ряд свит и толщ, отличающихся как по своему составу, так и по окраске слагающих пород, что существенно облегчает проведение структурных наблюдений.

Верхнеэоценовые отложения представлены мощной толщей мелоподобных известняков и мергелей, залегающих согласно на карбонатных и глинисто-карбонатных породах палеоцена и нижнего — среднего эоцена. Представлены они тремя литологическими толщами, объединенными (снизу вверх) в аманкизилитскую, шорымскую и адаевскую свиты, которые хорошо сопоставляются с известными горизонтами Северного Кавказа и Крыма — керестинским, кум-

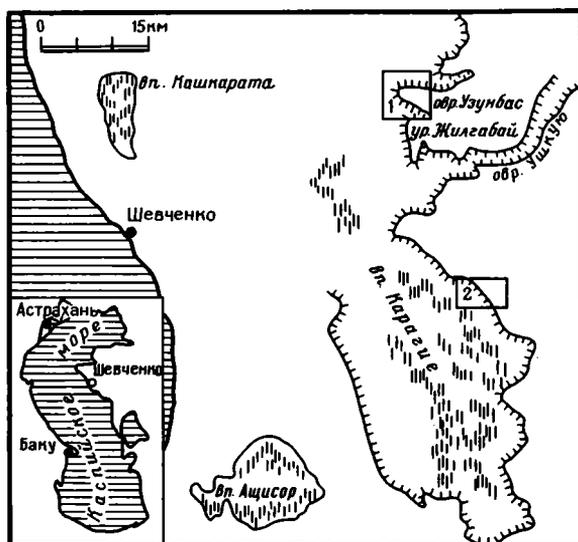


Рис. 1. Схема положения участков детальных работ:  
1 — Куюлусского, 2 — Тарлинского

ским и белоглинским — и соответствуют в возрастном отношении бодракскому и альминскому ярусам [1].

Аманкизилитская свита сложена толщей белых или светло-серых и зеленоватых мергелей. Мощность свиты колеблется от 10—15 до 40 м. Нижняя граница свиты нечеткая из-за сходства с подстилающими отложениями, верхняя граница четкая, обусловленная резким переходом к литологически отличным породам шорымской свиты.

Осадки шорымской свиты залегают на нижележащей толще согласно. Они имеют трехчленное строение: нижняя часть — серые и буроватые мергели с рыбными остатками и пропластками туффитов, средняя часть — зеленые глины, верхняя — шоколадно-коричневые мергели с прослоями мощностью 1—10 см алевритов и туффитов, содержащими многочисленные остатки рыб. Мощность свиты изменяется от 20 до 85 м.

Отложения адаевской свиты залегают согласно на породах шорымской свиты. Они представлены белыми со слабыми зеленоватым, голубоватым и розовым оттенками мелоподобными неяснослоистыми мергелями с обильными железистыми конкрециями. Мощность свиты на Южном Мангышлаке колеблется от 10 до 40 м.

Отложения олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия) с резкой литологической границей, но без видимых следов перерыва залегают на мергелях адаевской свиты. Представлены достаточно однообразной толщей зеленовато-серых, темно-серых, желто-бурых и иначе окрашенных глин. На выветрелой поверхности обычна бурая окраска. Резко подчиненное значение имеют мало-мощные прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность майкопской серии в исследуемом районе колеблется от 70 до 160 м.

Среднемиоценовые отложения залегают с глубоким размывом на различных горизонтах подстилающих отложений. Средний и верхний миоцен представлен терригенными и карбонатными образованиями морского и континентального генезиса, образующими бронирующий покров Южно-Мангышлакского плато. Мощность их составляет 85—125 м.

Упоминание о существовании эоценовых складок в районе Куюлусской долины, образование которых связывается с оползневыми явлениями, можно встретить в некоторых публикациях прошлых лет [6, 11 и др.]. Однако ни сколько-нибудь подробного их описания, ни обоснования генезиса в указанных работах не приводится. Нами здесь обнаружены помимо складок зоны молодых надвигов и сопутствующих им тектонических деформаций [9]. Все они в совокупности составляют сложную систему складчато-надвиговых дислокаций, образовавшуюся в обстановке горизонтального сжатия.

Первая из таких зон имеет близширотное простирание и располагается в районе слияния р. Аша и крупного временного водотока, дающего начало Узунбасскому оврагу (рис. 2). В ее составе можно выделить три основные линии складчато-надвиговых дислокаций. Северная линия объединяет дислокации, вскрытые руслом временного водотока (далее будем называть его Узунбасским оврагом), прорезающего плоское днище Куюлусской долины, а также надвиг, обнаженный на левом берегу р. Аша к западу от места ее слияния с этим оврагом. Протяженность надвига, зафиксированная непосредственно в обнажениях, составляет 4,5 км. Фронт его следует на поверхности и фиксируется контактом между горизонтально и наклонно залегающими шоколадными мергелями шорымской свиты, имеет извилистую форму, в огрубленном виде следующую рельефу местности, что указывает на достаточно пологие углы наклона плоскости сместителя.

С фронтом надвига в целом совпадает субширотный отрезок коленообразного изгиба русла р. Аша, а также Узунбасского временного водотока, в береговых обрывах которых можно наблюдать внутреннюю структуру дислокаций. Углы наклона надвига во фронтальной части колеблются в зависимости от того, под каким углом он пересекается оврагом, от 9 до 35°. Возможно также, что и сам наклон сместителя не постоянен по простиранию разрыва. Висячем крыле слои шорымской свиты параллельны плоскости надвига, но уже на расстоянии в 3—6 м от фронтальной части происходит резкое выполаживание углов наклона как слоев, так и самого разрыва с дальнейшим переходом в субгоризонтальное залегание (см. рис. 2, б). В лежащем крыле отложения эоцена обычно залегают горизонтально и не несут видимых следов деформаций. Лишь непосредственно в зоне контакта в ряде случаев они раздроблены или «заершены» и даже имеют запрокинутое залегание.

Видимая амплитуда горизонтального перекрытия обычно исчисляется 4—6 м, иногда достигает 12 м. Движение по надвигу сопровождалось образованием тектонической глинки трения мощностью 15—30 см, обохренной с мелкими (до 1,5—2,0 см) оскольчатыми обломками аргиллитов и мергелей, которые ориентированы согласно поверхности срыва. В отдельных случаях фронтальная часть надвига сопровождается зоной дробления мощностью до 1,5 м, развитой чаще в местах резкого изгиба надвиговой поверхности, т. е. на участках, где происходила трансформация горизонтальных движений в вертикальные. Более глинистые прослои часто несут следы тектонического нагнетания пластических масс, в результате чего наблюдается раздув их мощности, образуются многочисленные будинированные пластины мергелей, рассеченные густой сетью пологонаклонных трещин. Местами породы почти полностью раздроблены и перетерты, что может указывать на проскальзывание отдельных более жестких пластов, слагающих висячее крыло.

Сама поверхность основного срыва не является горизонтальной, что можно видеть в одном из обнажений левого борта Узунбасского оврага, где на расстоянии около 75 м эрозией вскрыт фронт надвига: здесь простирание русла оврага практически совпадает с простиранием надвига. В левой части обнажения (см. рис. 2, в) аллохтон образует пологую моноклираль, наклоненную под углом 10° к юго-востоку. В зоне разрыва залегают маломощная (15—20 см)

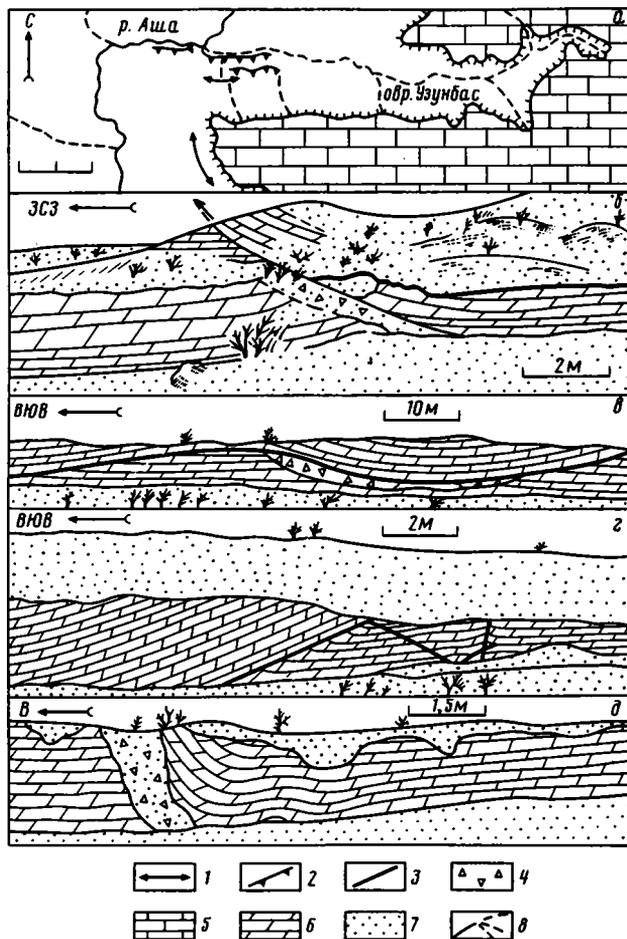


Рис. 2. Обзорная схема (а) и геологические разрезы долины Куюлус (б — фронт надвига недалеко от устья Узунбасского временного водотока, в — фронт надвига в левом борту Узунбасского оврага, з — надвиг и сопутствующие ему дислокации в левом борту оврага в 1,1 км выше устья, д — зона смятия в левом борту оврага в 400 м выше устья)  
 1 — оси антиклиналей; 2 — фронт надвигов; 3 — надвиги (на разрезах); 4 — зоны брекчирования; 5 — отложения неогена; 6 — мергели шорымской свиты; 7 — четвертичные отложения; 8 — русла водотоков

глинка трения. В правой части разрыв имеет чашеобразную форму, так что вышележащие мергели шорымской свиты образуют синформу шириной 45 м, где слои субпараллельны поверхности сместителя. Примечательно, что в автохтоне слои залегают горизонтально вне зависимости от характера поведения подошвы аллохтона. Это говорит о том, что волнистый характер поверхности срыва имеет первичную природу и не связан с последующими складкообразовательными движениями. Амплитуда «волны» достигает 4,0 м. В левой части синформы обнажен брекчированный слой мощностью около 1,5 м, сопровождающий разрыв, а верхние горизонты автохтона интенсивно мелко гофрированы. Азимут простираения гребней гофрированных слоев  $340^\circ$ . Учитывая особенности строения аллохтона и сопутствующих ему тектонических деформаций, можно говорить о том, что его формирование происходило при участии сил горизонтального сжатия, ориентированных с запад-юго-запада на восток-северо-восток по азимуту примерно  $70^\circ$ . Близкие значения получены и в других точках, где фик-

сируется падение надвиговых поверхностей к юго-западу (аз. пад. 230—240°). Субпараллельно основному надвигу на удалении первых десятков метров к северу располагается второстепенный надвиг. Поверхность его сместителя наклонена к югу и быстро выполаживается в сторону главного надвига. Строение аналогично вышеописанным дислокациям. Вероятно, можно говорить о чешуйчатом строении системы надвигов.

Помимо субширотно ориентированного главного надвига присутствуют разрывы и иных простираний. Так, в левом борту Узунбасского оврага в 400 м выше от места его впадения в р. Аша среди горизонтально залегающих слоев шорымской свиты на участке шириной 5,5 м отложения имеют волнистое залегание (см. рис. 2, д). С востока по круто наклоненному разрыву этот блок контактирует с недислоцированными породами. Разрыв сопровождается зоной дробления мощностью ~1 м. Здесь же отмечаются и наибольшие углы наклона слоев, достигающие 65°; азимут падения слоев 270°. К западу происходит их постепенное выполаживание. Отчетливо трассируется зона смятия и на самом берегу оврага на расстоянии около 10 м к югу от его русла, вплоть до фронта основного надвига, по которому происходит продвижение пород шорымской свиты на одновозрастные отложения с перекрытием и указанной зоны смятия, в результате чего последняя далее не прослеживается. Этот факт свидетельствует о различном возрасте данных дислокаций, а также об изменении направления сжимающих сил.

В том же борту оврага, но на удалении около 700 м к востоку от зоны смятия, под маломощным (2—3 м) чехлом четвертичных отложений обнажен надвиг, поверхность которого наклонена к юго-востоку по азимуту 145° под углом 21°. Мергели шорымской свиты висячего крыла залегают согласно с поверхностью надвига. В лежачем крыле в зоне контакта слои подвернуты и в той или иной степени дезинтегрированы, а на некотором удалении нарушены более мелким встречным надвигом, угол наклона которого составляет 30° (см. рис. 2, е). Слои здесь зигзагообразно изогнуты или же разорваны и надвинуты навстречу основному надвигу с горизонтальной амплитудой смещения 40—50 см. В местах резкого изгиба слоев в глинисто-мергелистых прослоях отмечается нагнетание пластичных масс и раздув мощности. Несколько западнее залегание слоев осложнено субвертикальной ветвящейся трещиной, рассекающей гребневидную складку. В средней части она горизонтально смещена к западу по наклоненной в сторону основного надвига трещине. В четвертичные отложения данные разрывы не проникают. Структурные особенности описанных дислокаций свидетельствуют о том, что сжатие на этом участке было ориентировано с юго-востока на северо-запад. Характер соотношения с главным (субширотным) надвигом установить не удалось из-за развития четвертичного покрова.

В пределах фронтальной части надвига в большом количестве распространены эллипсоидно деформированные диски позвонков акул. В отличие от недеформированных они заметно утратили свою прочность и легко раскалываются в руках. В зоне главного надвига обнаружено несколько таких позвонков, лежащих один на другом и последовательно смещенных друг относительно друга по направлению движения горных пород.

Некоторые из надвигов активны и в новейшее время. Об этом свидетельствует отражение фронтальных частей отдельных дислокаций на дневной поверхности в виде топографических поднятий, которые огибаются руслом р. Аша. В целом же в зоне надвигов увеличивается глубина эрозионного вреза Узунбасского временного водотока, а левый берег р. Аша, в отличие от других районов, обрывист.

Центральная линия надвигов располагается в 150—250 м к югу от северной и прослеживается субпараллельно ей на расстоянии около 800 м. Здесь на удалении 200—250 м друг от друга примерно на одной линии располагаются три небольшие горки высотой в несколько метров, сложенные отложениями верхних

горизонтов шорымской свиты (шоколадные мергели и зеленые глины). Слои имеют моноклиальное залегание и наклонены под углом 15—16°. В пределах горок обнаружено большое количество деформированных позвонков акул.

В промоинах и небольших овражках на расстоянии в несколько метров от северных подножий этих возвышенностей обнажены фронтальные части тектонических пластин, где по пологим надвигам (16—36°) приведены в соприкосновение горизонтально и моноклиально залегающие слои шорымской свиты. В зонах контакта развиты глинки трения мощностью до 30 см и тектонические брекчии до 50 см мощностью. В последнем случае разрушены преимущественно верхние слои лежащих крыльев. В одной из промоин установлено надвижение мергелей шорымской свиты на четвертичные отложения. Видимая амплитуда горизонтального перекрытия — 1,5 м.

Южная зона дислокаций располагается кулисообразно относительно центральной, смещаясь от нее к западу и находясь на удалении 400—600 м от северной зоны (см. рис. 2, а). Она представляет собой узкую линейную (800 × 100 м) опрокинутую, субшироко ориентированную складку, сложенную отложениями верхов эоцена, которые образуют протяженную гряду и отдельные горки. Ядро антиклинали сложено аргиллитами и мергелями шорымской свиты, крылья — белыми мергелями адаевской свиты. Шарнир антиклинали испытывает плавную ундуляцию. Судя по всему, складка осложнена поперечным левосторонним сдвигом, выраженным на поверхности овражком северо-западного простираения, в результате чего западная ее часть, составляющая примерно  $\frac{2}{3}$  общей длины складки, несколько смещена на север относительно восточной.

Углы наклона слоев верхов эоцена в южном крыле западной части поднятия достигают 23—45°. Далее на юг слои адаевской свиты быстро выполаживаются, переходя в горизонтальное залегание, и перекрываются глинами олигоцена, лежащими также горизонтально. В подвернутом северном крыле породы шорымской свиты наклонены под углом 45°, местами до 68°. У северного подножия гряды в коренном залегании кое-где сохранились горизонтально лежащие белые мергели адаевской свиты, на которые надвинуты бурые и зеленовато-бурые породы шорымской свиты. На западном окончании гряды отчетливо видна периклиналь антиклинали, где на подвернутом крыле складки сохранились от размыва мергели адаевской свиты. Здесь же хорошо виден их тектонический контакт с горизонтально залегающими одновозрастными отложениями, однако сам разрыв в обнажении закрыт осыпями этих же белых мергелей. Но в одной из промоин у подножия возвышенности можно наблюдать и надвиг, наклоненный под углом ~30° к югу.

Восточная часть ядра складки обнажается в четырех отдельных горках высотой 4—5 м, располагающихся на незначительном удалении друг от друга. Как и в рассмотренном выше случае, вдоль северного подножия горок местами обнажены горизонтально лежащие породы адаевской свиты, на которые наползают отложения шорымской свиты, перекрываемые на южном крыле складки круто наклоненными (до 43—45°) адаевскими слоями.

Вдоль западного обрыва неогенового плато, разделяющего Узунбасский и Жилгабайский овраги, простирается с северо-северо-запада на юго-юго-восток относительно крупная (1,5 × 0,1 км) антиклиральная складка (см. рис. 2, а). Крылья ее сложены глинами олигоцена, а в своде складки, расчлененном эрозией на ряд останцов, обнажены белые мергели адаевской, бурые мергели и зеленые глины шорымской свиты. Складка асимметрична: восточное крыло более пологое (30°), западное крутое (рис. 3), где наклонно (35—40°) залегающие слои адаевской свиты контактируют с горизонтально лежащими глинами олигоцена. В отдельных местах углы наклона на западном крыле достигают 80° и даже запрокинуты с напозланием белых мергелей адаевской свиты на отложения олигоцена. Ядро складки нарушено продольным разрезом, вдоль которого происходит подворот слоев шорымской свиты в восточном направлении.



а

Рис. 3. Ядро складки, располагающейся к западу от уступа плато, разделяющего овраги Узунбас и Жилгабай; вид на юг. В ядре — зеленые глины шорымской свиты, на крыльях — бурые мергели шорымской и белые мергели адаевской свит

К юго-востоку от рассмотренной антиклинали простирается гряда, сложенная нижними горизонтами олигоцена и местами мергелями адаевской свиты, которая пересекает Жилгабайский овраг по диагонали в направлении одного из «мысов» неогенового уступа его южного борта. Протяженность ее ~ 3 км. Слои палеогена образуют здесь моноклинал, наклоненную под углами 10—20° к северо-востоку и представляющую, возможно, лишь одно из крыльев складки, большая часть которой сnivelирована эрозией и перекрыта четвертичными образованиями. Судя по всему, эта моноклинал служит продолжением предыдущей складки.

### ТАРЛИНСКИЕ СКЛАДКИ

Наиболее живописны кайнозойские дислокации северо-восточного угла впадины Карагие, в районе колодцев Тарлы, где среди поля бурых олигоценых глин обнажены ослепительно белые мергели адаевской свиты, которые слагают ядерные части четырех складок, образующие горки и гряды. Их своды расчленены эрозией на отдельные «обелиски», «столбы» и другие причудливой формы останцы. Описание этих дислокаций содержится в некоторых более ранних публикациях, но наиболее детально дано в статье И. С. Плещеева и Л. Ф. Волчегурского [6], проводивших здесь специальные исследования с целью выяснения генезиса складок. Тем не менее многие принципиальные моменты геологического строения этого района были освещены слабо или же вообще оказались вне поля зрения наших предшественников.

Первая (северная) складка имеет протяженность 1,3 км, ширину 200 м. Это антиклиналь дугообразной формы, выпуклой стороной обращенной к востоку. Хорошо сохранилась лишь северная периклинал. В ядре здесь обнажены мергели адаевской свиты, большей частью уничтоженные эрозией. Облекаются они глинами олигоцена (см. рис. 4, а). На севере четко видно замыкание складки. Углы наклона слоев на крыльях достигают 70—75°, восточное крыло слегка

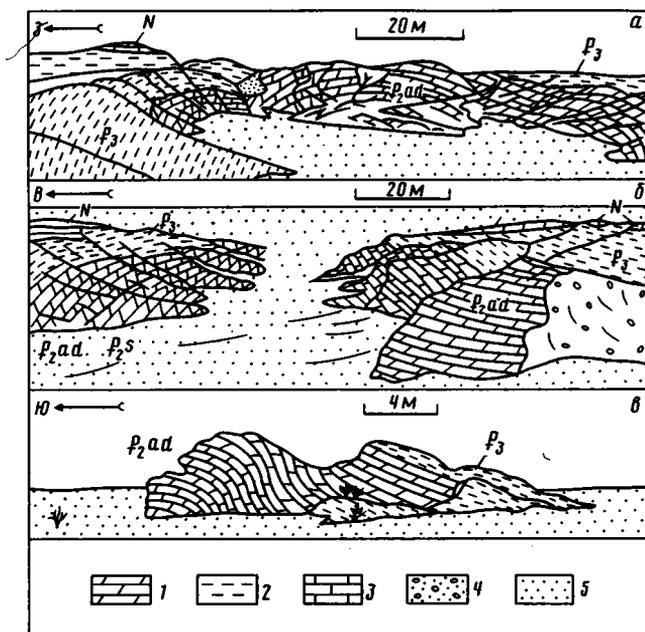


Рис. 4. Тарлинские складки: а — северная, б — юго-восточная, в — восточная  
 1 — мергели шорымской ( $P_{2s}$ ) и адаевской ( $P_{2ad}$ ) свит; 2 — глины олигоцена ( $P_3$ ); 3 — терригенные и карбонатные отложения неогена (N); 4 — осыпи; 5 — четвертичные осадки

запрокинуто. Углового или стратиграфического несогласия между мергелями эоцена и глинами олигоцена, как это отмечалось в работе [6], ни на этой складке, ни на остальных трех нам обнаружить не удалось.

Центральная и южная части складки сnivelированы эрозией практически полностью, сохранилось лишь восточное крыло, сложенное глинами олигоцена. В ядерной части антиклинали на поверхности видны высыпки мергелей адаевской свиты, так что предположение о том, что этот участок перекрыт оползшими глинами олигоцена [6], подтверждения не находит. В пределах западного участка северной переклинали на двух горках, сложенных олигоценем, сохранились от размыва «нашлепки» неогена, залегающие с резким угловым несогласием на подстилающих отложениях. Нижние 80 см «нашлепки» сложены косо-слоистыми известковистыми песками и алевритами, содержащими прослойки галечного материала, среди которого присутствуют щебневидные обломки олигоценовых глин. Верхние 15—20 см этих глин несут следы выветривания; вдоль трещин, затухающих вниз и не проникающих в перекрывающие отложения, развит каолинит. Никаких следов тектонического скольжения на контакте нет, что указывает на то, что отложения неогена находятся здесь в коренном залегании.

Вторая, более южная складка кулисообразно подставляет северную, будучи несколько выдвинута относительно нее к востоку. Складка также имеет дугообразную форму, ширина ее ~150 м. В целом эти складки составляют единую антиклинальную зону длиной ~2 км. Обнаженность здесь, вопреки утверждению некоторых исследователей [6], прекрасная, что позволяет решить многие вопросы, касающиеся происхождения данных дислокаций.

В отличие от всех остальных складок, здесь эрозией в значительной степени уничтожено не ядро, а западное крыло. Целиком сnivelирована и южная часть антиклинали, перекрытая четвертичным покровом. В сохранившейся же северной половине в естественных обнажениях можно наблюдать выходы бурых

мергелей шорымской свиты, слагающих ядро складки, а также облегающих их отложений адаевской свиты и глин олигоцена (см. рис. 4, б). При этом и те и другие осадки обнажены как на западном, так и восточном крыльях. Контакт между ними согласный. Северная периклиналь дугообразно изогнута к северо-востоку. Замыкание складки здесь прекрасно маркируется белыми мергелями адаевской свиты, а также разноцветными слоями олигоценых глин. Складка асимметрична: как и в предыдущем случае, восточное крыло, более крутое, здесь глины олигоцена имеют близвертикальное залегание. Углы наклона на западном крыле  $50\text{--}52^\circ$ , далее к западу происходит быстрое выполаживание слоев.

В пределах рассматриваемого участка Тарлинских дислокаций во многих местах сохранилась недислоцированная неогеновая «нашлепка», бронирующая как крылья, так и ядерную часть складки. В результате можно наблюдать залегание ее как на глинах олигоцена, так и на белых мергелях эоцена. Контакт явно стратиграфический; как и в остальных случаях, здесь нет никаких следов тектонического скольжения, надвигания и т. п.

Третья складка располагается к востоку от двух первых. Образует дугу протяженностью  $\sim 2$  км и шириной 200 м. Ядро и восточное крыло практически полностью размыты. Хорошо сохранилась лишь северная периклиналь и западное крыло, где обнажены мергели адаевской свиты и отложения олигоцена. Углы наклона слоев на западном крыле весьма крутые, местами слегка подвернуты ( $79^\circ$ ); на таких участках видно налегание мергелей эоцена на олигоценые глины. Каковы углы наклона слоев на восточном крыле — сказать трудно. В пределах же северной периклинали они залегают под углом в  $23\text{--}25^\circ$ . Мергели эоцена разбиты небольшими разрывами и трещинами, иногда гофрированы. На западном крыле присутствуют бронирующие слои неогена. В юго-западной части слабонаклонные ( $5\text{--}7^\circ$ ) горизонты олигоцена приведены в тектоническое соприкосновение с близвертикально залегающими одновозрастными образованиями юго-восточного крыла предыдущей складки. Тектонический характер их соотношения наглядно подчеркивается особенностями залегания разноцветных глинистых слоев, пересекающихся почти под прямым углом. Между этими двумя дугами зажат клин недислоцированных отложений олигоцена. В восточной части Тарлинского района моноклинально залегающие отложения адаевской свиты и олигоцена образуют субширотную пилообразную грядку, протягивающуюся на расстояние около 1 км (см. рис. 4, в). И. С. Плещеев и Л. Ф. Волчегурский считают, что «никакой складки здесь нет и представить ее невозможно» [6, с. 31], что, как мы постараемся показать ниже, не соответствует действительности.

В ядре складки, несколько южнее самой гряды, являющейся северным крылом складки, обнажены зеленые глины шорымской свиты, последовательно сменяемые как к северу, так и к югу бурыми мергелями этой же свиты, а затем белыми мергелями адаевской свиты. Последние на южном крыле располагаются перед небольшой грядкой недислоцированных глин олигоцена и слегка задерживаются, но достоверно фиксируются по белым высыпкам, а также при некоторой расчистке, т. е. здесь налицо южное крыло складки. На северном крыле на отложениях эоцена согласно залегают глины олигоцена, также наклоненные к северу. Углы наклона слоев в мергелях шорымской свиты на северном крыле достигают  $60^\circ$  с постепенным, но быстрым выполаживанием (до  $35\text{--}37^\circ$  и менее) в перекрывающих отложениях (см. рис. 4, в). На южном крыле слои имеют близвертикальное, возможно, даже подвернутое залегание.

На западном продолжении северного крыла складки на некотором удалении располагается гряда олигоценых глин, наклоненных также к северу. Если же прийти несколько к востоку от последнего выхода эоцена, то можно найти доказательства периклинального замыкания данной складки. Последнее подчеркивается темно-бурими пластами глин и отдельными прослоями алевролитов олигоцена, образующих крупнощебенчатые высыпки. Складка протягивается

достаточно далеко к востоку и, судя по всему, перекрывается оползнями глинистых толщ олигоцена, фронт которых почти перпендикулярен оси складки. В целом складка имеет форму достаточно крупной дуги, выгнутой к югу. Общая видимая протяженность антиклинали составляет ~2,3 км, ширина 150 м. Не исключено, что на западе она сочленяется с рассмотренными выше складками, образуя сложную веерообразную систему дислокаций.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДИСЛОКАЦИЯ

Согласно сложившимся представлениям, образование кайнозойских складок Куюлусской долины и района колодцев Тарлы связывается с оползневymi процессами. В качестве эталона при этом приводятся Тарлинские складки, описанные впервые в 1910 г. М. В. Баярунасом. В 1940—1950-х годах эта точка зрения была поставлена под сомнение В. Е. Егоровой и В. Н. Винюковым, которые указывали на тектонический генезис складок. В качестве основных аргументов при этом приводились такие доводы: 1) олигоценые глины, перекрывающие мергели эоцена, залегают спокойно; 2) складки отделены от оползневой зоны широкой полосой горизонтально залегающих толщ олигоцена; 3) складки непараллельны борту впадины Карагие. Однако данные взгляды были подвергнуты резкой критике И. С. Плещеевым и Л. Ф. Волчегурским [6]. Основные их возражения сводились к следующему: 1) простираение Тарлинских складок нехарактерно для тектонических структур, тем более, что они почти перпендикулярны основным дислокациям Мангышлака; 2) выходы эоцена обрамляются олигоцеными глинами, которые нарушены и беспорядочно смещены, а не залегают спокойно и горизонтально; 3) в ряде мест глины олигоцена подмяты под слои верхнеэоценовых мергелей; 4) простираение эоценовых складок и гряд находится в зависимости от расположения бортов впадины и почти строго параллельно нижним ярусам сползших массивов неогеновых пород; при этом грядки моноклинально залегающих мергелей наклонены в сторону бортов впадины, что типично для оползней; 5) в послепалеогеновое время на Мангышлаке не было каких-либо значительных складкообразовательных движений. В итоге авторы считают, что Тарлинские складки образованы в древнечетвертичное время за счет оползания неогеновых пород, причем их оползание шло не по кровле майкопских глин, а по глинам шорымской свиты, в результате чего вниз увлекались не только олигоценые глины, но и мергели адаевской свиты.

Изложенные выше сведения, а также имеющиеся на сегодняшний день материалы о глубинном строении региона позволяют усомниться в правильности подобных заключений. Рассмотрим эти факты.

Складки далеко не всегда субпараллельны бортам обрывов, где действительно широко развиты оползни. Особенно это характерно для северной и восточной складок Тарлы, которые почти под прямым углом утыкаются в фронт оползней. Мергели адаевской и верхней части шорымской свит не могли сползти с бортов впадины в районе Тарлы и оврага Жилгабай, поскольку их там нет. Скважины, пробуренные непосредственно на уступах плато, вскрыли эоцен на тех же глубинах, что и в естественных обнажениях в прибортовых участках впадины. Днище оврага Узунбас по всему периметру обрамлено мергелями адаевской свиты, находящимися в коренном залегании и не несущими в себе следов воздействия оползневых процессов. Более того, на отдельных участках южного борта оврага Узунбас хорошо видно, как пластичные глины олигоцена «наплывают» на современную эрозионную поверхность мергелей адаевской свиты, совершенно не деформируя их. Лишь иногда последние на расстоянии 2—3 м от фронта оползня пересекаются разнонаправленными трещинами. Глыбы же известняков неогена чаще оползают, скользя по глинистому склону олигоцена. В одном из оврагов, располагающегося в тылу складок Узунбаса, можно наблюдать небольшой подворот горизонтально лежащих глин майкопа перед фронтальной частью олиго-

ценового оползня. Чаше оползневые тела, упирающиеся в горки, сложенные этими же глинами, не деформируют их. Сами же складки отделены от оползней достаточно широким пространством, где не только адаевские мергели, но и глины олигоцена имеют горизонтальное залегание. Аналогичное явление, но без обнаруженных мергелей эоцена имеет место и в других рассмотренных районах.

Таким образом, уровни срыва горных пород, слагающих бортовые уступы, приурочены к различным уровням олигоцена, а также к границе его с подстилающими карбонатными отложениями эоцена. Если же принять предложенный нашими предшественниками уровень скольжения внутри эоцена, то, учитывая, что отложения последнего отсутствуют в стенках обрывов, следует допустить листрический характер оползневых поверхностей, проникавших в залегающие в днище впадины мергели эоцена с формированием во фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций. В принципе такие вещи возможны, и они достаточно широко распространены, но присущи в основном гомогенным толщам [5]. В нашем же случае довольно трудно без больших натяжек представить себе пластичные глины майкопа, которые в виде своего рода «резца» вспарывали бы более прочные подстилающие мергели эоцена. Выше мы говорили, какое деформирующее воздействие оказывают глины олигоцена не только на мергелистые толщи эоцена, а и на одновозрастные им толщи. Примечательно также, что вдоль западного обрыва урочища Жилгабай развиты гигантские оползни, но подобных дислокаций не наблюдается. Другой важный момент: в районе надвиговых дислокаций оврага Узунбас налицо следы горизонтального сжатия, ориентированного не только со стороны уступа, но и стороны впадины Карагие, откуда в четвертичное время оползать было нечему, поскольку впадина в это время уже существовала.

Отметим еще один принципиально важный момент, проливающий свет на генезис кайнозойских дислокаций,— на «нашлепки» среднего миоцена, трансгрессивно налегающие на различных горизонтах палеогена Тарлинских складок. Этот факт говорит о том, что данные антиклинали были образованы в предсреднемиоценовый этап тектонической активизации, когда впадины Карагие еще не существовало в природе. В последующем складки были захоронены и обнажены эрозией не раньше второй половины плиоцена, когда начали формироваться бессточные впадины и сопутствующие им оползневые тела. Заметим, что предсреднемиоценовые тектонические движения имели региональный характер [8] и сыграли важную роль в формировании не только крупных структур, но и отдельных локальных поднятий. Например, такие крупные поднятия, как Узень-Карамандыбасский, Жетыбайский, Тенге-Тасбулатский валы, осложняющие Жетыбай-Узеньскую ступень, набрали в этот кратковременный период 25—30% своей амплитуды, образовавшейся за весь платформенный этап развития [10].

Относительно простирации дислокаций. Рассматриваемый район располагается в западной части Жетыбай Узеньской ступени, где структуроконтролирующими являются разрывы запад-северо-западного и северо-западного простираций. Как свидетельствуют данные геофизики и глубокого бурения последних лет, по своей кинематической характеристике они являются надвигами, к фронтальным частям которых приурочены платформенные антиклинали [7]. К одному из таких нарушений, имеющему дугообразную форму, приурочена Тарлинская складка. Примечательно, что простираение описанной выше субширотной кайнозойской складки на данной площади, а также разворот к западу двух других западных антиклиналей полностью совпадает с простираением фронтальной части надвига, зафиксированного сейсморазведкой МОГТ в триасовом разрезе. Объективности ради надо заметить, что складка, картируемая сейсморазведкой, имеет более простую форму. Однако необходимо учесть, что расстояние между сейсмическими профилями составляет не более 1,5—2 км, и вполне

естественно, что при такой плотности профилей подобные детали строения складчатых нарушений могут быть упущены.

В соответствии с простираем структурных элементов запада Жетыбай-Узеньской ступени находится и ориентировка Жилгабайской складчатой зоны. Разворот ее к северу на северо-западном окончании согласуется с простираем крупного разрыва, ограничивающего указанную тектоническую ступень с запада. Простираем же Узунбасских дислокаций достаточно хорошо согласуется с простираем серии субширотных разрывов, располагающихся в 3—6 км к северу и соответствующих крупному Южно-Бекебашкудукскому надвигу [7]. Немаловажно, что простираем основных элементов орогидрографии (русло р. Аша и крупных временных водотоков, спрямленные участки обрывов плато и т. д.) соответствуют простираем погребенных разрывных нарушений.

Итак, мы считаем, что описанные кайнозойские дислокации в большинстве своем имеют тектоническое происхождение. Время образования их приходится на предсреднемиоценовую эпоху тектонической активизации, когда на западе Туранской плиты произошли крупные события, ознаменовавшие начало новейшего этапа тектонического развития. Часть из складчато-надвиговых дислокаций мобильна и в настоящее время, в результате чего разрядка возникающих напряжений может привести к возникновению землетрясений. По данным сейсмологических исследований [2] в пределах Южного Мангышлака фиксировались очаги местных землетрясений, особенно многочисленные на Жетыбай-Узеньской ступени. Мы не исключаем полностью и возможного участия сил гравитации в образовании дислокаций. Соответствие простираем погребенных тектонических структур и спрямленных бортов впадины, и в ряде случаев и их совпадение в плане может спровоцировать образование крупных оползневых тел в моменты релаксации тектонических напряжений. Но объяснить образование описанных дислокаций без признания определяющей роли тектонических движений, на наш взгляд, невозможно.

#### Список литературы

1. Геологическая карта Казахстана. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Гл. ред. Чакабаев С. Е. М., 1980. 211 с.
2. Димаков А. И., Тамаров А. И. Глубинная структура Мангышлака. Л.: Недра, 1973. 75 с.
3. Ильина А. П. Биостратиграфический очерк палеогена Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 380—393.
4. Лавров В. В., Котова М. С. Очерк палеогеновых и неогеновых отложений Мангышлака // Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С. 394—414.
5. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
6. Плещеев И. С., Волчегурский Л. Ф. О некоторых вопросах тектоники восточной части впадины Карагие // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. Вып. 1. С. 29—35.
7. Попков В. И. Чешуйчато-надвиговые дислокации северного борта Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 678—682.
8. Попков В. И., Жданов С. М. Кайнозойский этап тектонического развития запада Туранской плиты // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 2. С. 62—67.
9. Попков В. И., Жданов С. М. Кайнозойские надвиги, взбросы и складчатые дислокации Южного Мангышлака // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 925—927.
10. Попков В. И., Нугманов Я. Д. Значение восходящих тектонических движений в формировании структуры Южно-Мангышлакского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 113—120.
11. Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 3. С. 61—74.

Казахский государственный  
научно-исследовательский и проектный институт  
нефтяной промышленности,  
Шевченко, 466200

Поступила в редакцию  
20.VIII.1990

УДК 551.243(575.1)

© 1991 г.

КОЛОДЯЖНЫЙ С. Ю., ЛЕОНОВ М. Г., ХАН Р. С.  
ТЕКТОНИКА ЮЖНО-НУРАТИНСКОЙ ЛИНЕАМЕНТНОЙ  
ЗОНЫ (КЫЗЫЛКУМ)

Рассмотрено геологическое строение Южно-Нуратинской линейной зоны на примере гор Актау. Южно-Нуратинская зона имеет многостадийную историю развития с горизонтальными и вертикальными перемещениями, последовательно сменявшимися друг друга в процессе эволюции зоны. С каждым этапом структурообразования увязываются сингенетические метаморфические, магматические и металлогенические процессы. На ранних этапах развития зоны из ее шовной области выжимается покров, переместившийся в северном направлении, в результате чего возникла система лежачих складок, а вдоль поверхности шарьяжирования образовались высокометаморфизованные породы кианит-силлиманитового типа метаморфизма.

**Kolodyazhny S. Yu., Leonov M. G., Khan R. S. Tectonics of the South Nurata linear zone (Kyzylkum).** *Geotectonics*. 1991. № 5. The paper deals with the structure of the South Nurata linear zone, exemplified by the Aktau mountains. The South Nurata zone has a multistage development, with horizontal and vertical shifts successively replacing each other in the process of the zone evolution. Syngenetic, metamorphic, magmatic and metallogenic processes got increasingly interrelated with each new stage of the structural formation. In the early stages of the zone development a nappe was squeezed out in the suture area. It was shifted northwards bringing as a result to the formation of a system of recumbent folds while highly metamorphosed rocks of the kyanite—sillimanite metamorphism type were formed along the overthrust nappe surface.

В отношении геологического строения и происхождения структуры Нуратинских гор до сих пор нет однозначного мнения. Некоторые исследователи придерживались гипотезы вертикальных движений блоков земной коры [4, 10, 11] и выводили из этого все последующие теории (классическое геосинклинальное развитие района, метаморфизм погружения [10] и т. д.). Однако обнаруженные в дальнейшем антиформные структуры и шарьяжи [1, 2, 7, 12] заставили пересмотреть сложившиеся ранее взгляды с позиций признания крупных горизонтальных перемещений горных масс. В последнее время многие геологи склоняются к точке зрения, согласно которой признается существование серии крупноамплитудных моновергентных покровов, перекрывших друг друга в результате надвигания с севера на юг [2, 8].

В процессе исследований в горах Южные Нуратау у авторов сложилось мнение, что не следует однозначно принимать какую-либо тектоническую концепцию, так как в развитии геологических структур данного района принимали участие и горизонтальные и вертикальные перемещения толщ. На основании детальных наблюдений вдоль линий структурных профилей авторы пришли к несколько иным выводам в отношении направления перемещения покровов. Основанием для тектонических построений послужили наблюдения за характером вергентности складок ранней генерации. Ввиду редкой сохранности этих структур исследование лишены статистической основы.

В геотектоническом смысле Южно-Нуратинская линейная зона относится к Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоне, простирается в широтном направлении и является, предположительно, западным продолжением Курганакской зоны [6]. В целом Южно-Нуратинская линейная зона является областью концентрации тектонических, магматических

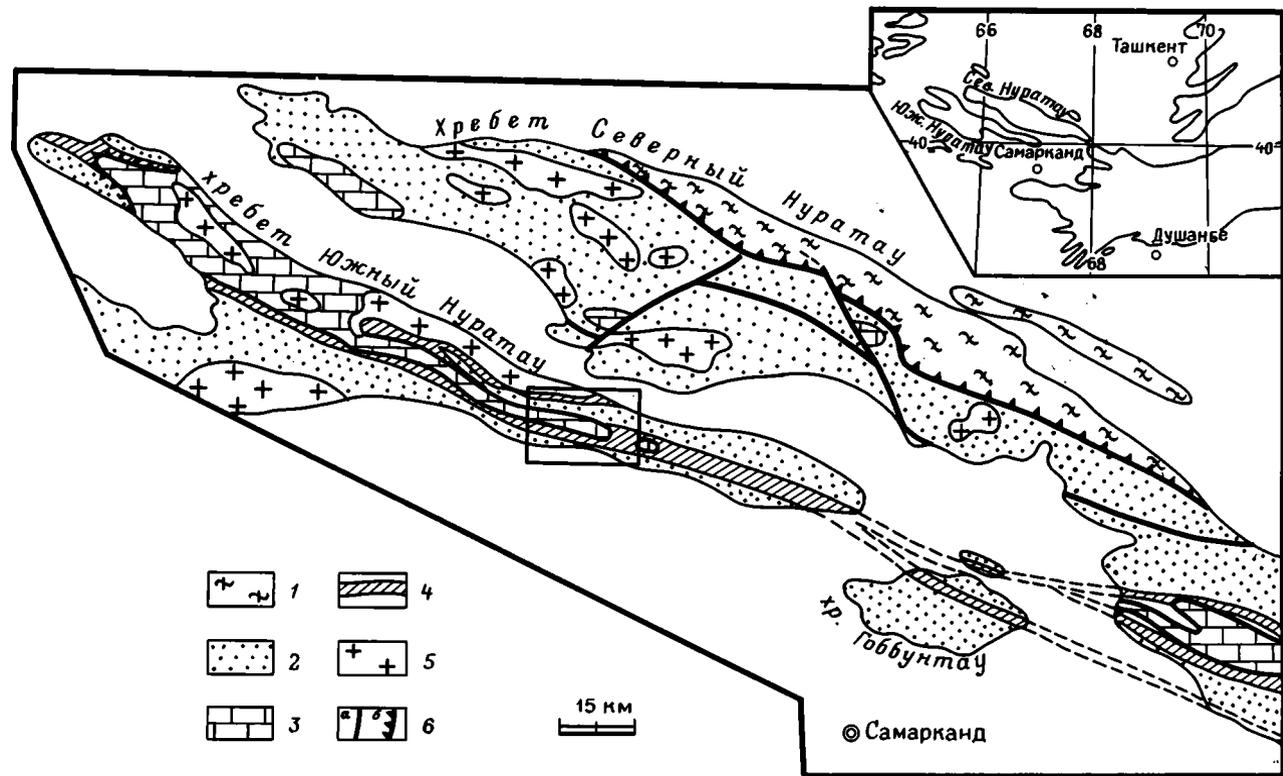


Рис. 1. Схема тектонического районирования гор. Нурау  
 1—2 — структурно-формационные зоны: 1 — Туркестано-Алайская, 2 — Туркестано-Зеравшанская; 3 — карбонитные и флишевые формации среднего и верхнего палеозоя; 4 — Южно-Нураутинская зона смятия (линеamentные швы); 5 — гранитоиды; 6 — разрывные нарушения — субвертикальные (а) и надвиговые (б). Рамкой показаны контуры рис. 2

и метаморфических процессов. Она развита в пределах большей части хр. Южный Нуратау (восточная и северо-западная его ветви) и характеризуется наличием шовных зон — зон особо интенсивного проявления структурно-вещественных преобразований (рис. 1). По удалении от этих швов деформации постепенно затухают. При ширине от 3 до 10 км эта структура прослеживается на сотни километров, испытывает сложные виргации и выполнена интенсивно дислоцированными, в разной степени метаморфизованными осадочными образованиями, а также крупными телами конкордантных гранитоидов.

*Краткий геологический очерк.* Наиболее детально нами исследована восточная часть хр. Южный Нуратау — горы Актау (рис. 2). В структурном отношении данный район имеет покровно-чешуйчато-складчатое строение при четкой обособленности параавтохтонного и аллохтонного пакетов пластин. Параавтохтонные образования сложены карбонатными и карбонатно-терригенными толщами среднего—верхнего палеозоя, тогда как аллохтонный комплекс представлен преимущественно терригенными пачками нижнего палеозоя. В результате интенсивного смятия первоначально субгоризонтального аллохтонного и параавтохтонного пакета пластин в современной структуре появились многочисленные антиформы, в ядерной части многих из которых наблюдаются выходы параавтохтонного комплекса — карбонатные толщи среднего—верхнего палеозоя. Выделившиеся таким образом карбонатные ядра часто ограничены взбросами и сбросами, приобретают горстовидную форму, а при более интенсивной дислоцированности — клиновидную и диапировидную структуру, и как бы протыкают пластичные формации нижнего палеозоя (рис. 2, 3). Интенсивность деформационных процессов в пределах данной площади распределена неравномерно, и максимальная степень их развития локализована в относительно узких полосах шириной 1,5—3 км. Выделяется две таких полосы — южная и северная. Они соответствуют швам Южно-Нуратинской линейной зоны. Простираясь в широтном направлении, к западу оба шва сливаются в единую структуру. С северной шовной зоной, в отличие от южной, связан крупный конкордантный, вытянутый в широтном направлении гранитоидный батолит (Актауский интрузив). Для обеих зон характерно то, что именно в их пределах на дневную поверхность выходят антиформные карбонатные ядра среднего — верхнего палеозоя.

Осадочные образования района подвержены крайне неравномерному пятнистому полистадийному метаморфизму, охватывающему диапазон от филлитовой ступени до амфиболитовой фации. Изограды метаморфизма секут стратиграфические поверхности, так что один и тот же горизонт глинистых сланцев может быть преобразован и в филлиты и в порфиробластические слюдяные сланцы. Комплекс метаморфитов пространственно соответствует швам Южно-Нуратинской линейной зоны. Предыдущими исследователями метаморфические образования вычленились в качестве самостоятельной свиты, имеющей раннекембрийский возраст [11]. На основании находок силурийской фауны<sup>1</sup> в метаморфитах, сопоставления характерных маркирующих горизонтов (кремнекварциты) и данных химических анализов можно полагать, что разрезы метаморфических комплексов едины с одновозрастными неметаморфизованными толщами, залегающими вне шовных частей Южно-Нуратинской линейной зоны.

Разрез толщ, слагающих изученный участок, достаточно прост. Здесь выделяются шесть формаций. Первые четыре формации относятся к аллохтонному комплексу и слагают непрерывный разрез от кембрия до силура (венлокский ярус). Разрез аллохтонных формаций значительно сокращен по мощности и составляет в общей сумме 750 м (см. колонку на рис. 3). Две другие формации образуют параавтохтон и охватывают возрастной интервал от

<sup>1</sup> Гранитоиды, определения сделаны в САИГиМС З. И. Абдуазимовой.

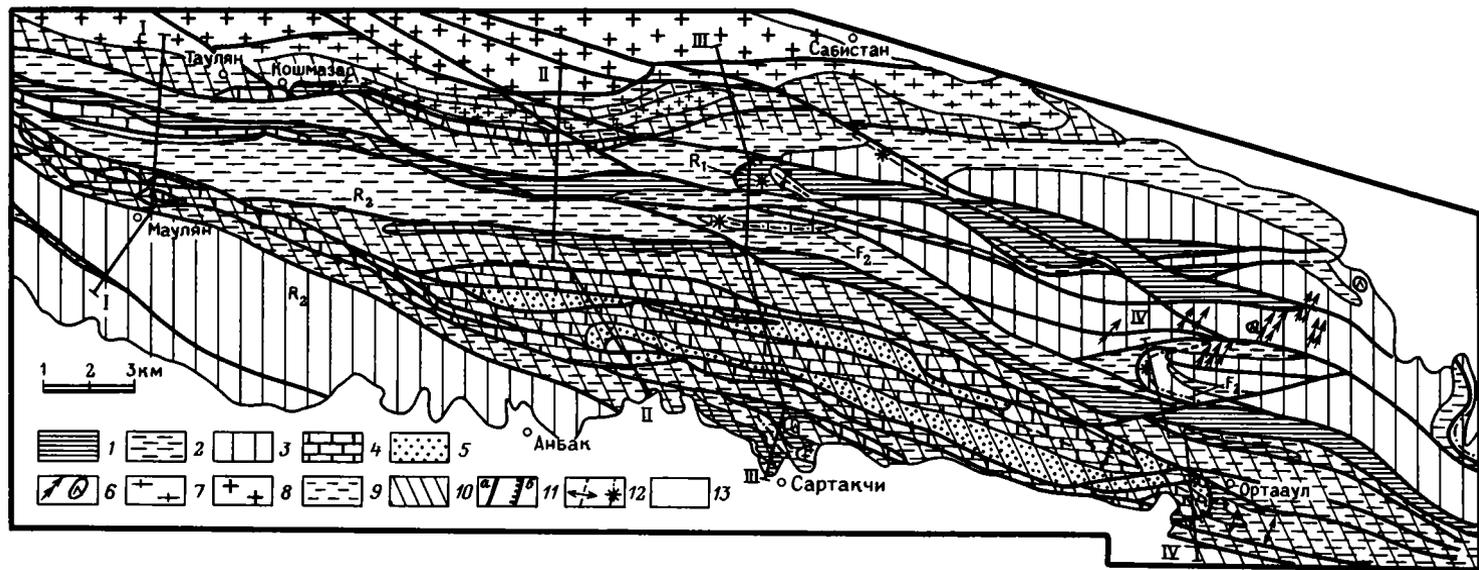


Рис. 2. Схематическая геологическая карта гор Актау (хр. Южный Нуратау)

1—3 — аллохтонный комплекс: 1 — терригенно-карбонатная формация ( $C_3-O_1$ ), 2 — кремнисто-аспидная формация ( $O_2-S_1l_3^3$ ), 3 — вулканогенно-терригенная и терригенная (флишевая) формации ( $S_1l_3^3-V_2$ ); 4—5 — параавтохтонный комплекс: 4 — карбонатная формация ( $S_2-C_2$ ), 5 — карбонатно-терригенная формация ( $C_2m$ ); 6 — дайки и труб-

ки взрыва щелочных базальтоидов ( $T_1$ ); 7 — гибридные гнейсо-гранитоиды ( $C_3$ ); 8 — массивные граниты ( $C_3$ ); 9 — мелкозернистые граниты ( $C_3$ ); 10 — шовные области Южно-Нуратинской линейной зоны; 11 — тектонические нарушения: а — взбросы, сбросы, сдвиги, б — надвиги; 12 — оси складок; 13 — мезозойско-кайнозойские отложения. Буквенные обозначения см. в тексте

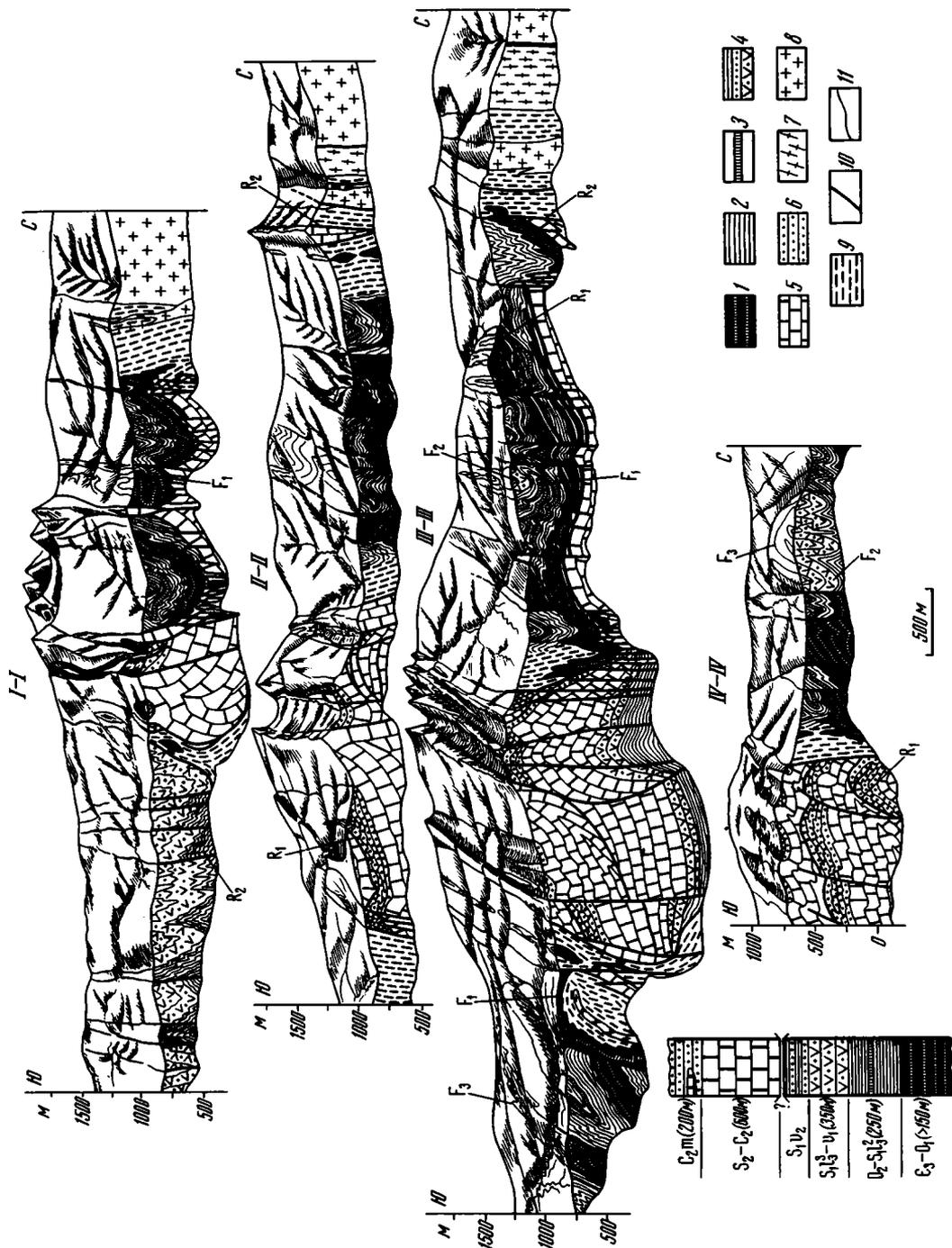


Рис. 3. Геологические профили через систему гор Актау

1—4 — аллохтонный комплекс: 1 — терригенно-карбонатная формация ( $E_3-O_1$ ), 2 — кремнисто-аспидная формация ( $O_2-S_1l_3^2$ ), 3 — маркирующий горизонт кремнекварцитов ( $S_1l_2$ ), 4 — вулканогенно-терригенная ( $S_1l_3^3-v_1$ ) и терригенная ( $S_1v_2$ ), формации; 5—6 — параавтохтонный комплекс: 5 — карбонатная формация ( $S_2-C_2$ ), 6 — карбонатно-терригенная формация ( $C_2m$ ); 7 — гибридные гнейсо-граниты; 8 — массивные граниты ( $C_3$ ); 9 — участки интенсивных структурных и вещественных преобразований (швы Южно-Нуратинской линейментной зоны); 10 — разрывные нарушения; 11 — стратиграфические границы. Положение профилей см. на рис. 2

позднего силура до среднего карбона. В данном эрозионном срезе параавтохтонный комплекс имеет тектонические взаимоотношения с нижнепалеозойскими образованиями. Однако по аналогии со смежными районами (горы Северные Нуратау, Туркестанский хребет) авторы полагают, что параавтохтонные толщи первоначально образовывали с силурийскими формациями аллохтонного комплекса единый разрез и залегали на них с размывом [1, 4, 6].

В основании разреза аллохтонного комплекса залегает терригенно-карбонатная флишевая формация, представляющая собой тонкое переслаивание косослоистых песчаных известняков, мергелей и кремнисто-глинистых сланцев (верхний кембрий — нижний ордовик). Выше по разрезу расположены отложения кремнисто-аспидной формации, сложенной преимущественно граптолитовыми черносланцевыми пачками, кремнистыми сланцами и реже алевролитами. В средней части разреза формации отмечается характерный маркирующий горизонт светло-серых кремнекварцитов (мощность 3—4 м), имеющий региональное распространение. Он залегает на контакте глинистых и углеродисто-глинистых граптолитовых сланцев с отпечатками *Climacograptus* cf. *medius* Torngr., *Climacograptus* sp. ind., *Diplograptus* sp., *Cystograptus* sp. Monograptidae. По данным Р. С. Хан, С. Ю. Колодяжного и З. М. Абдуазимовой, возраст формации датируется как средний ордовик — средняя часть верхнего лландовери.

Кремнисто-аспидная формация постепенно сменяется грубослоистой вулканогенно-терригенной (граувакковой), где в разрезе преобладают туфогенные песчаники, алевролиты, реже встречаются эффузивы основного состава и маломощные прослои граптолитовых глинистых сланцев (верхняя часть верхнего лландовери — нижний венлок). Эта формация развита в северной части изученного района, а в южной его части в аналогичном стратиграфическом интервале с идентичной фауной обнажается терригенная формация, представленная в основном олигомиктовыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, глинистыми сланцами. Обе разновозрастные формации отделены друг от друга южным ответвлением шва Южно-Нуратинской линейной зоны и, видимо, были связаны друг с другом фациальным переходом. Венчает нижнесилурийский разрез терригенная флишевая формация, по данным авторов имеющая верхневенлокский возраст.

Следующая группа формаций относится к среднему—верхнему палеозою и характеризуется преимущественно карбонатным составом и фациальной неоднородностью. Нижняя формация карбонатная (карбонатно-рифовая) и, судя по фауне, собранной к западу от гор Актау, имеет возраст верхний силур — средний карбон [11, 12]. Выше согласно залегает карбонатно-терригенная флишевая формация, в разрезе которой преобладают ритмично переслаивающиеся известковистые косослоистые песчаники, мергели, конгломераты с гальками известняков. Спорадически в разрезе появляются линзы (2—10 м) и целые пластины известняков верхнего силура — среднего карбона, залегающие среди конгломератов и микститоподобных образований. Возраст формации определяется как средний карбон (московский ярус) [11, 12].

Магматические образования данного района представлены силурийскими дайками основного состава [5], гранитоидами, слагающими крупный Актауский батолит (поздний карбон) [5], и телами субщелочных базальтоидов, слагающих дайки и трубки взрыва (ранний триас) [3]. С последними фазами гранитоидного комплекса (С<sub>3</sub>) связаны рудопроявления золота, вольфрама и ряда редкометаллических элементов, а комплекс малых интрузий субщелочных базальтоидов перспективен на полиметаллы и алмазы [3, 5].

**Тектоническая структура.** В пределах данной площади весьма отчетливое выражение находят структурно-тектонические триады, связанные с разновозрастными деформационно-тектоническими процессами. Правило структурно-тектонической триады заключается в четкой параллельности плоскостей определяющих дизъюнктивных нарушений *R*, осевых плоскостей складок *F* и сланцеватости, или кливажа *S*. Исходя из этого следует рассматривать

складчатые и разрывные нарушения в контексте их постоянной взаимосвязи и взаимообусловленности.

Коротко перечислим системы дизъюнктивно-пликативных нарушений в возрастной последовательности от более древних к более молодым.

1. Шарьяжи, пологие надвиги  $R_1$  с сопровождающей их системой опрокинутых и лежащих изоклинальных складок первой генерации  $F_1$ , минерализационной субпослойной сланцеватостью  $S_1$ .

2. Взбросы, сбросы  $R_2$ , субпараллельные простиранию толщ, а также связанные с ними системы прямых складок второй генерации  $F_2$  различных степеней сжатия и интенсивности проявления кливажа  $S_2$ . Отмечаются участки сгущения нарушений первых двух систем, что отвечает в нашем понимании швам Южно-Нуратинской зоны.

3. Системы конкордантных широтных и секущих восток — северо-восточных, а также северо-западных нарушений сдвигового типа с сопровождающей их системой субгоризонтальных складок и флексур третьей генерации  $F_3$ , системой трещиноватости, выполненной дайками щелочных базитов.

4. Субмеридиональные зоны нарушений, выделенные по данным геофизики и фиксируемые по сложной поперечной складчатости, сгруппированной в узких субмеридиональных полосах.

О возрасте этих нарушений удается судить не только по структурным признакам, но и по синхронности проявления процессов некоторых характерных типов осадконакопления (микститы), метморфизма и магматизма в связи с заложением той или иной системы нарушений. Например, момент формирования первых олистолитов и микститов ( $C_2m$ ) интерпретируется как ранние этапы покровообразования.

Интерференция элементов тектоники, перечисленных в возрастном порядке, обусловила возникновение современного структурного плана с многочисленными анти- и синформами, ныряющими складками, горизонтальными флексурами, покровами и надвигами, смятыми в складки (см. рис. 3). Перейдем теперь к описанию структурных особенностей параавтохтонного и аллохтонного комплексов, а также шовных зон Южно-Нуратинского линеймента. Эти структурные единицы различаются по реологическим свойствам слагающих их формаций и, следовательно, по парагенезису структурных и вещественных преобразований.

Параавтохтонный комплекс, обнажающийся в ядрах антиформ, сложен карбонатной и карбонатно-терригенной флишевой формациями, охваченными высокоградиентным метаморфизмом. Наиболее крупным образованием этого типа является Актауская антиформа (тектоническое окно Дебальнд [2]) с виргацией на меридиональном уровне пос. Маулян (см. рис. 2). Отмечаются и менее крупные структуры — клиновидные и диапировидные карбонатные антиформы. В целом эти структуры выглядят как нормальные симметричные либо слабо наклоненные к северу антиклинали с углами падения крыльев от 50 до 80°. Замки структур округлые пологие и осложнены многочисленными складками более высоких порядков, форма которых подобна форме более крупных структур. В восточной части площади наблюдается периклинальное замыкание Актауской антиформы, где образования среднего—верхнего палеозоя полого погружаются под терригенные толщи нижнего палеозоя.

По простиранию карбонатные ядра антиформ могут испытывать выклинивание как в плане, так и в разрезе. Весьма распространено явление, наблюдаемое в районе пос. Таулян и Кошмазар. Здесь по простиранию на восток карбонатные ядра антиформ сначала ограничиваются сбросами, делаются более тонкими, затем появляются секущие малоамплитудные сдвиги по системе сколовых нарушений. Далее карбонатные ядра приобретают клиновидную форму, испытывают разлинзование и в конце концов становятся диапировидными (см. рис. 3, 1—1). В случае отсутствия более поздних разрывных нарушений вдоль шарьяжных контактов карбонатных ядер антиформ можно наблюдать следующие особенности.

1. Крупные антиформы осложнены синформными структурами, в крыльях которых залегают параавтохтонные карбонатные образования среднего—верхнего палеозоя, а в ядрах — аллохтонные метаморфизованные образования нижнего палеозоя (см. рис. 3, I—I). При этом структура сильно дислоцированных метатерригенных образований  $E_3-S_1$  дисгармонична по отношению к структуре карбонатных толщ  $S_2-C_2$ , образующих более простые и пологие складчатые формы. В метатерригенных (аллохтонных) и в меньшей степени в карбонатных (параавтохтонных) образованиях развиты принадлежательные опрокинутые к северу складки, имеющие размер от сантиметров до 10 м. Зеркало складчатости этих ранних складок  $F_1$  вырисовывает поверхность более крупных и пологих складок второй генерации  $F_2$ .

2. Зачастую вдоль этих тектонических контактов породы испытывают максимальные из наблюдаемых в данном районе метаморфические преобразования, рассланцовку, иногда графитизацию. Породы высокой компетентности будинированы.

3. К рассматриваемым поверхностям шарьяжирования чаще приурочены высокопластичные формации нижнего палеозоя (терригенно-карбонатная и кремнисто-аспидная  $E_3-S_1I_3^2$ ). Все эти явления хорошо фиксируются как в крыльях, так и в месте периклинального замыкания Актауской антиформы в районе пос. Ортаул.

Карбонатные ядра антиформ имеют также складчато-надвиговое строение, обусловленное надвиганием отдельных складчатых пакетов друг на друга и последующим смятием всей этой системы в антиформную складку  $F_2$  (см. рис. 3, II—II, III—III, IV—IV). В современной структуре фрагменты разрезов среднего—верхнего палеозоя повторяются по вертикали до 3 раз. В основании каждой такой пластины залегают мраморизованные известняки, смятые часто в опрокинутую антиклинальную складку. Выше по разрезу известняки, чаще согласно, перекрываются в разной степени метаморфизованными карбонатно-терригенно-флишевыми пачками  $C_2m$ , которые в свою очередь тектонически перекрываются вновь мраморами, и далее вся картина повторяется. Видимая мощность отдельных пакетов-пластин 500—800 м. Надвиги и покровы ранней генерации смяты в простые прямые складки  $F_2$  с округлыми замками, секутся взбросами и сбросами  $R_2$ . Первичная слоистость и сланцеватость зачастую затушеваны более поздним кливажом  $S_2$ . Складки первой генерации иногда сохраняются вдоль поверхности ранних наволоков. Это изоклинальные опрокинутые складки с амплитудой до 15 м, с отчетливой северной вергентностью, указывающей на перемещение покровов с юга на север. Косвенным образом об аналогичном направлении движения покровов говорит тот факт, что в пределах отдельных пакетов-пластин их карбонатная часть испытывает закономерное выклинивание по мощности при ее прослеживании из южного крыла в северное крыло Актауской антиформы.

В составе карбонатно-терригенной флишевой формации  $C_2m$  отмечены экзотические линзы и пластины мраморов мощностью от 1 до 50 м. В 2,5—3 км к северу от пос. Сабистан в основании такой пластины, смятой в складку, наблюдаются микститы с обломками мраморизованных известняков размером от первых сантиметров до метров. Все включения сильно деформированы и вытянуты в плоскости сланцеватости. Наиболее крупные обломки (1 м и более), несмотря на метаморфизм, сохраняют брекчиевидную текстуру. В 3,5 км к северу от пос. Андак можно наблюдать клиновидную пластину мраморов размером  $70 \times 10 \times 15$  м, которая сохранилась на начальной стадии отрыва от материнского, более крупного блока мраморов. Тыловая, более мощная часть этой пластины тектонически прилегает к расположенной южнее толще мраморов, а фронтальная, более тонкая, облекается флишевыми отложениями среднего карбона. Подобные образования, видимо, следует рассматривать как олистолиты и олистоплаки, отщепившиеся от надвигавшейся карбонатной пластины и сползшие в бассейн накопления флиша с юга на север.

Ориентировка осей деформированных карбонатных включений в позднепалеозойских микститах и конгломератах показывает, что вблизи сохранившихся фрагментов наволоков и покровов  $R_1$  длинные оси включений расположены субгоризонтально и вместе с тем — субмеридионально, т. е. параллельно плоскости наволока. Вдоль нарушений с субвертикальным швом чаще встречаются включения, вытянутые по простиранию поставленных «на голову» толщ. Но нередко можно видеть и субвертикальное положение длинной оси тектонизированных галек. Таким образом, фиксируется не менее двух, а возможно, и трех этапов деформации, связанных с возникновением той или иной системы нарушений.

Образования аллохтонного комплекса, находящиеся вне швов Южно-Нуратинской линеаментной зоны, сложены терригенно-карбонатной, кремнисто-аспидной, вулканогенно-терригенной и терригенной формациями. На первый взгляд они имеют чешуйчато-складчатое строение с преобладанием конкордантных крутопадающих взбросов и сбросов и сопряженных с ними простых прямых либо слабо наклоненных шовных складок. Однако наличие фрагментов опрокинутых разрезов заставляет признать существование лежащих складок, смятых в прямые складки второй генерации. Благодаря маркирующим горизонтам, сложенным кремнекварцитами, удалось установить изоклинальную морфологию складок первой генерации. Часто лежащие крылья этих структур испытывали срыв, переходящий в покров второго порядка. Наиболее убедительный пример мы находим на участке, расположенном в 6,5 км к северу от пос. Сартакчи (см. рис. 2; 3, III—III). Здесь в ядре синформной структуры второй генерации залегают терригенно-карбонатные флишевые образования кембрия, ранее смятые в изоклинальную лежащую складку первой генерации. В крыльях синформы отмечаются сланцевые пачки ордовика — силура. Их контакт с кембрийскими толщами не сопровождается какими-либо тектонитами, но судя по тому, что разрезы в его бортах наращиваются в разные стороны, контакт тектонический. В других случаях аналогичные нарушения выражены отчетливо, и вдоль них отмечаются принадвиговые складочки первой генерации, имеющие северную вергентность. Поверхности подобных наволоков также смяты в простые прямые складки и разделяют дисгармонично дислоцированные пластины. Складки второй генерации в пределах верхних пластин имеют более простые и пологие формы, нежели в нижних. В целом же складки второй генерации чаще простые, симметричные, слабонаклонные, подобные. Мощность слоев в призамковых частях увеличивается незначительно. По мере приближения к швам нарушений второй генерации  $R_2$  отмечаются складки, по морфологии близкие к изоклинальным: замки становятся острыми либо совсем теряются, затушеваны кливажем. В крыльях пликативных структур часто встречаются складочки волочения. В одном и том же обнажении среди преобладающих складочек волочения второй генерации иногда встречаются фрагменты более ранних складок волочения с противоположным структурным рисунком.

В замковых частях складок второй генерации, расположенных в бортах шовных зон Южно-Нуратинского линеамента, часто отмечаются седловидные метаморфогенные жилы кварца лестничного типа с убогой сульфидной золоторудной минерализацией. Жилы чаще локализованы на контакте черносланцевых и песчано-алевролитовых пачек и являются сингенетическими складками второй генерации.

С некоторым допущением можно сказать, что к югу от южного шва Южно-Нуратинской линеаментной зоны вергентность складок второй генерации южная, а к северу — северная, т. е. намечается антивергентное строение системы. Другая особенность этой генерации складок в том, что их оси закономерно погружаются к востоку, в соответствии с чем происходит и погружение мраморных ядер антиформ, а также омоложение разреза аллохтонного комплекса. Согласно сказанному, высокопластичные формации (карбонатно-терригенная

и кремнисто-аспидная), развитые преимущественно на западе площади, восточнее сменяются стратиграфически перекрывающими их высококомпетентными толщами (вулканогенно-терригенной и терригенно-флишевой формациями). В пределах последних не получили развития ныряющие складки первой генерации, в целом здесь преобладают дизъюнктивные нарушения с субвертикальным положением швов. В пределах верхних формаций также хорошо выражены секущие северо-западные и северо-восточные сдвиги с сопровождающей их системой даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов, а на участках, смежных со швами Южно-Нуратинской зоны, появляются горизонтальные складки и флексуры  $F_3$  (см. рис. 3, IV—IV). Таким образом, ранние процессы деформации, приведшие к появлению покровов и лежащих складок в нижних формациях аллохтонного комплекса, практически не затронули верхние формации, что привело к появлению дисгармоничной структуры на мегауровне. Это явление, видимо, связано с тем, что процессы покровообразования имели более благоприятные условия развития в пределах пластичных толщ нижнего палеозоя, которые в данном случае выступали в роли «смазки» на границе перемещающихся пластин.

Шовные зоны Южно-Нуратинского линеамента выполнены преимущественно пластичными толщами нижнего палеозоя — терригенно-карбонатной и кремнисто-аспидной формациями ( $C_3—S_1I_2^3$ ), которые, как уже упоминалось, тектонически облекают ядра антиформ, сложенные карбонатными породами средне-позднепалеозойского возраста. Все осадочные образования в шовных зонах подвержены неоднородному (пятнистому) высокоградиентному метаморфизму. Другой отличительной чертой здесь является высокая степень структурно-тектонических преобразований. Это находит выражение в сгущении зон нарушений всех выделенных выше систем, с преобладанием в современной структуре субвертикальной ориентировки главных плоскостных элементов структурно-тектонической триады ( $R_2, F_2, S_2, R_3, F_3, S_3$ ).

Складки здесь характеризуются изоклиальной пережатой (веерообразной) формой, сопровождаются осевым и веерообразным кливажом. Последний здесь выступает как результат смены хрупких синкливажных деформаций пластическими, в результате чего первичный параллелизм структурно-тектонической триады ( $R_2, F_2, S_2$ ) нарушается. На отдельных участках наблюдается даже появление складчатых форм, наложенных не на слоистость  $S_0$  и не на сланцеватость  $S_1$ , а на поздний кливаж  $S_2$ . В замках складок мощность слоев по отношению к крыльям значительно возрастает в результате перетекания вещества. Иногда нагнетание масс в замковую часть складки столь интенсивно, что прослой известняков и песчаников, залегающих в сланцах, в процессе смятия испытывают отрыв апикальных частей образующихся по ним складок с образованием каплевидной будины, закатанной в сланцевую массу. В монотонных чисто сланцевых толщах замки складок вообще не встречаются; здесь более характерна структура кливажированной моноклинали [9]. В толщах, характеризующихся переслаиванием известково-сланцевых и песчано-сланцевых пластов, ярко проявлена деформационная дисгармония: в то время как прослой известняков деформируются с образованием сложных складок течения, смежные с ними слои глинистых сланцев испытывают деформацию посредством кливажа. Прослой песчаников, залегающие среди сланцев, в результате их раскливажирования имеют тенденцию распадаться на отдельные трапециевидные литоны, которые, выстраиваясь в ступенчатые ряды, вырывают складчатую структуру. При дальнейшей деформации эти клинья растаскиваются, выстраиваясь в цепочку будин. Все сказанное в отношении морфологии складок фиксируется на всех масштабных уровнях — от первых сантиметров до сотен метров.

Разрывные нарушения в пределах швов Южно-Нуратинской зоны распределены весьма неравномерно. Участками конкордантные разрывы встречаются через 100—150 м разреза, местами же они сливаются в единую мощную зону.

Если в первом случае швы нарушений, имеющие мощность 1—10 м, сопровождаются милонитами, брекчиями и линзами кварца и разделяют блоки, сложенные слабометаморфизованными породами, то во втором швы в общепринятом понимании отсутствуют совсем. Здесь наблюдаются мощные струи (полосы) метаморфических сланцев с полностью уничтоженными элементами первичной стратификации. Степень метаморфических преобразований доходит до амфиболитовой фации, и если бы не реликты маркирующих горизонтов кремнекварцитов, то узнать здесь разрезы слабометаморфизованных смежных блоков было бы невозможно. Прослой высококомпетентных пород (песчаники, кварциты, известняки), а также дайки основного состава испытывают в этих зонах интенсивный будинаж по падению и по простирацию слоев. Наряду с интенсивным рассланцеванием краевых и утоненных частей будин происходит и их окварцевание, проходящее как по всей массе породы, так и по многочисленным сколовым трещинам, развитым в теле будины. Участками подобные струи метаморфитов имеют линзовидно-петельчатую структуру, где отдельные веретенообразные линзы размеров от сантиметров до десятков метров, сложенные слюдяными сланцами, как бы оплетаются струями-полосами филлитов и графитистых сланцев. В шлифах, отобранных из этих участков, подобные явления отражаются в появлении структур «ложного кливажа», т. е. таких структур, когда ранняя сланцеватость  $S_1$  сечется более поздним кливажом  $S_2$ . Вдоль последнего обычно появляется сингенетичная кливажу ассоциация минералов (серицит, хлорит, графит), замещающая ранние метаморфогенные минералы (мусковит, биотит, андалузит, ставролит и др.), которые ориентированы в плоскости сланцеватости  $S_1$ . Таким образом проявляется диафторез, доходящий до полного преобразования слюдяных сланцев в филлиты. Все сказанное позволяет считать эти струи метаморфитов зонами интенсивного неоднократно возобновлявшегося тектонического течения вещества. Главным этапам этого течения соответствуют, очевидно, основные стадии метаморфизма.

К югу от ядра Актауской антиформы наблюдается серия субширотных струй метаморфитов шириной 50—300 м каждая, выполненных гранат-ставролит-слюдистыми сланцами и разделенных полосами филлитов. Одна из этих струй метаморфитов облекает, очевидно, выжатую из глубин диапир-антиформу, ядро которой сложено мраморизованными средне- и верхнепалеозойскими известняками. В этой полосе наблюдается максимальная для Южного Нуратау степень структурно-вещественных преобразований горных пород. Характерна структура этой зоны в районе пос. Сартакчи (см. рис. 3., южная часть профиля III—III). Здесь отмечается, что складки первой генерации  $F_1$ , развитые в данной полосе, испытывают опрокидывание к северу, переходя из прямых в опрокинутые и ныряющие структуры, как бы набегающие на карбонатные толщи среднего—верхнего палеозоя. Восточнее, в месте периклинального замыкания Актауской антиформы, по характерным маркирующим пачкам можно установить, что имело место выжимание и «перехлестывание» толщ из этой зоны через параавтохтонные образования. Сказанное дает основание рассматривать зону течения вещества к югу от Актауской антиформы как корневую область покрова, перекрывшего средне- и верхнепалеозойские образования в результате надвигания с юга на север.

Северное ответвление Южно-Нуратинской зоны во многом напоминает южное, но оно в отличие от последнего попадает в область экзоконтактового влияния Актауского гранитоидного батолита. Здесь следует отметить строгий параллелизм сингенетичной гнейсовидности эндоконтактовых гранодиоритов массива и кливажа  $S_2$ , развитого в экзоконтактовой зоне. При этом в шлифах вдоль кливажа  $S_2$  отмечаются массовые выделения сингенетичной ему новообразованной ассоциации минералов контактового метаморфизма (краснобурый биотит, альбит, андалузит). Эти минералы замещают более ранние метаморфогенные генерации. Таким образом, следует связать момент становления Актауского батолита с моментом формирования кливажа  $S_2$  и, следова-

тельно, всей системы разломов  $R_2$  и складок  $F_2$  второй генерации. Более поздние секущие северо-западные и северо-восточные нарушения  $R_3$  уже являются секущими по отношению к гранитоидам и всем структурам второй генерации. Интересной особенностью секущих разломов является то, что в плане они выглядят ступенчатыми. Пересекаясь с конкордантными нарушениями  $R_2$ , они испытывают «ложное смещение», что на самом деле есть результат их преломления в области, уже ослабленной ранее дизъюнктивной тектоникой. С практической точки зрения секущие нарушения интересны тем, что они контролируют комплекс малых магматических тел субщелочных базальтоидов ( $T_1$ ), перспективных на полиметаллы и алмазы [3].

**Этапы тектонического развития.** На основании изложенного материала рассмотрим возможный вариант развития Южно-Нуратинской зоны в позднем палеозое. На первом этапе на толщи среднего—верхнего палеозоя из шовной части зоны, расположенной южнее, выжимается малоамплитудный (первые километры) покров нижнепалеозойских образований. Надвигание, судя по вер-

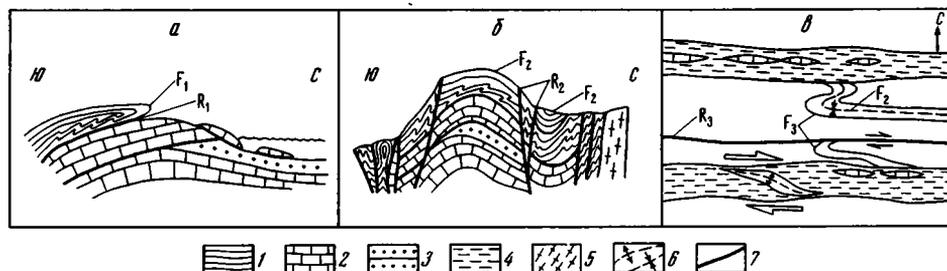


Рис. 4. Схема последовательности деформаций в горах Актау: стадии покровообразования (а), вертикальных перемещений (б), сдвиговая (в)

1 — раннепалеозойские аллохтонные формации; 2, 3 — средне- и позднепалеозойские параавтохтонные формации: 2 — карбонатная, 3 — карбонатно-терригенная; 4 — швы линейamentной зоны; 5 — гранитоиды; 6 — оси складок второй генерации; 7 — разрывные нарушения

гентности складок  $F_1$ , шло с юга на север (рис. 4, а). На начальных стадиях покровообразования аллохтон и параавтохтон были пространственно разобщены. Для параавтохтонных комплексов среднего—верхнего палеозоя характерно, что синхронно с процессами покровообразования (тектонического скупивания) здесь накапливалась карбонатно-терригенная флишевая формация ( $C_2m$ ) с локальным формированием олистоплаков и олистолитов, морфология которых указывает на то, что их отрыв и соскальзывание происходили в северном направлении.

Возраст начала покровообразования, в соответствии с возрастом карбонатно-терригенной флишевой формации, — средний карбон (московский век). В аллохтонной пластине надвигание происходило за счет интенсивного течения пластичных толщ кембрия — ордовика и самых низов силура. В результате эти горизонты были смяты в лежачие складки и рассланцованы. Верхние части разрезов нижнего палеозоя в данном случае были относительно «пассивны» ввиду их высокой вязкости. Поскольку самые молодые образования, охваченные ранними стадиями метаморфизма, имеют возраст московского яруса, а поздний метаморфизм (диафторез) имел место в позднекаменноугольном периоде, то время проявления первого этапа метаморфизма заключено между этими двумя событиями. Учитывая пространственную связь ранних метаморфических комплексов с поверхностями наволоков, можно, видимо, признать, что эта связь генетическая, следовательно, прогрессивные метаморфические преобразования также имели место в среднем карбоне (московский век). В дальнейшем, в момент становления в пределах северного ответвления Южно-Нуратинской зоны гранитоидных образований  $S_3$ , появилась систе-

ма взбросов и сбросов, максимум сгущения которых и определяет швы рассматриваемого линеамента в их современной конфигурации (см. рис. 4, б).

Возраст сдвиговых смещений также определяется по синхронно внедрившимся дайкам щелочных базальтоидов ( $T_1$ ) вдоль швов вновь возникших нарушений (см. рис. 4, в). Данные об альпийском этапе активизации в пределах данного района недостаточны для детальных реконструкций, однако можно сказать, что в этот период не возникло новых систем нарушений, а были лишь подновлены разломы преимущественно с субвертикальным положением сместителей.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Южно-Нуратинская зона является областью концентрации интенсивных тектонических, магматических и метаморфических процессов, которые нашли свое выражение в той или иной степени в структурах обрамления. При ширине в первые километры она прослеживается в широтном направлении на сотни километров, имеет длительную историю развития и неоднократно менявшиеся направления смещений. Сказанное позволяет рассматривать данную структуру в качестве линеamentной зоны.

2. Южно-Нуратинская линеamentная зона имеет многостадийную историю развития с шарьяжно-надвиговыми, взбросо-сбросовыми и сдвиговыми перемещениями, последовательно сменявшимися друг друга в процессе эволюции данного района (см. рис. 4).

3. С разными этапами структурообразования увязываются различные метаморфические, магматические и металлогенические процессы. Этап покровообразования  $S_2m$  по времени был, видимо, сближен с ранними стадиями метаморфизма. Момент становления гранитоидного батолита  $S_3$  совпадает с этапом развития субвертикальных нарушений второй генерации, а также с поздними стадиями метаморфизма и генетически связанными с ним кварцево-золоторудными метаморфогенными жилами. Этап сдвиговых смещений с соответствующими структурными преобразованиями сопровождался внедрением даек и трубок взрыва щелочных базальтоидов ( $T_1$ ), перспективных на полиметаллы и алмазы.

4. В отличие от принимаемого ранее моновергентного перемещения покровов с севера на юг [2, 8] авторы пришли к выводам, согласно которым в хр. Южный Нуратау имел место малоамплитудный покров, выжатый из шва Южно-Нуратинской линеamentной зоны и переместившийся с юга на север. Однако этот вывод, по-видимому, нельзя распространять на район Северного Нуратау, где, вероятно, имело место встречное — с севера на юг — движение горных масс [2, 8, 13]. Представляется вполне правомочной концепция, принятая в ряде работ [8, 13], согласно которой плита Палеотуркестанского океана субдуцировала на север под Казахский массив, а описанные выше явления развивались на фоне этого движения, отчасти обуславливаясь им.

### Список литературы

1. Биске Ю. С., Усманов Р. Р. Тектонические покровы в седиментационных мульдах Северного Нуратау (Западный Узбекистан) // Вестн. ЛГУ. Геология. 1981. № 24. С. 5—11.
2. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 103 с.
3. Гарьковец В. Г., Мушкин В. Г. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.
4. Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 169 с.
5. Изох Э. П. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Изд-во АН СССР. 1975. 518 с.
6. Конигин В. Г., Леонов М. Г., Лошманов Е. В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76—85.
7. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 318. М.: Наука, 1978. 195 с.

8. *Мухин П. А., Абдуллаев Х. А.* Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47—58.
9. *Паталаха Е. И.* Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 167 с.
10. *Покровский А. В.* Метаморфические формации Западного Узбекистана и их рудоносность (Северные и Южные Нуратау). Ташкент: Фан, 1988. 90 с.
11. *Пяновская И. А., Енчикова А. Ф.* Геологическое строение хребта Южный Нуратау. Ташкент: Фан, 1986. 130 с.
12. *Пятков К. К.* О тектоническом строении палеозойских отложений гор Актау (Южные Нуратау) // Узб. геол. журн. 1970. № 1. С. 10—18.
13. *Руженцев С. В., Соколов С. Д.* Тектоника Северо-Нуратинской сутуры // Геотектоника. 1983. № 3. С. 69—75.

Геологический институт АН СССР,  
Москва, 109017

Поступила в редакцию  
29.III.1990

## ДИСКУССИИ

УДК 551.24:550.8

МИХАЙЛОВ А. Е.

## О СБОРНИКЕ «ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ» \*

Первые представления об активной роли глубинных слоев земной коры в формировании покровно-складчатых структур осадочных толщ были высказаны в начале нашего столетия при попытках объяснить строение северных хребтов Альпийского пояса. Высказывались предположения об образовании альпийских покровов при подвиге под Альпы края Европейского кратона. Позже эти идеи не нашли развития и указывалось на автономное смещение каждого из покровов Альп в северном направлении на десятки и сотни километров.

В 20-х годах Э. Арган на примерах, изученных в Средней Азии, указал на дисгармонию в строении глубинных и поверхностных структур, выделив складки основания и покровные складчатые структуры.

Позже, до конца 70-х годов, данные о различном строении складчатых и разрывных структур на различных уровнях вертикальных разрезов земной коры не привлекали к себе внимания. Предполагалось, что древние метаморфические породы в складчатых областях входят как составная часть в осевые части антиклинорий и крупных антиклиналей.

Лишь в 1980 г. А. В. Пейве, а позже и ряд работавших с ним геологов опубликовали конкретные данные о региональных структурных несогласиях в комплексах пород, находящихся на различных глубинах в земной коре, оформившиеся в учение о «тектонической расслоенности литосферы». Дальнейшему развитию этого направления и посвящен рецензируемый сборник.

В сборнике три главы. Первые две посвящены теоретическим основам и методике изучения тектонической расслоенности литосферы, третья — региональным примерам тектонически расслоенных аккреционных систем. К тексту приложен альбом примеров из различных регионов СССР, иллюстрирующих статьи третьей главы.

В сборнике помещено 20 статей сотрудников ГИН АН СССР. Редактирование осуществлено Ю. М. Пушаровским и В. Г. Трифоновым. Следует прежде всего отметить общую позитивную оценку авторами статей значения тектонической расслоенности литосферы в формировании структуры земной коры, отмеченную во введении и особенно в заключении, составленных Ю. М. Пушаровским, С. В. Руженцевым и С. Д. Соколовым.

В первой главе привлекает внимание статья Л. И. Лобковского о геодинамике реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и о концепции двухъярусной тектоники плит. Автор приводит многочисленные математические расчеты, вводя в них наиболее вероятные параметры, касающиеся физических свойств различных слоев литосферы. В конечном счете он приходит к выводу о выделении в геодинамической модели литосферы четырех взаимодействующих между собой слоев: верхнего жесткого (или упругого) слоя коры с высокой прочностью, нижнего текучего вязкодеформируемого слоя, достаточно прочную и жесткую подкоровую мантийную часть литосферы и вязкодеформируемую астеносферу. Границей между вторым и третьим слоями служит поверхность Мохо.

Под влиянием бокового сжатия и распространения тектонических волн на континентах во втором слое коры (по-видимому, это «базальтовый» слой, хотя прямо об этом в статье не говорится) благодаря находящимся в нем серпентинитам происходит течение вещества и его нагнетание в зонах субдукции. Это приводит к поднятиям первого слоя и образованию высокогорных хребтов. Близкий процесс происходит и в океанических впадинах, во многих областях которых в условиях сжатия установлено сгущивание коровых пластин. Текст иллюстрируется общими схемами развития указанных процессов.

Очень хотелось бы поверить Л. И. Лобковскому, что все это так, но возникает ряд вопросов. Почему в литосфере лишь три слоя (не считая астеносферы) и почему нижняя граница второго слоя совпадает с разделом Мохо? В Кольской глубокой скважине раздробленные течением породы встречены в интервале 6,1—6,7 км (в современном эрозийном слое), а участки с понижением скоростей  $V_p$  на 0,3 км/с в указанном интервале и на глубинах 10,4—10,7 км. Кажется, что в построениях автора не учтены возможности скольжения верхнего слоя коры по разделу Конрада.

\* Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.

Следующее, более серьезное замечание, заключается в некотором пренебрежении автором геофизическими данными. В чем бы ни выражалась пластичность вещества второго слоя, она должна была бы найти отражение в распределении скоростей сейсмических волн. Между тем после понижения  $V_p$  на разделе Конрада на 0,4—0,8 км/с глубже, до поверхности Мохо, скорости  $V_p$  постепенно увеличиваются почти на 1 км/с, достигая у поверхности Мохо 6 км/с и более. Эти данные противоречат представлениям Л. И. Лобковского о высокой пластичности второго слоя.

Неясными остаются причины постоянного бокового сжатия и природа тектонических волн. Несомненно, для горизонтального течения вещества верхнего слоя коры, выраженного в форме линейной складчатости и покровно-надвиговых структур, должны существовать длительно действующие и однонаправленные стрессы. Чем же они вызываются? Представления автора о боковом сжатии, как и о тектонических волнах, крайне неопределенны.

В статье В. Г. Трифонова и А. С. Перфильева рассматриваются проявления современного тектонического расщепления литосферы на континентах и в океанах. Статья насыщена фактическими данными, в числе которых и геофизические, и имеет значительную познавательную ценность. Менее убедительны региональные построения авторов. Они слишком общи и не содержат элементов эволюционного анализа.

Интересна насыщенная описательными материалами статья А. Л. Книппера о причинах тектонической расщепленности. Основное значение в этих процессах, по мнению автора, имеет горизонтальный стресс, вызывающий резкое сокращение ширины территории его проявления. При чтении статьи возникает одно замечание. Гипсовая, соляная и серпентинитовая тектоника отражает скорее не расщепленность земной коры, а дисгармонию в развитии деформаций и осадочном чехле, связанную с различными реологическими свойствами, слагающих чехол пород. Эти явления локальные или иного порядка, чем тектоническая расщепленность литосферы.

Во второй главе сосредоточены статьи методического содержания. Начинается глава со сводной работы А. Л. Книппера, С. А. Куренкова, Г. Н. Савельевой, посвященной изучению и картографированию офиолитовых комплексов. Лейтмотив авторов выражен во фразе: «...офиолиты внутриконтинентальных складчатых зон представляют собой реликты коры океанического типа, или, другими словами, на месте этих складчатых поясов некогда находились области с корой океанического типа неопределенной ширины...» [с. 44].

Статья представляет собой наиболее полное обобщение по строению и условиям образования «океанических» офиолитов в публикациях последних лет. Авторы выделяют три различных типа палеогеодинамических обстановок формирования офиолитовых разрезов. Детально описаны различные серии офиолитов: дунит-перидотитовая, полосчатая дунит-верлит-клинопироксеновая, габброндная, дайковая, вулканическая. Приведен обзор геохимических методов классификации офиолитов, описаны офиолитокластические брекчии и меланж в разрезах офиолитов. Картина, нарисованная авторами в отношении «океанических» офиолитов, полная и отражает уровень современного изучения этих образований.

По мнению рецензента, вряд ли есть основания все встречающиеся на континентах офиолиты относить к «океаническому» типу. В 1988 г. П. П. Кузнецов и В. А. Симонов опубликовали сводку по офиолитам «...Офиолиты и рифты...», в которой указали на существование пяти условий образования офиолитов. В их числе гипотеза мантийского диапиризма, предполагающая образование офиолитов в процессе подъема расплавленного мантийного материала при дифференциации магмы, в форме магматических или горячих кристаллических принципов (именно так, по-видимому, образуются ультрабазитовые расщепленные интрузии), и образование офиолитов в зонах глубинных разломов в виде субвертикальных тел при протрузивном процессе под влиянием «серпентинитовой» тектоники. Не вдаваясь в оценку этих взглядов, еще раз отметим, что вопрос о происхождении офиолитов в континентальной земной коре нельзя считать решенным, и необходимо их дальнейшее изучение.

Среди работ, посвященных образованию покровно-складчатых сооружений, обстоятельной взглядит статья А. А. Белова, В. С. Буртмана, А. Л. Книппера и С. В. Руженцева о палинспастических и палеотектонических реконструкциях. Канва статьи заключена в следующей фразе: «...определенно доказано, что во многих покровно-складчатых сооружениях совмещены первоначально разобнесенные на сотни и тысячи километров элементы...» [с. 90]. Обосновывается это заключение результатами растягивания пакета покровов. При этом предполагается неизменность в последовательности структурно-фациальных зон в процессе седиментации, линейность этих зон при более или менее постоянной ширине, постоянство площади и объемов пластов. Те же принципы применяются и при реконструкциях первоначального положения пород в покровных складках. В статье приведены примеры реконструкции и расчеты определения амплитуд сжатия и шарьяжирования.

К палинспастическим построениям и расчетам можно подойти и с других позиций, и прежде всего признания роли тектонической расщепленности литосферы.

В литературе неоднократно отмечалось, что автономный движущий механизм в относительно тонких покровных пластинах отсутствует. И пока никто не доказал, что такой механизм может существовать. Но покровы являются очевидной реальностью.

Выход может быть только один: в признании активности нижних слоев литосферы и пассивном приспособлении к латеральному смещению литосферных слоев верхних толщ осадочных пород.

В качестве примера приведем покровно-складчатую структуру Восточных Карпат. Еще в начале столетия польские геологи видели объяснение в образовании структур этого региона в пододвигании края Европейской платформы под мезозойские толщи Карпат. При этом подходе не требуется растягивание покровных пластин в юго-западном направлении на сотни километров. Покровные пластины двигались с северо-востока на юго-запад, как бы наваливаясь на пододви-

гавшийся под них фундамент платформы (по современным геофизическим данным покровных пластин в этих построениях не превышает 20—30 км, что и подтверждается бурением). Морфология и углы наклона поверхностей волочения всего покровно-складчатого сооружения Восточных Карпат полностью соответствуют указанному механизму и противоречат их перемещению с юго-запада.

Во второй половине рецензируемой статьи рассмотрены результаты реконструкции смещений для отдельных регионов, основанные на кинематических, палеомагнитных, палеоклиматических и палеобиогеографических данных. Реконструкция времени и условий формирования Карпатских дуг, выполненная на основе палеомагнитных данных, позволила установить их позднемеловой возраст и вторичное положение по отношению к бассейну седиментации, явившиеся результатом широкого развития шарьяжной тектоники.

В третьей главе приведены примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Описаны палеозонды и мезозонды Европы, Альпийский пояс, активные окраины Тихого океана, Анабарский щит.

Все статьи, помещенные в главе, сопровождаются выразительными иллюстрациями. Сравнение данных авторов с фактическими материалами — дело сложное и резко увеличило бы объем и без того уже растянувшейся рецензии. Отметим лишь, что в некоторых статьях подменяют анализ значения тектонической расслоенности литосферы в образовании покровно-чешуйчатой структуры данными о неоднородностях пород и другими локальными причинами дисгармонии деформаций.

В заключение отметим, что рецензируемый сборник — следующий шаг в разработке нового и, по мнению автора рецензии, перспективного направления в развитии геотектоники и геодинамики. Несомненно, представления о тектонической расслоенности литосферы нуждаются в дальнейших исследованиях и прежде всего увязке с данными геофизики. Учение о тектонической расслоенности литосферы должно найти свое место в процессах развития и эволюции литосферы и более глубоких оболочек Земли. Высказанные в рецензии замечания по содержанию отдельных статей не умаляют достоинств сборника и, возможно, помогут в решении поставленных в нем задач.

Л. И. ЛОБКОВСКИЙ

#### ОТВЕТ НА РЕЦЕНЗИЮ А. Е. МИХАЙЛОВА «О СБОРНИКЕ „ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ“»

В своей рецензии А. Е. Михайлов высказывает ряд критических замечаний в адрес написанного мною раздела монографии «Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепции двухъярусной тектоники плит» [с. 27—42].

Считаю необходимым ответить на основные замечания и вопросы. Одно из замечаний касается выбора упрощенной схемы реологической стратификации литосферы, включающей верхний механически жесткий и прочный слой коры, подстилающий его нижний вязкопластичный слой коры и подкоровую часть литосферы, обладающую достаточно высокой эффективной прочностью. Нет сомнения, что в пределах коры можно выделить больше реологически разнородных слоев, включая осадочный слой, слои, разделенные границей Конрада, и т. д. Однако автор ставил перед собой задачу вначале построить только принципиальную механическую модель реологически стратифицированной литосферы, т. е. модель первого приближения, названную двухъярусной тектоникой плит. На основе этой модели в дальнейшем можно разрабатывать более сложные и адекватные геодинамические схемы. В этом смысле данные по Кольской скважине о наличии раздробленных тектоническими процессами пород на глубинах 6,1—6,7 км никоим образом не противоречат изложенной концепции.

Более серьезное, по мнению А. Е. Михайлова, замечание касается соотношения скоростей сейсмических продольных волн  $V_p$  в коре с ее реологическими свойствами. Рецензент считает, что, поскольку сейсмические скорости растут с глубиной, то это противоречит представлению о более мягкой вязкопластичной нижней части коры. Такое заключение принципиально неверно. Дело в том, что скорости продольных волн определяются реакцией среды на быстрые упругие возмущения, в то время как рассматриваемые вязкопластичные свойства коры связаны с совершенно другими временными масштабами, обусловленными медленными тектоническими возмущениями. При этом физический механизм вязкопластичности определяется процессами диффузионной или дислокационной ползучести в твердых телах. Например, продольные сейсмические скорости в частично расплавленной астеносфере еще выше, чем в коре, что не мешает рассматривать ее как геодинамически эффективно текущий слой.

Что касается природы сил бокового сжатия в литосфере, то они связаны с глобальной геодинамикой литосферы и определяются, вообще говоря, конвективным режимом мантии. Обоснование этих сил в данном случае не входило в задачу автора.

Еще одна неточность рецензента заключается в том, что он трактует течение вещества в нижнем «базальтовом» слое коры как результат серпентинизации. При внимательном чтении текста можно понять, что течение вещества в нижнем слое континентальной коры обусловлено не процессом серпентинизации, а чисто температурным эффектом активизации ползучести твердых пород, слагающих кору (см. реологические кривые, приведенные в тексте). Что касается серпентинизации, то она действительно играет существенную роль в течении вещества низов океанической (но не континентальной!) коры.

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.8(084.4) (94)

© 1991 г.

СЕСЛАВИНСКИЙ К. Б.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС АВСТРАЛИИ

Начато издание полного «Палеогеографического атласа Австралии» для фанерозоя, и первый его том — «Кембрий» [4], автором которого является известный специалист по раннепалеозойской геологии Австралии доктор Питер Кук, уже опубликован. Эта работа — новое большое достижение, обобщившее весь предшествующий опыт создания серий палеогеографических карт для крупных регионов и материков. В качестве предшественников (в отношении Австралии) следует отметить таких геологов, как Д. Браун, К. Кемпбелл и К. Крук [3], И. Шайбнер [9], Р. Ратленд [8], Д. Виверс [7], а в отношении других регионов — главным образом палеогеографические и стратиграфические атласы СССР [1], Северной Америки [5] и Китая [2].

Реализация проекта «Палеогеографического атласа Австралии» началась в 1984 г. под руководством отдела континентальной геологии Бюро минеральных ресурсов при поддержке 14 компаний Австралийской ассоциации исследователей минеральных ресурсов. В работе принимают участие практически все геологи Австралии — ученые, преподаватели и производственники. В 1987 г. были изданы первые карты, и в 1988 г. опубликован рецензируемый по кембрийскому периоду. Это 25 листов большого формата, из которых 10 листов включают текст и обширную библиографию, на трех листах приведены 43 обобщенные стратиграфические колонки для интервала времени от 610 до 490 млн. лет, шесть листов — цветные палеогеографические карты. Масштаб всех карт 1:10 000 000. Изначально для сбора информации и создания карт предусматривалось использование компьютеров, и не только потому, что это дешевле, но и потому, что такой метод позволяет постоянно вносить в карты уточнения и дополнения в связи с новыми данными или переинтерпретацией старых. Кроме того, подобная методика определила и быстроту достижения конечного результата — публикацию атласа.

Одно из главных достоинств атласа состоит в четком разграничении базовых фактических данных и материалов интерпретационного характера. Необходимо отметить, что впервые такое условие при составлении палеогеографических атласов было принято ответственными геологами, например в четырехтомном «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР» [1]. Базовые данные включают сведения о породных ассоциациях (формациях), мощностях отложений и их зернистости, о литологии, осадочных структурах, комплексах фауны и флоры, а также о биохронологическом и радиометрическом возрастах. К интерпретационным данным относятся отраженные на картах заключения об обстановках осадконакопления, источниках сноса, интенсивности орогенеза (поднятий), изменениях уровня моря и положения береговых границ.

В атласе не используются палинспастические схемы. Все данные на палеогеографических картах отображены в современных координатах, и это следует считать также достоинством, поскольку трудно не согласиться с замечанием П. Кука об отсутствии в настоящее время общепринятых плейтэктонических моделей развития востока Австралии для большей части фанерозоя.

Кембрийские отложения в Австралии распространены довольно широко, и имеется очень большое количество хорошо изученных детальных стратиграфических разрезов, которые суммированы в атласе в виде 43 стратиграфических сводных колонок. Здесь есть достаточно детальные сведения по литологии и мощностям практически всех осадочных и вулканогенных кембрийских комплексов Австралии, а также подстилающих вендских и перекрывающих тремадокских. Автор использует радиогеохронологическую шкалу У. Харланда и др. [6], но с уточнениями, и нижней границей кембрия считает рубеж 590 млн. лет. Основой для биостратиграфических корреляций был бассейн Джорджина. Другие платформенные бассейны для этого менее пригодны из-за неполноты стратиграфических разрезов. Автор подчеркивает слабое обоснование возраста большинства вулканогенных отложений в Тасманском складчатом поясе, а также флишевых комплексов группы Канманту и запада трога Болларт. Для ряда бассейнов в сводных колонках выделены разные фацialsные зоны.

Кембрий разделен на шесть временных интервалов, продолжительность которых различна. Так, первый интервал, включающий томмотский и атдабанский (по европейскому стандарту) века, имеет длительность 45—50 млн. лет, а, например, третий интервал, соответствующий только темплтонской зоне среднего кембрия, — 4—5 млн. лет. Возрастные границы этих интервалов выбра-

ны произвольно, но так, чтобы наилучшим образом отразить главные перерывы и изменения в осадконакоплении, вулканизме и тектонике.

Для каждого из временных интервалов составлены карты фактов и палеогеографическая. На первых отображены сведения о местоположении выходов (или скважин) комплексов соответствующего возраста, о составе и мощностях осадочных и вулканогенных отложений, о составе интрузивных образований и другие данные. Однако, если для осадочных отложений легенда предусматривает подробную характеристику, то эффузивы делятся по составу лишь на кислые и основные, а интрузивные породы — на кислые, основные и ультраосновные. На палеогеографических картах цветными знаками выделены области суши и бассейны разного типа — от континентальных до морских батинально-абиссальных. Здесь же интерпретируются обстановки седиментации, расположение островных дуг и приводится некоторая палеотектоническая информация об их развитии и латеральных перемещениях. Но элементы палеотектоники используются на этих картах чрезвычайно осторожно. Можно вполне стремление автора ограничиться публикацией преимущественно фактических данных, но в этом случае хотелось бы видеть на картах материалы по развитию деформаций и метаморфизма. К сожалению, этих очень важных и интересных данных в атласе нет, хотя масштаб карт достаточен для их отображения.

Текстовая часть атласа невелика по объему, но весьма информативна и имеет большое самостоятельное значение. В ней после введения даны оценка изученности, анализ главных проблем интерпретации тектонической и палеогеографической истории, краткие обзоры главных событий для шести кембрийских временных интервалов и общее обсуждение, где отмечается, что кембрий был для Австралии довольно спокойным периодом, когда она в условиях теплого и жаркого аридного климата испытывала общее вращение против часовой стрелки. Большое внимание уделяется также анализу кембрийских минеральных ресурсов.

На очень интересной специальной карте отображены все тектонические структуры, активные в кембро-ордовикское время: кратоны, бассейны, террейны, разломы, трогои и др. Интересно выделение син- и постседиментационных антиклиналей и синклиналей. Западная граница Тасманского пояса в том виде, как она показана на данной карте, считается для начала кембрия восточной границей распространения континентальной коры Австралии, включая и небольшие континентальные фрагменты Тасмании.

В тексте наряду с подробной характеристикой главных тектонических элементов Австралии автор особенно большое внимание уделил седиментологическому анализу, дающему важную информацию о палеогеографических обстановках и их изменениях. Наиболее достоверны в этом отношении сведения по платформенным бассейнам, реконструкция которых базировалась на скрупулезных исследованиях осадков, фаций и мощностей. Для Тасманского складчатого пояса восстановлены только отдельные его фрагменты — некоторые вулканические дуги, трогои, континентальные склоны и др.

В анализе тектонического развития Тасманского пояса упоминаются два варианта его эволюции — на коре океанического типа (работы К. Крука и др.) или на континентальной коре (работы Р. Ратленда). В интерпретациях П. Кук, по-видимому, справедливо отдает предпочтение островуджно-субдукционной модели К. Крука, где главное — это последовательное наращивание континентальной коры в процессе развития системы гряд вулканических островов и сопряженных с ними трогов и бассейнов и затем последующего их латерального сближения, сдвигания и коллизии с Австралийской плитой. Но необходимо отметить замечание П. Кука о том, что палеогеография Тасманской системы может в будущем подвергнуться серьезной ревизии по мере дальнейшего изучения раннепалеозойских комплексов. Подчеркивается вероятность не только поперечного сокращения Тасманской системы в ходе ее геологической эволюции, но и значительных по амплитуде сдвиговых смещений отдельных ее частей (террейнов) вдоль главного простираения. Как альтернатива отмечается и модель аккреции этой части Австралийской плиты в результате приращения к ней экзотических террейнов по тому типу, как это часто предполагается для запада Северо-Американской плиты.

Аделаидская геосинклиналь интерпретируется как протерозойская рифтовая система и пассивная континентальная окраина атлантического типа. Аделаидский рифт в течение фазы спрединга не испытал широкого растяжения и длительное время развивался как седиментационный трог вплоть до эпохи деламерской орогении (поздний кембрий — ранний ордовик), когда осадочное выполнение трога было деформировано.

Широкие излияния в начале кембрия толентовых базальтов на севере Австралийской платформы (первоначальная площадь распространения около 500 000 км<sup>2</sup>) считаются последствиями очень мощных тектонических движений — орогении нагорья Петерман позднекембрийско-раннекембрийского возраста.

Атлас прекрасно издан, и палеогеографические карты имеют очень приятную и контрастную цветовую гамму. Но в нем, конечно, не хватает палеопрофилей, показывающих соотношения литологических комплексов по латерали, наподобие тех, которые приведены в последнем «Палеогеографическом атласе Китая». Кроме того, насколько можно судить по публикациям, у австралийских геологов есть достаточно данных для подробного разделения магматических образований по петрохимическим типам, а в атласе выделены только основные и кислые.

«Палеогеографический атлас Австралии» [4], судя по первому кембрийскому тому, будет уникальным по полноте обобщением, выполненным с учетом всех новейших достижений седиментологии, палеогеографии и палеотектоники. Актуальность подобного типа работ подтверждает, в частности, и обилие спонсоров — компаний, занимающихся разработкой минеральных ресурсов. Этот атлас в методическом отношении развивает то направление палеогеографических иссле-

дований, в котором после работ А. П. Карпинского долгое время лидировали советские геологи. Напомним, что со времени издания «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР» [1] прошло более 20 лет и назрела необходимость нового коллективного фундаментального палеогеографического и палеотектонического обобщения в виде серий карт в масштабе 1:10 000 000 и, конечно, с использованием компьютерной техники.

#### Список литературы

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. Виноградов А. П. Т. I—IV. М.: Изд-во ГУГК, 1967—1969.
2. Atlas of the paleogeography of China. Beijing, China: Cartographic publishing house, 1985.
3. *Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W.* The geological Evolution of Australia and New Zealand. Sydney: Pergamon Press, 1968. 210 p.
4. *Cook P. J.* Paleogeographic atlas of Australia. V. 1. Cambrian. Canberra: Austral. Government Publishing Service, 1988.
5. *Cook T. D., Bally A. W.* Stratigraphic atlas of North and Central America. New Jersey, 1975.
6. *Hartland W. B., Cox A. V., Ilwellyn P. G. et al.* A geologic time scale. Cambridge, England: Cambridge University Press, 1982. 131 p.
7. Phanerozoic Earth history of Australia / Éd. Veevers J. J. Oxford: Oxford Sci. Publ. Clarendon Press, 1986. 530 p.
8. *Rutland R. W. R.* Orogenic evolution of Australia // Earth. Sci. Rev. 1976. V. 12. P. 161—196.
9. *Scheibner E.* A plate tectonic model of the Paleozoic tectonic history of N. S. W. // J. Geol. Soc. Austr. 1973. V. 20. P. 405—426.

Институт физики Земли  
АН СССР, Москва, 123810

Поступила в редакцию  
8.XII.1989

Технический редактор *Л. В. Кожина*

---

Сдано в набор 07.07.91 Подписано к печати 19.08.91 Формат бумаги 70×100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Офсетная печать Усл. печ. л. 9,1 Усл. кр.-отт. 10,9 тыс. Уч.-изд. л. 11,0 Бум. л. 3,5  
Тираж 1154 экз. Зак. 1696. 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, 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 сообщениях — 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 представление 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 О (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, пригодном 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 подрисовочных 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.

Ж-17

ПЫЖЕВСКИЙ 7

ГЕОЛОГИЧ ИН-Т

СОКОЛОВ

70228

2 р. 10 к.

Индекс 70228

Т

**В издательстве «Наука»**

**готовятся к печати:**

**ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА РУДНЫХ РАЙОНОВ ОЧАГОВОГО ТИПА  
(ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СЕГМЕНТ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА).**

1992. 12 л. 2 р. 40 к.

В монографии представлены результаты глубинных исследований по более чем десяти рудным районам Дальнего Востока. Наиболее полно исследована очаговая структура Комсомольского рудного района методами МОВЗ, МТЗ, гравитационной и повысотной ромагниторазведкой. Сделана попытка построения комплексной геофизической модели Комсомольской глубинной структуры рудных районов (ГСРР). Рассмотрены методологические аспекты изучения ГСРР в качестве объекта самостоятельной дисциплины и ее прикладное значение для целей металлогении рудных районов.

Работа предназначена для геологов, тектонистов, геофизиков, рудников, разведчиков полезных ископаемых.

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БАЛТИЙСКОГО ШИТА. 1992. 10 л. 3 р. 10 к.**

В монографии изложены принципы и элементы тектонического районирования, охарактеризованы реперные формации тектонических режимов, метаморфические фации и фациальные серии. Рассмотрены типовые докембрийские режимы для конкретных прогибов и региона в целом, предложена схема их эволюции. Показан характер связи тектонической зональности с геофизическими полями. Предлагаются возможные геодинамические процессы становления и развития типовых структур. Обсуждаются принципы отражения тектонической информации на среднемасштабных картах.

Книга предназначена для геологов и тектонистов.

**Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:**

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252208 Киев, ул. «Правды», 80 «а»; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр-т, 22; 443002 Самара, пр-т Ленина, 2; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.