

Номер 5

ISSN 0016-853X

Сентябрь - Октябрь 1993

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 1993 Сентябрь - Октябрь

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016 - 853x

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

**М.Е. Артемьев, Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), 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, магматизмом, 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 "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

A.A. Mossakovsky – Coeditor

V.S. Burtman – Secretary

Editorial board

**M.E. Artemyev, E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov,
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), A.L. Knipper,
V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, E.E. Milanovsky,
V.D. Nalivkin, A.S. Perfilev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

Научные редакторы **Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков**

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон 230-81-77; Телех: 411 848 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1993 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 1993

О тектонике платформ

Ю. М. Пуцаровский 3

Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов

Ю. Г. Леонов 4

Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ

М. Г. Леонов 16

Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности

П. Н. Кропоткин, В. Н. Ефремов 34

Структуры растяжения и сжатия Тунгусской области траппового магматизма

В. С. Старосельцев 37

Низкокалиевые толеиты континентов: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия

В. С. Гладких, Г. С. Гусев 44

Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии

А. И. Слабунов 61

Обзор представлений о строении и развитии Атлантического океана (до 1970 года)

А. О. Мазарович 75

Хроника

Совещание "Тектоника платформ: современные данные и идеи"

М. П. Антипов, Ю. В. Карякин 90

К 75-летию со дня рождения А. И. Суворова

93

Евгений Евгеньевич Милановский (к 70-летию со дня рождения)

95

CONTENTS

Number 5, 1993

About tectonic platforms

Yu. M. Pushcharovsky 3

Tectonic criteria for interpretation of seismic reflectors
in the lower crust of continents

Yu. G. Leonov 4

Interior mobility of the basement and tectogenesis
of activated platforms

M. G. Leonov 16

Tectonic stresses on platforms and global variations of seismicity

P. N. Kropotkin, V. N. Yefremov 34

Structures of extension and compression of the Tunguska region
of trap magmatism

V. S. Starosel'tsev 37

Low-K tholeiites of continents: geodynamic settings,
petrochemistry, and geochemistry

V. S. Gladkikh, G. S. Gusev 44

Upperarchean Keret granite-greenstone system of Karelia

A. I. Slabunov 61

A review of the state of knowledge on the structure and evolution
of the Atlantic Ocean (up to 1970)

A. O. Mazarovich 75

Chronicle

The meeting "Tectonics platforms: new data and ideas"

M. P. Antipov, Yu. V. Karyakin 90

To the 75-th birthday of A. I. Suvorov 93

Yevgeniy Ye. Milanovsky (to his 70-th birthday) 95

© 1993 г. О ТЕКТОНИКЕ ПЛАТФОРМ

В последний период тектонике платформ геологи стали уделять меньше внимания, чем прежде. Вероятно, это отзвук увлечения такими структурными чертами Земли, которые особо перспективны для “красивых” гипотез и построений. Между тем платформы ничуть не потеряли своего значения ни для тектоники или геодинамики, ни для практической геологии. Достаточно упомянуть об открытии больших возможностей в отношении нефтегазоносности в древнейших комплексах Сибирской платформы, в том числе подстилающих сибирские траппы.

Межведомственный тектонический комитет, входящий в Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской академии наук, решил в некоторой мере восполнить наметившийся пробел и провел в январе 1993 г. весьма солидное совещание по теме “Тектоника платформ: современные данные и идеи”¹.

Русская геология много сделала для развития учения о платформах, занимающих не менее 3/4 территории страны. Здесь и классические работы по палеогеографии, тектонике и полезным ископаемым А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского; и проведение в исключительно широком масштабе опорного и сверхглубокого бурения, при котором были достигнуты феноменальные геологические результаты; и большой комплекс геофизических исследований, площадных и профильных, принесших важные данные о глубинном строении платформенных областей.

¹ Хроника совещания помещена в конце этого выпуска журнала.

Все это получило признание мировой геологической общественности.

Но сейчас фундаментальные геологические знания существенно расширились и платформенные области требуют к себе нового подхода. На проведенном совещании подобного рода материалов было доложено немало. Развиваются плодотворные идеи о масштабном латеральном тектоническом перемещении литопластин в нижних частях земной коры платформенных областей. В совершенно новом аспекте предстает проблема соотношения системы фундамент–чехол. Впервые в столь законченном концептуальном виде рассматриваются тектонические напряжения на платформах. обстоятельно разбираются геодинамические условия проявления траппового магматизма. В новом свете выступают многие региональные черты платформенной тектоники.

Этот выпуск журнала как раз и открывается четырьмя докладами, прочитанными на совещании (Ю.Г. Леонова, М.Г. Леонова, П.Н. Кропоткина и В.Н. Ефремова, В.С. Старосельцева).

Если сформулировать совершенно кратко основное направление тектонических исследований платформ на современном этапе, то, как показало совещание, таким направлением должна быть “Тектоника платформ и мобилизм”.

*Академик Ю.М. Пуцаровский,
почетный председатель
Межведомственного
тектонического комитета*

УДК 551.242.5

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИ ОТРАЖАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ В НИЖНЕЙ КОРЕ КОНТИНЕНТОВ

© 1993 г. Ю. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.03.93 г.

С целью решения проблемы геологической интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в глубокой коре внутриплитных областей рассмотрены данные, относящиеся к объектам, о природе которых можно судить с большей определенностью: блокам выведенных на поверхность пород нижней коры, нижнекоровым ксенолитам, сквозным тектоническим нарушениям, прослеживаемым из глубокой коры в верхние слои коры и до поверхности. Эти данные подтверждают реальность тектонического механизма формирования отражающих горизонтов в нижней коре – в результате тектонического течения и образования тектонических пластин. Допускается формирование отражений также за счет внедрения пластовых интрузий, включая механизм магматического подслаивания. Эти два главных механизма, вероятно, сопровождаются деформационно-метаморфическими процессами и активным поведением флюидов.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В [8] были приведены доводы в пользу представления, что так называемая нижняя кора платформенных областей, насыщенная субгоризонтальными сейсмическими отражениями, представляет собой тектонически активный горизонт срыва и течения вещества. Там же были рассмотрены некоторые следствия этой концепции для платформенной тектоники. Главное из них заключается в том, что в платформенных условиях приходится допускать широкомасштабное латеральное перемещение (течение) вещества на уровне нижних - средних горизонтов коры при формировании некоторых типов тектонических структур, по-видимому, отрицательных (впадин, рифтов и пр.). Глубокие горизонты коры служат при этом горизонтами дисгармонии, базовыми для многих нарушений, развитых в вышележащей толще коры.

Следует заметить, что название “нижняя, или глубокая, кора” – термин удобный, но до некоторой степени условный. При всей своей выразительности в типичных случаях эта область не имеет жестко фиксированных глубинных границ. Иногда системы субгоризонтальных отражений тяготеют к средней части коры, в связи с чем некоторые исследователи предпочитают говорить о среднекоровом горизонте срыва. Существа дела это, однако, не меняет. Кроме того, горизонты с аналогичными свойствами, возможно, встречаются в коре и на других уровнях, но их роль, судя по всему, более локальна.

Убедительность данной концепции во многом зависит от того, насколько достоверной оказыва-

ется интерпретация геологической (физической) природы отражений в нижней коре и толщ “отражающей” нижней коры в целом. Этот вопрос, таким образом, занимает важное место в разработке моделей внутриплитного (платформенного) тектогенеза, учитывающих взаимодействие разных слоев литосферы.

Предложено несколько вариантов интерпретации природы отражений, но в основном конкурируют две модели: тектоническая, согласно которой отражения интерпретируются как глубинные субгоризонтальные нарушения (срывы, сколы, наложение тектонических пластин), и магматическая, объясняющая возникновение отражений внедрением пластовых интрузий; в последнем случае чаще всего эксплуатируются модели так называемого магматического подслаивания, суть которого состоит в насыщении и переработке нижних горизонтов коры мафитовым и ультрамафитовым материалом. Другие объяснения, связывающие специфические свойства отражающей нижней коры с метаморфизмом и поведением флюидов, безусловно, должны приниматься во внимание. Эффект этих процессов может быть, вероятно, очень велик. Но, скорее всего, он вторичен по отношению к собственно тектоническому фактору.

Что касается других интерпретаций, то они либо сводятся к вариантам и комбинациям выше перечисленных моделей, либо заведомо нерелевантны. Так, например, не выдерживают критики представления, связывающие отражения в глубокой коре с первичной стратификацией толщ горных пород. Несостоятельность такого предполо-

жения показана в [15]. Более подробную информацию о вариантах интерпретации отражений можно найти в работах [7, 30, 35, 40, 53].

Для решения вопроса о природе отражений в нижней коре существуют два пути, дополняющие и контролируемые один другой: во-первых, теоретический механический анализ и лабораторный эксперимент, во-вторых, сравнение с подходами для этой цели природными объектами. Теоретические и экспериментальные исследования без проверки на природных объектах не дают окончательного решения вопроса. Но в то же время современные представления о реологическом разрезе литосферы и экспериментальные данные о свойствах горных пород при *PT* условиях, соответствующих глубокой коре, свидетельствуют о возможности течения вещества и относительного смещения пластин на уровне средней - нижней коры. С точки зрения механики, следовательно, правомерно рассматривать системы регистрируемых отражений (хотя, вероятно, не все и не всегда) как тектонические нарушения, естественно, в таком виде, в каком они могут проявляться в области пластического течения вещества, т.е. как вязкие разрывы, выраженные, например, горизонтами высокотемпературных милонитов и т.д. Впрочем, в данной статье этот аспект проблемы не рассматривается. По нему существует большая литература [5, 10, 11, 32], частично послужившая основой для выводов, сделанных в работе [8].

Помимо теоретических соображений и данных по реологии, большую, если не решающую, роль в решении вопроса о геологическом смысле отражений в глубокой коре играет сопоставление с объектами, природа которых известна лучше. Наиболее перспективным оказывается: а) сопоставление с комплексами горных пород, представляющими собой выведенные на поверхность объемы (блоки, пластины) нижней коры, и б) сопоставление, а в тех случаях, когда позволяют данные, непрерывное прослеживание структур с одного уровня коры на другой вплоть до картируемых на поверхности. Значение этих критериев было подчеркнуто в [8], но необходимого развития данная тема там не получила. Здесь она рассматривается несколько подробнее, хотя и без претензии на систематический обзор. Намерение состоит в том, чтобы показать, какими – геологическими – способами может решаться проблема и на какие результаты можно рассчитывать в свете знаний сегодняшнего дня.

Следует заметить, что за рамками предлагаемого анализа остается круг несомненно важных вопросов, относящихся к собственно сейсмометрической части исследований. Данные по отражениям в глубокой коре получаются при исследовании коры отраженными волнами методами ГСЗ - ОГТ с вертикальным и близвертикальным падением

лучей [7]. Однако пригодность данных глубинной отражательной сейсмики для расшифровки структуры глубоких слоев коры и верхней мантии иногда ставится под сомнение и обсуждается в литературе [19, 22]. Один из свежих примеров – дискуссия между М. Бруксом, указавшим на недостоверность прямой структурной интерпретации сейсмических данных, и группой французских и британских ученых, участвующих в работах по известным проектам *ECORS* и *SWAT* и придерживающихся противоположной точки зрения [19]. Эта группа ученых подчеркивает, во-первых, что системы глубинных отражений являются объективной характеристикой, дающей возможность судить если и не о деталях структуры, то об определенных типах строения коры; во-вторых, что подтверждением состоятельности создаваемых на этом основании моделей строения служит их непротиворечивая увязка с моделями, базирующимися на геологических данных. Последнее обстоятельство представляется действительно очень важным и служит, как было отмечено выше, одним из главных критериев правильности интерпретации геофизических данных.

ФРАГМЕНТЫ НИЖНЕЙ КОРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ

На щитах и в складчатых поясах имеется немало выходов горных пород, отождествляемых с нижней корой [3], или, если говорить точнее, приобретших свои петрологические свойства при *PT* условиях, соответствующих нижней коре. Для некоторых комплексов установлены также траектории *PTt*, позволяющие судить о главных событиях в истории их преобразований. Эти породы, а также ксенолиты, вынесенные с соответствующих глубин, дают представление о петрологических особенностях и условиях метаморфизма вещества нижней коры. Но лишь немногие из них изучены с детальностью, позволяющей снять эффект последующих изменений и реконструировать их первоначальную тектоническую структуру в том виде, в каком она сформировалась на глубинах нижней коры. Такие объекты представляют для наших целей максимальный интерес. Чаще же изученность оказывается недостаточной для восстановления первоначальной структуры, затушеванной преобразованиями в процессе вывода пород на поверхность и включения их в инфраструктуру подвижных поясов.

Следует, кроме того, предостеречь от естественного соблазна полностью, во всех отношениях отождествлять породы на поверхности с нижней корой. С точки зрения петрологических и структурных особенностей они действительно могут быть идентичными, и по ним, скажем по гранулитовым комплексам, можно судить об условиях на глубинах нижней коры. Но когда дело касается петрофизических свойств и состояния вещества,

которые влияют на прохождение сейсмических волн, то они зависят также и от условий, в которых находится порода в момент наблюдения. И в этом смысле породы нижней коры, выведенные на поверхность, это – не нижняя кора в геофизическом смысле. Вероятно, именно в этом заключается объяснение того интересного факта, что в районах развития в верхней коре (и на поверхности) гранулитовых комплексов собственно нижняя кора оказывается по сравнению с ней все равно более отражающей. Это установлено [33] в Льюисской провинции (профили VIRPS), в районе Адирондак (профили COCORP), на профилях в Австралии через хр. Фрейзер, в районе развития саксонских гранулитов Германии.

Один из немногих хорошо изученных объектов – зона Ивреа (Ивреа–Вербано) в Альпах. Породы зоны рассматриваются как пластина нижней коры. Ее структурные и метаморфические характеристики сформировались в диапазоне глубин от 20 до 30 км при температуре от 450 - 500 до 670°C в процессе растяжения литосферы (транс-

тензия, рифтинг, заложение пассивной окраины) в позднем палеозое и раннем мезозое [29, 43, 47, 48]. Пластина выведена на поверхность в зоне сутуры в альпийскую эпоху.

Первичное строение комплекса пород зоны Ивреа восстановлено в том виде, в каком оно сложилось к концу эпохи растяжения. В вертикальном разрезе комплекс состоит из пакета тектонических пластин, разделенных горизонтами высокотемпературных милонитовых сколов (рис. 1). Нижние пластины сложены в основном гранат-пироксеновыми гранулитами с линзовидными телами пироксенитов и метаосадочных пород гранулитовой фации метаморфизма. В верхней части разреза преобладают чередующиеся в разной пропорции метаосадочные породы (сланцы, гнейсы) и метагаббро (амфиболиты); метаморфизм амфиболитовой фации.

Сверху нижнекоровые образования ограничены надвигом Погалло, по которому они перекрываются менее глубинными породами зоны

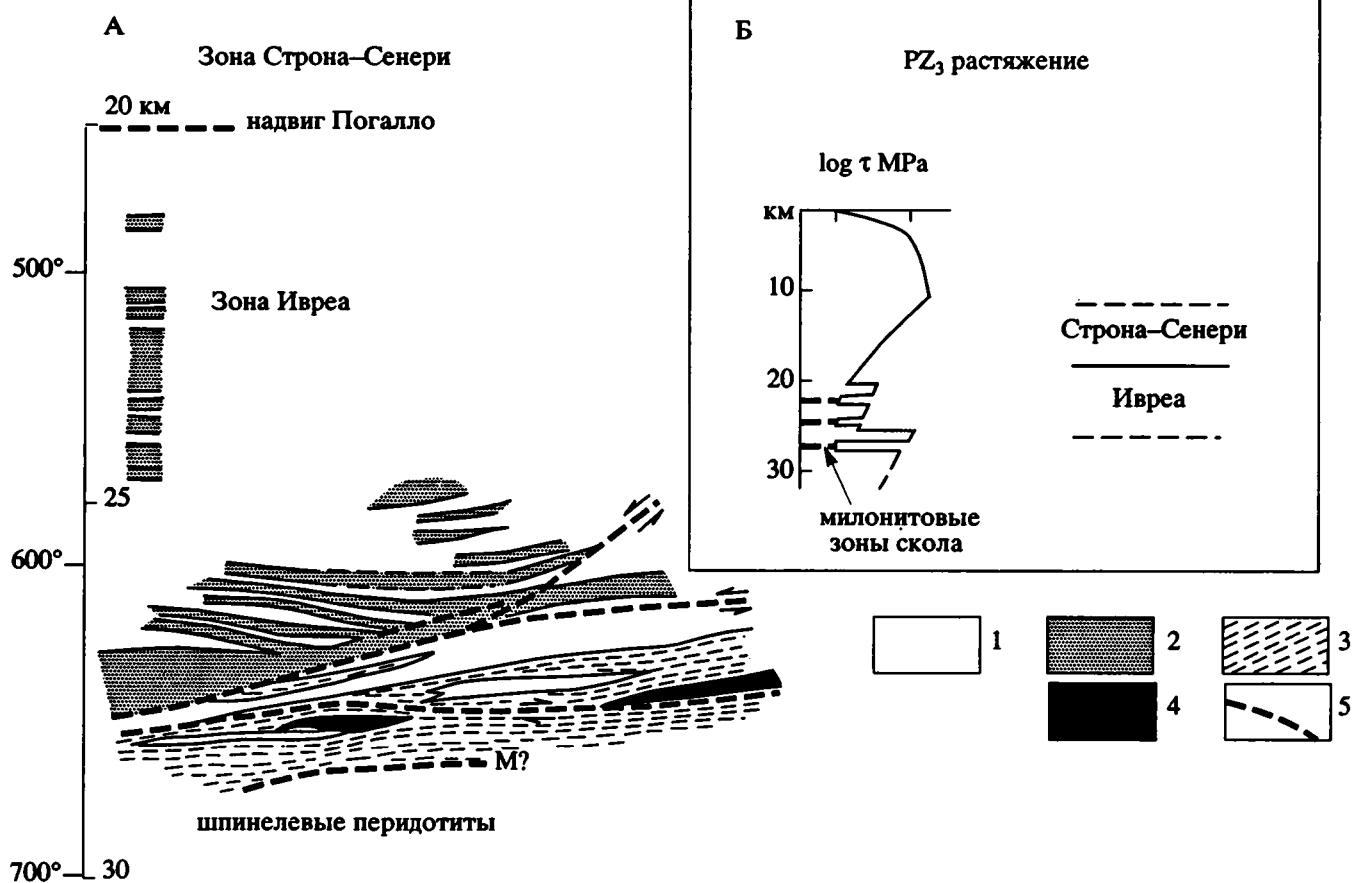


Рис. 1. Реконструкция строения нижней части коры в зоне Ивреа для конца палеозоя - раннего мезозоя (А) и реологический разрез коры в позднем палеозое - изменение прочности на скалывание $\log \tau$ МПа (shear strength) с глубиной (Б) [29, 47].

1 – метаосадочные породы (сланцы, гнейсы); 2 – метагаббро; 3 – гранат-пироксеновые гранулиты; 4 – пироксениты; 5 – милонитовые высокотемпературные зоны скола (наиболее крупные).

Строна–Сенери. Этот надгиг рассматривается как срыв на среднекоровом уровне [47]. В основании пород нижней коры также находится поверхность высокотемпературного скола, которую отождествляют с подошвой коры – границей Мохо. Ниже залегают шпинелевые перидотиты и дуниты предполагаемой верхней мантии. За пределами зоны Ивреа мантийные породы еще более широко развиты в лерцолитовом массиве Эббро–Тоббио (также в зоне альпийской сутуры). Мантийные породы и в зоне Ивреа, и в лерцолитовом массиве, так же как и породы нижней коры, тектонически расслоены: в них развита система субгоризонтальных сколов и структур течения, возникших в более глубоинной обстановке при температуре 800 - 1040°C [52].

Таким образом, на примере зоны Ивреа и лерцолитового массива подтверждается возможность течения вещества и возникновения крупномасштабной тектонической – структурной (и, разумеется, метаморфогенной) расслоенности на глубинах средней - нижней коры и верхней мантии. Согласно палеореконструкциям, именно в этом слое, в целом представлявшем собой крупнейший горизонт срыва, было сосредоточено пластическое течение, вызвавшее утонение коры в эпоху позднего палеозоя - раннего мезозоя [29]. Что касается протяженности отдельных срывов, то она составляет многие километры и сопоставима, следовательно, с характерными размерами отражений в глубокой коре и мантии. Это относится как к срывам в основании и кровле нижнекорового комплекса (Мохо и надвиг Погалло), так и к срывам внутри толщи нижней коры, по которым в соприкосновении приведены пластины пироксенитов, гранулитовых, метабазитовых и метаосадочных пород; наиболее крупные из них изображены на рис. 1.

Показательны также экспериментальные данные по определению скорости волн в образцах пород из зон Ивреа и Строна–Сенери при давлениях до 600 МПа [20]. Они подтверждают, что регистрируемые в нижней коре отражения могут быть обусловлены высокими коэффициентами отражения на границах переслаивающихся (в том числе, как отмечено выше, тектонически) и в данном случае – реальных, наблюдаемых в естественных обнажениях тел с разным составом и петрофизическими свойствами.

Существенным для понимания механизма и самой возможности возникновения структурной расслоенности на рассматриваемых глубинах является то, что перемещение (течение) вещества происходит не равномерно по всему объему пород, но локализуется в пронизывающих этот объем, переплетающихся зонах скола. Это было показано для многих метаморфических комплексов, и в первую очередь для зон стресс-метаморфизма, но в данном случае важно то, что такой

же вывод делается для пород зоны Ивреа и некоторых аналогичных объектов [29], принадлежность которых к нижней коре достаточно обоснована. За счет этих зон скола, на которые приходится не больше 10 - 20% мощности или объема породы, но которые отличаются заметно пониженной вязкостью от смежных слабее деформированных и недеформированных пород, прочность литосферы оказывается, по расчетам, приведенным в [29], существенно меньшей, чем обычно принимается в реологических моделях, учитывающих только эффект прямо связанного с приложенными силами дислокационного крипа при постоянных значениях размера зерен, температурного градиента и при неизменной структуре коровых горизонтов.

Зона Ивреа привлекает внимание как один из самых ярких и хорошо изученных объектов, но отдельные фрагменты описанных соотношений можно наблюдать и в других районах земного шара. Например, зона пластичного скола, по своему глубинному положению в момент формирования соответствующая надвику Погалло в Альпах, описана и исследована в горах Нью-Мексико на юго-западе США [28]. Породы, которые рассечены этой зоной, относятся к глубоким, – средним уровням коры на основании анализа PTt траекторий. В самой зоне скола и поблизости от нее породы милонитизированы. Количество подобного рода примеров можно было бы расширить.

Совокупность данных по зоне Ивреа и другим объектам согласуется с представлением о сейсмически отражающей нижней коре как о слое, в котором происходит латеральное перемещение вещества, приводящее к его расслоению и тектоническому смещению в вертикальном сечении пород с разными свойствами. Отражениям, получаемым сейсмическими методами, могут соответствовать упомянутые выше зоны локализации деформации, т.е. зоны субгоризонтальных вязких сколов, по которым контактируют пластины разных пород. В достаточно типичном, по-видимому, случае эти зоны представлены высокотемпературными милонитами. Напомним, что последние образуются главным образом в интервале температур 500 - 600°C [9], что соответствует условиям становления структуры нижнекорового комплекса зоны Ивреа.

Однако в случае отсутствия четко обособляющихся разрывов (вязких сколов), выраженных зонами милонитов или как-то иначе, процесс метаморфического течения во всем объеме породы на глубинах нижней коры может приводить к возникновению деформационно-метаморфической расслоенности. Это можно видеть, в частности, на примере выходов нижнекоровых пород в массиве Южной Калабрии на юге Италии [34]. Их нижнекоровое происхождение доказывается, как и в выше рассмотренных примерах, специальными

исследованиями с использованием структурных, петрологических и изотопных методов и реконструкцией их метаморфической истории. Суммарная мощность этих пород составляет 7 - 8 км. Зон милонитов здесь нет (не считая локально развитых более поздних). Но в условиях гранулитовой фации метаморфизма, при температуре до 700°C, породы приобрели расслоенность с возникновением на отдельных уровнях однородных слоев мощностью более 100 м. Такого масштаба расслоенность может быть зафиксирована в волновом поле. И это действительно подтверждается наблюдениями: сейсмическими исследованиями показано, что породы Южно-Калабрийского массива отличаются высокой отражательной способностью [34].

К сказанному остается добавить, что рассмотренная в данном разделе, условно говоря, тектоническая, модель формирования отражающих горизонтов в глубокой коре не противоречит возможности действия и других факторов. В первую очередь это относится к модели магматического подслаивания, в котором нередко видят наиболее вероятную альтернативу тектонической модели [53]. Об этом чуть подробнее будет сказано дальше. Здесь же только отмечу, что применительно к зоне Ивреа предложено также логичное решение проблемы магматического подслаивания коры (т.е. магматической пропитки низов коры) мафитовыми и ультрамафитовыми пластовыми телами в условиях растяжения и пластического утонения коры [43], которое позволяет найти место этого механизма в тектонической модели объяснения отражающих свойств нижней коры за счет латерального перемещения вещества.

КСЕНОЛИТЫ

Ксенолиты пород, вынесенных из нижней коры и мантии, не дают информации о тектонической расслоенности в макромасштабах, но позволяют судить об особенностях поведения вещества в этих условиях. Особая ценность ксенолитов состоит в том, что они представляют собой вынесенные на поверхность образчики в общем случае неизменных глубинных пород [14]. В связи с ксенолитами внимания заслуживают прежде всего следующие два обстоятельства.

Первое – это наличие во многих образцах ксенолитов из разных регионов деформационно-метаморфических плоскостных текстур – линейности, метаморфической полосчатости и пр. В литературе имеются указания и на то, что в ксенолитах из верхней мантии наблюдаются вязкие сколы. В рассмотренных в работе [23] случаях они представлены зонами деформированных перидотитов, чередующихся – в масштабе сантиметров и метров – с недеформированными. Именно в этих деформированных зонах было сосредоточено плас-

тическое течение. Такого рода данные свидетельствуют не только о гипотетической возможности, но и о реально происходящем течении вещества на уровне глубокой коры и верхней мантии. Тем самым подтверждаются аналогичные выводы – и о течении вещества, и о том, что течение сосредоточивается в узких локализованных зонах, получаемые при изучении более крупных блоков глубинных пород, выведенных на поверхность тектоническим путем (Ивреа и др.).

Второе обстоятельство заключается в возможности расшифровать с помощью изучения ксенолитов механизмы и термодинамические условия течения. Рассмотрение этого вопроса выходит, строго говоря, за рамки данной статьи. Поэтому ограничусь лишь указанием на то, что на основании изучения ксенолитов показано существование в глубокой коре зон (слоев, линз) механически чрезвычайно подвижного, текучего состояния вещества [4, 14, 23, 24]. Согласно модели, рассмотренной в [4, 23], оно достигается за счет твердопластического течения частично подплавленного вещества, связанного с межзерновыми сдвиговыми деформациями. Последние, в свою очередь обусловлены рядом причин, и в первую очередь, характером напряженного состояния соответствующих объемов породы; важной характеристикой напряженного состояния в этом случае является, по [14], соотношение литостатического давления и добавочной сдвиговой компоненты – касательного напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$), вызванного действием дополнительных сил. Реализация этих процессов в макромасштабе приводит к появлению крупномасштабных зон пластического сдвига или систем параллельных сдвигов, обеспечивающих движение крупных пластин горных пород [4].

ТРАССИРОВАНИЕ СКВОЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Системы отражений, выявленные в верхних частях коры, нередко уверенно идентифицируются как разрывные нарушения, соответствующие конкретным нарушениям на поверхности. Возможности метода при этом позволяют фиксировать в основном пологие нарушения с наклоном до 30° - 40°. Естественно, что наряду с отражающими горизонтами тектонического происхождения здесь также имеются отражения иной природы, связанные с литологическими, стратиграфическими и прочими границами, которые часто также удается увязать с геологическими элементами на поверхности. Наиболее четкие корреляции такого рода получены в основном для фанерозойских складчатых поясов Европы, Северной Америки, Австралии – тех областей, где глубинные сейсмические профили МОВ ОГТ отличаются особенно высоким качеством. Скажем, в

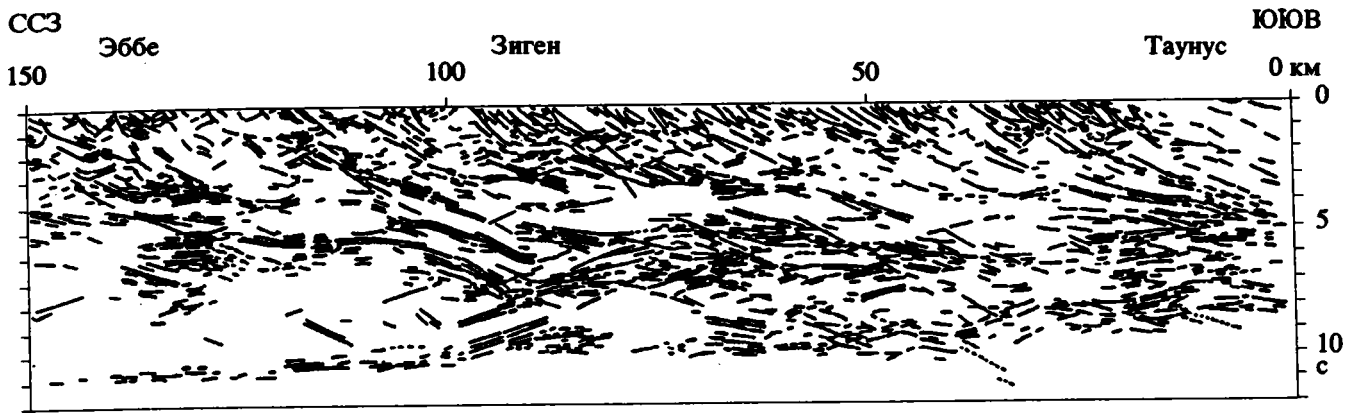


Рис. 2. Графическое изображение глубинной структуры на основе сейсмического профиля DECORP 2-N через Рейнский массив [25].

Европе надежные данные имеются по шельфу у берегов Северной Шотландии [18], Рейнскому массиву Реногерцинской зоны [25], Брабантскому массиву и его каледонско-варисскому обрамлению [21], Пиренеям [16], Альпам [45], Скандинавским каледонидам [27, 42], на территории России – по Уралу [12, 13]. Для складчатых поясов такие материалы в целом богаче и эффективнее, но в ряде случаев и в пределах платформенных структур тектонические нарушения прослеживаются по отражениям от поверхности в глубокие горизонты коры, например разрывы Припятского грабена [2], грабена Северного моря [16], рифта (или грабена сдвига-раздвигового типа) Долины Смерти, США [49], и т.д.

Эти и аналогичные им данные по другим районам не оставляют сомнения в тектонической природе определенной части отражений в верхней коре складчатых поясов и платформ до глубин 15 - 20 км. До этих глубин, как минимум, а в отдельных случаях и глубже прослеживаются некоторые группы отражений, характеризующиеся набором признаков, позволяющих идентифицировать их как определенные виды тектонических нарушений [25]. Иногда с ними может ассоциировать и магматический материал, как, например, массивы серпентинитов, серпентинизированных ультрамафитов и т.д., обычно сосредоточенные в зонах многих крупных разрывов Урала [13].

О том, что часть отражений в верхней коре соответствует разрывам и ослабленным зонам, таким, как зоны трещиноватости и милонитизации, свидетельствуют также данные по некоторым глубоким и сверхглубоким скважинам [1, 12].

Сейсмически отражающая нижняя кора отличается от вышележащих слоев коры, прозрачных или насыщенных наклонными пакетами отражающих площадок, тем, что в ней развиты горизонтальные системы отражений. В одних случаях та-

кие слои коры хорошо обособлены один от другого, но иногда между ними нет резкой границы и одна система отражений постепенно переходит в другую. Это можно проиллюстрировать, например, сейсмическим профилем DECORP 2-N через Рейнский массив, подробный анализ которого содержится в работе [25]. В южной части профиля (рис. 2) системы отражений верхней части коры, отображающие варисскую структуру, ниже сменяются зоной с горизонтальными отражениями, приуроченной к интервалу 7 - 10 с. Сами по себе слои коры выделяются отчетливо, но между ними имеет место скорее взаимопроникновение, а не четкий раздел, который заставлял бы предположить разную природу отражений (скажем, преимущественно тектоническую сверху и за счет магматической пропитки внизу). Возможно, такой вопрос не возникал бы вообще, если бы речь шла только о складчатых поясах, дислоцированность которых – явление естественное, и тектоническое течение в которых нетрудно допустить на любых глубинах. По-видимому, психологически сложнее согласиться с тектонической интерпретацией отражений в нижней коре внутриплитных и особенно платформенных областей, для которых значительная широкомасштабная деформация, согласно привычным представлениям, не свойственна.

Как бы то ни было, во всех работах, на которые были сделаны ссылки выше, показано, что отдельные нарушения и системы нарушений прослеживаются до глубины 20 - 23 км и иногда более. При этом внизу многие из них выволакиваются и сливаются, без резкой границы, с системами субгоризонтальных отражений нижней коры. В частности, с нижнекоровыми отражениями сливаются некоторые фронтальные разрывы складчатых поясов, трассируемые полого наклоненными пакетами отражений в верхней коре: сутура Яг-этус Британских о-вов (рис. 3) [50], Гренвиллская су-

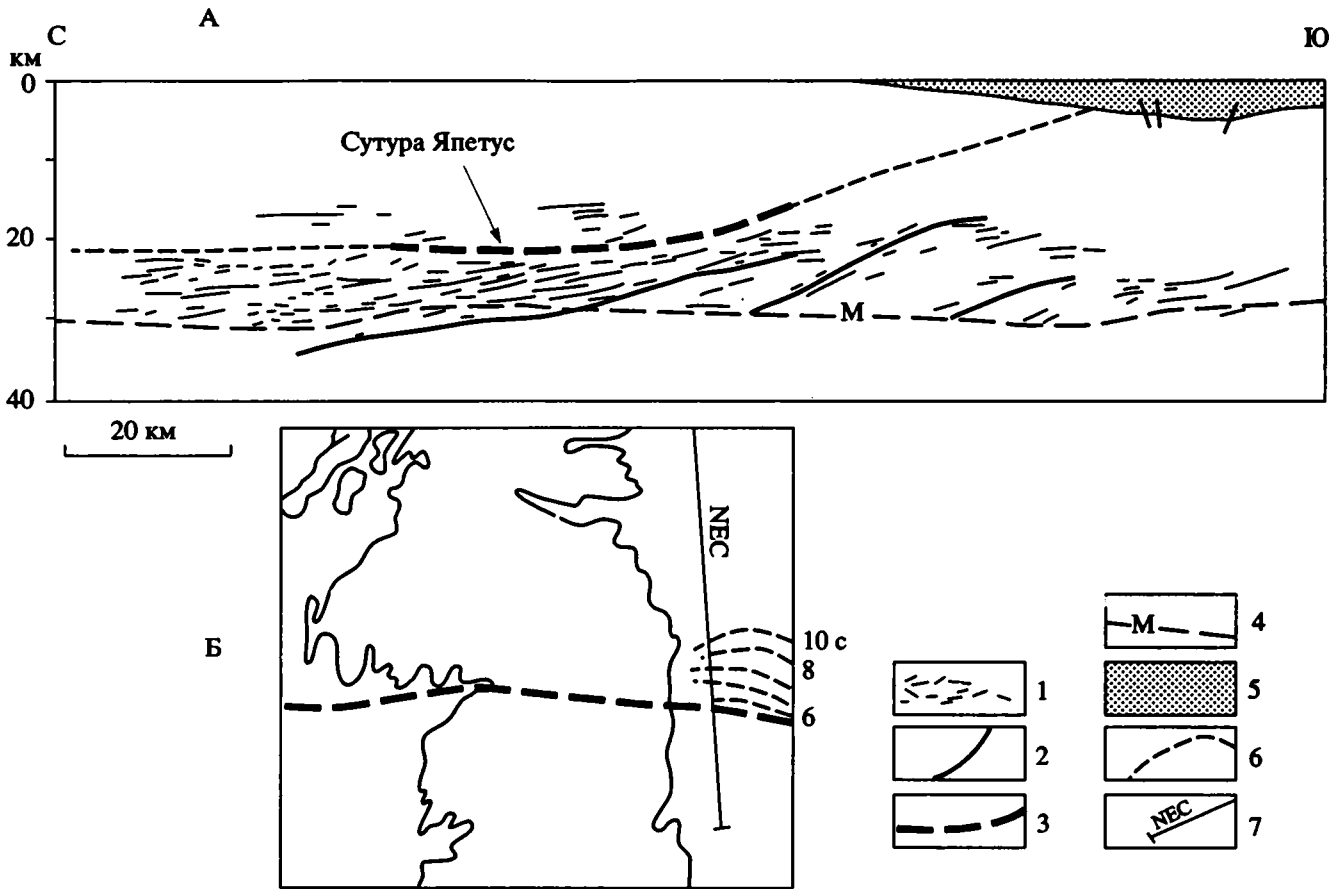


Рис. 3. Строение коры в отраженных волнах (профиль NEC) в районе сутуры Япетус, Британские о-ва: разрез (А) и план (Б) [50].

1 – отражения; 2 – разрывы; 3 – сутура Япетус; 4 – Мохо; 5 – осадочный бассейн; 6 – изолинии глубины сутуры Япетус (в плане); 7 – линия профиля.

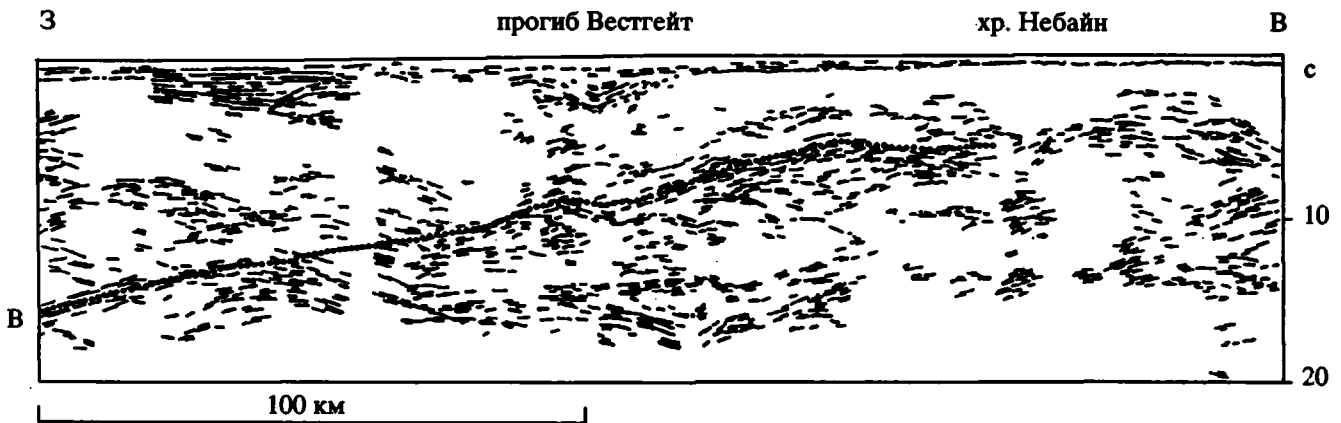


Рис. 4. Графическое изображение глубинной структуры на основе сейсмического профиля BMR через складчатый пояс Томсон, Восточная Австралия [36].

В – разрыв Вестгейт.

тура и сопровождающая ее серия тектонических чешуй на Канадском щите [41], варисский фронтальный разрыв в районе Кельтского моря [17] и др; см. также примеры, приведенные в [7]. Еще один показательный пример – широтный сейсмический профиль через территорию палеозойского складчатого пояса Томсон, Восточная Австралия [36]. На нем можно видеть, что система отражений, интерпретируемая как зона тектонического нарушения – срыв Вестгейт, прослеживаясь на расстоянии около 200 км, поднимается в восточном направлении от границы Мохо на глубине более 40 км до глубины около 15 км (рис. 4).

Итак, рассмотренный в данном разделе материал свидетельствует о реальном существовании в глубокой коре континентов таких горизонтальных и субгоризонтальных отражающих горизонтов, которые имеют тектоническое происхождение.

ПЛАСТОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ТЕЛА

Сказанное в предыдущих разделах доказывает или по меньшей мере позволяет с высокой степенью вероятности предположить, что отражательные свойства глубокой коры во многом определяются тектоническим фактором, к которому относятся течение вещества, возникновение субгоризонтальных вязких сколов, выраженных горизонтами высокотемпературных милонитов, наплавление тектонических пластин и пр.

Признание этого обстоятельства не исключает вместе с тем возможности существования еще одного фактора – пластовых интрузий, о которых упоминалось в начале статьи и которые, по мнению ряда исследователей, вносят дополнительную лепту или даже доминируют в формировании отражений [53]. Надо сказать, правда, что эти представления больше подкрепляются соображениями общего характера, чем данными наблюдений.

В наиболее завершеном виде эта точка зрения выражена в концепции магматического подслаивания. Хотя, строго говоря, концепция магматического подслаивания возникла не столько в виде попытки найти объяснение отражающей нижней коре, сколько как модель формирования внутриплитных структур – бассейнов и рифтов в условиях растяжения литосферы, которое – и в этом состоит главная суть модели – компенсируется поступлением в низы коры мантийного материала. В итоге происходит наращивание коры снизу (“подслаивание” – *underplating*), которое по расчетам на моделях может достигать величины 10 км и более [26]. Концепция магматического подслаивания достаточно широко обсуждается в литературе, в том числе с привлечением мате-

риала по конкретным геологическим объектам [26, 31, 46, 51]. В ряде случаев с моделью магматического подслаивания согласуется значение скорости сейсмических волн $V_p = 7.1 - 7.8$ и даже до 8.1 км/с [26] в пограничном слое кора–мантия, известном также как зона коро–мантийной смеси. Правда, даже по признанию сторонников данной концепции, далеко не всегда ясно, принадлежит ли этот слой коре, дополненной мантийным материалом, или разуплотненной мантии.

Таким образом, и теоретическая, и, вероятно, реальная возможность образования отражений в нижней коре вследствие насыщения ее интрузивными телами существует. Однако аргументация этого явления лежит, как можно было видеть, все-таки в несколько абстрактной сфере, поэтому судить об его масштабах и конкретной роли было бы сейчас, по-видимому, преждевременно.

Что касается более прямых свидетельств, то количество их ограничено. Чаще они относятся к таким объектам, где системы отражений, зарегистрированные на глубине, могут быть сопоставлены с интрузивными комплексами, развитыми по соседству на поверхности. Обычно в таких случаях речь идет о сравнительно неглубоких слоях коры [37]. Имеются также данные для некоторых районов современного вулканизма, в которых сильные отражения с большим контрастом скорости S волн с большой вероятностью сопоставляются с линзами и слоями (мощностью в несколько десятков и сотен метров) магматического материала, в том числе находящегося в частично или полностью расплавленном состоянии [38].

Но примеры, подобные приведенным, представляют собой скорее исключение. В общем же случае сложность заключается в том, что даже если по комплексу данных (в идеале – сейсмометрических, гравиметрических и магнитных) в глубоких слоях коры с большой степенью уверенности устанавливается наличие интрузий, этого еще недостаточно, чтобы говорить об их точной конфигурации и о том, что именно ими обусловлены горизонтальные пакеты отражений. Иллюстрацией этой достаточно типичной ситуации может служить один из профилей *COCORP*, который пересекает протерозойский рифт Мидконтинента на Северо-Американской платформе [55]. Здесь в отражающей нижней коре на глубинах 17 - 40 км должны по расчетам, основанным на совокупности геофизических данных, находиться интрузии основного состава. Но об их распределении на глубине можно судить только в общих чертах, предположительно сопоставляя их с сейсмическими прозрачными объемами (рис. 5). Более конкретно соответствие между интрузиями и отражениями не устанавливается, и, следовательно, вопрос об их связи остается, в сущности, нерешенным.

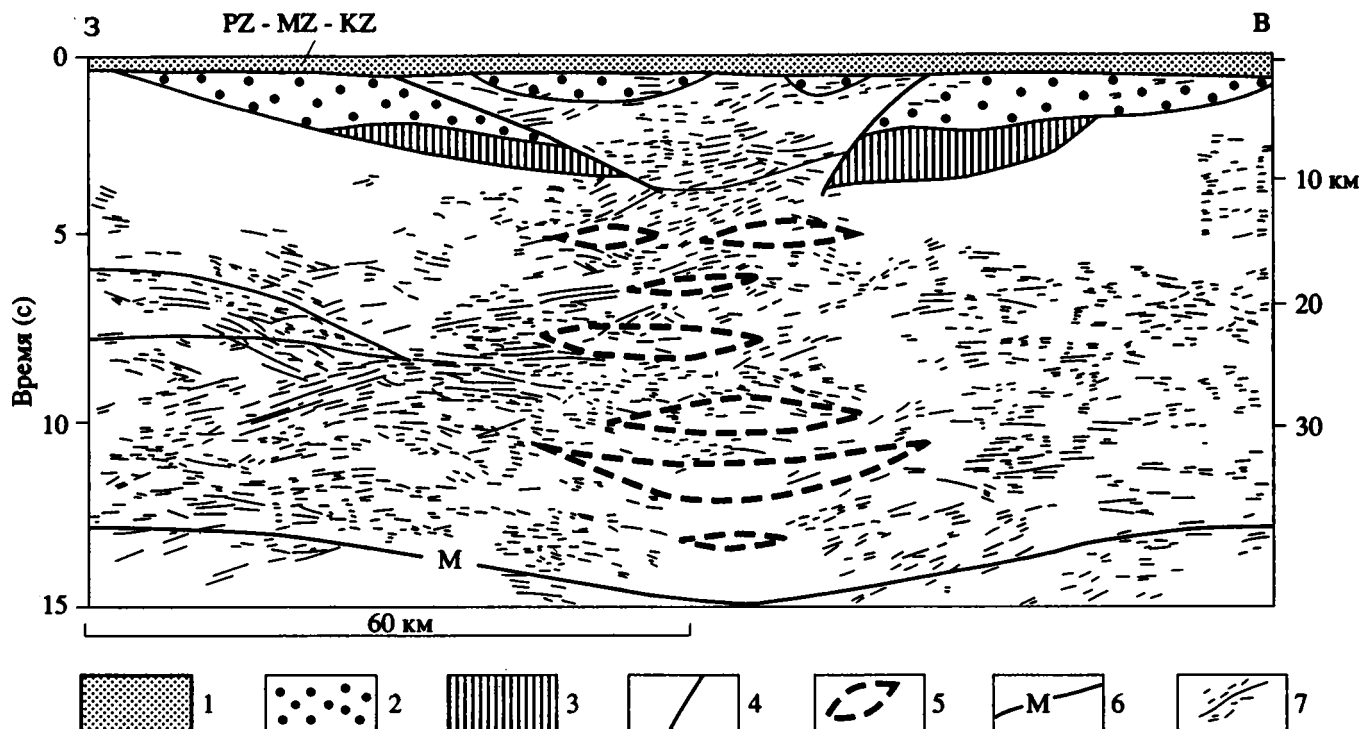


Рис. 5. Геологическая интерпретация глубинного строения рифта Мидконтинента по профилю COCORP Канзас-1, Северо-Американская платформа [55].

1 – породы фанерозоя; 2 – обломочные породы (протерозой); 3 – базальты; 4 – разрывы; 5 – предполагаемые интрузии основного состава; 6 – Мохо; 7 – отражения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал свидетельствует, что при интерпретации физической природы отражений в глубокой коре правильное всего, по-видимому, исходить из возможности совместного – комбинированного эффекта двух главных факторов – тектонического (за счет пластического течения) и магматического (рис. 6). В какой-то степени такой подход является лейтмотивом ряда работ последних лет, основанных на всестороннем анализе регионального материала и учитывающих как данные наблюдений, так и результаты модельных расчетов [30, 39, 44, 49]. В разных геодинамических ситуациях и на разных глубинах относительная роль этих факторов должна, вероятно, сильно варьировать. Например, на материале Провинции Бассейнов и Хребтов группа авторов [30] пришла к заключению, что картина отражений здесь обусловлена процессами течения и пластического скалывания в средних слоях коры и главным образом внедрением базитовых интрузий из мантии в основание коры.

Какую бы роль в каждом конкретном случае ни играли интрузии, главное значение для понимания внутриплитной и платформенной тектоники имеет все же констатация того факта, что в коре платформ существуют отражения тектонической

природы. Что бы ни происходило дополнительно, но этот факт позволяет говорить о тектоническом латеральном течении вещества глубокой коры в платформенной обстановке со всеми вытекающими отсюда следствиями [8]. По-видимому, и сами магматические породы, в какой бы форме ни происходило их поступление в земную кору – в виде sill-образных пластовых интрузий (или интрузивных кумулятов) или изометрических штокообразных тел, также становятся в условиях растяжения литосферы объектом пластического течения в нижних – средних горизонтах коры, трансформируясь в субгоризонтальные отражающие тела (рис. 7).

Нелишне, наконец, подчеркнуть, что процессы тектонического течения и деформации неотделимы от метаморфических преобразований, роль которых в формировании глубинной расслоенности очевидна, включая механизмы частичного плавления и раскристаллизации, обеспечивающие возможность относительного перемещения пластин вдоль вязких сколов в глубинных условиях. Это же надо сказать и в отношении флюидов. С одной стороны, характер поведения флюидов должен контролироваться тектоническим (геодинамическим) режимом и структурой, и в этом смысле роль флюидов, по-видимому, является

А

1. Тектоническое течение (наслоение тектонических пластин, милонитовые зоны скола и т. д.)
2. Пластовые мафитовые интрузии (в том числе магматическое подслаивание — *underplating*)
3. Метаморфизм
4. Флюиды
5. Первичная стратификация

Б

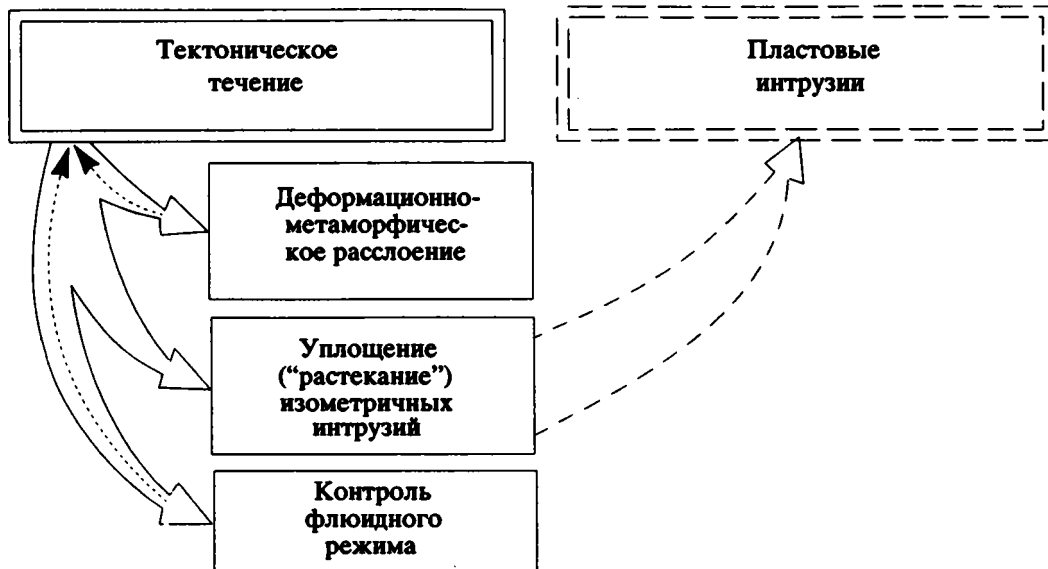


Рис. 6. Варианты геологической интерпретации отражений в глубокой коре: А – рассматриваемые в литературе, Б – наиболее вероятные.

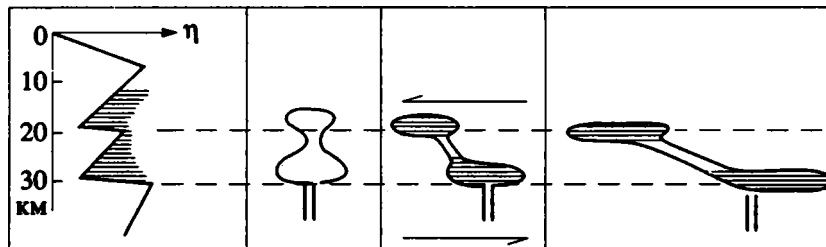


Рис. 7. Трансформация изометричных (математических) тел в уплощенные в зонах пластического течения земной коры (горизонтальная штриховка) [54].

η – вязкость.

вторичной по отношению к тектоническому фактору. Но несомненно и то, что это – система с обратной связью: многими авторами, например, [6], показано, что поведение и состав флюидной фазы сильнейшим образом влияют на характер и локализацию деформации.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – проект № 93-05-9125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байсарович М.Н., Бородулин М.А., Насад А.Г., Стюас А.М., Развалов А.Н. Некоторые проблемы изучения земной коры и верхней мантии методом ОГТ // Геотраверс "Гранит": Информ. сб. Екатеринбург: Уральский региональный геологический комитет, 1992. № 1. С. 32 - 36.
2. Гарецкий Р.Г., Клаушин С.В. Листрические разрывы в Припятском прогибе // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48 - 60.

3. Гранулитовые комплексы нижней коры континентов / Под ред. Розена О.М. Москва: ИЛС АН СССР, 1991. 92 с.
4. Грачев А.Ф., Добржинская Л.Ф. Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 178 - 193.
5. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука, 1989. 154 с.
6. Кременецкий А.А. Метаморфизм и рудообразование в глубинных зонах земной коры: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ИГД РАН, 1992. 46 с.
7. Кукин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Наука, 1989. 286 с.
8. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расчлененности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3 - 20.
9. Летников Ф.А., Балышев С.О. Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск: Наука, 1991. 148 с.
10. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 460. С. 144.
11. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расчлененность земной коры // Изв. АН СССР. 1985. № 1. С. 16 - 27.
12. Сегалович В.И., Дмитриевская Ю.Е. Тектоника Тагильского прогиба и сопредельных территорий Урала по данным сверхглубокого бурения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 5. С. 129 - 144.
13. Соколов В.Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3 - 19.
14. Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А. Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17 - 26.
15. Эз В.В. Роль внутрикоровых процессов в формировании строения земной коры // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 135 - 143.
16. Bois C. Profils de sismique réflexion profonde en Europe // Geochronique. 1991. No. 39. P. 13 - 16.
17. Bois C., Lefort J.-P., Le Gall B. et al. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between S. Ireland, SW Britain and W. France // Tectonophysics. 1990. V. 177. No. 1. P. 15 - 37.
18. Brewer J.A., Smythe D.K. MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian Appalachian orogen // J. Geol. Soc. 1984. V. 141. Part 1. P. 105 - 120.
19. Brooks M. Discussion on the crustal evolutionary model for the Variscides of Ireland and Wales from SWAT seismic data; reply by B. Le Gall with the collaboration of C. Bois and the ECORS-SWAT group // J. Geol. Soc. 1992. V. 149. Part 4. P. 681 - 682.
20. Burke M.M., Fountain D.M. Seismic properties of rocks from an exposure of extended continental crust - new laboratory measurements from the Ivrea zone // Tectonophysics. 1990. V. 182. No. 1/2. P. 119 - 146.
21. Cazes M., Torreilles G. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil Nord de France. Structure hercynienne // Edition Technip. 1988. V. 1. 260 p.; V. 2. 215 p.
22. Dohr G. Deep seismic - a tool in the recognition and interpretation of large geological elements, the starting point for deterministic basin modelling // Geol. Rundsch. 1989. Bd. 78. H. 1. S. 21 - 48.
23. Downes H. Shear zones in the upper mantle - Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites // Geology. 1990. V. 18. No. 4. P. 374 - 377.
24. Downes H., Dupuy C., Leyreloup A.F. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central) // Chem. Geol. 1990. V. 83. No. 3/4. P. 209 - 231.
25. Franke W., Bortfeld R.K., Brix M. et al. Crustal structure of the Rhenish Massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q // Geol. Rundsch. 1990. Bd. 79. H. 3. S. 523 - 566.
26. Furlong K.P., Fountain D.M. Continental crustal underplating: Thermal considerations and seismic-petrological consequences // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. No. B8. P. 8285 - 8294.
27. Gee D.G. The Scandinavian Caledonides - basement involvement in Scandian thrusting // Geol. Föreningens: Stockholm Föreläsningar. 1991. No. 113. P. 259 - 260.
28. Grambling J.A., Daniel Ch. D., Pedrick J.N., Dallmeyer R.D. A mid crustal extensional shear zone exposed in the SW USA // 29 Int. Geol. Congr. 1992. Abstr. V. 1. P. 150.
29. Handy M.R., Zingg A. The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. No. 2. P. 236 - 253.
30. Holbrook W.S., Catchings R.D., Jarchow C.M. Origin of deep crustal reflections: Implications of coincident seismic refraction and reflection data in Nevada // Geology. 1991. V. 19. No. 2. P. 175 - 179.
31. Keller G.R., Morgan P., Seager W.R. Crustal structure, gravity anomalies and heat flow in the southern Rio Grande rift and their relationship to extensional tectonics // Tectonophysics. 1990. V. 174. No. 1/2. P. 21 - 37.
32. Kenneth W.R., Neville C.L. Rheology of some continental lower crustal rocks // Tectonophysics. 1990. V. 182. No. 1/2. P. 57 - 77.
33. Klemperer S.L. and BIRPS GROUP. Reflectivity of the crystalline crust: Hypotheses and tests // Roy. Astron. Soc. Geophys. Journ. 1987. V. 89. No. 1. P. 217 - 222.
34. Kruke J.H., Huntzman T. The structural state of former lower continental crust in Calabria (S. Italy) // Geol. Rundsch. 1991. Bd. 80. H. 2. S. 289 - 302.
35. Larsson F.R., Husebye E.S. Crustal reflectivity in the Skagerrak area // Tectonophysics. 1991. V. 189. No. 1/4. P. 135 - 148.
36. Leven J.H., Fynlayson D.M., Wake-Dyster K. Mid-crustal detachment controlling basin deformation: ramp synforms in southwestern Queensland // Tectonophysics. 1990. V. 173. No. 1/4. P. 231 - 246.
37. Litak R.K., Hauser E.C. The Bagdad Reflection Sequence as tabular mafic intrusions: Evidence from seismic

- modelling of mapped exposures // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. V. 204. No. 10. P. 1315 - 1325.
38. *Matsumoto S., Hasegawa A.* Distinct S-wave reflectors in the mid to lower crust beneath active volcanoes in the NE Japan arc // *29 Int. Geol. Congr.* 1992. Abstr. V. 3. P. 661.
 39. *McCarthy J., Thompson G.A.* Seismic imaging of extended crust with emphasis on the Western US: Discussion and reply // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1991. V. 103. No. 11. P. 1539 - 1542.
 40. *Meissner R., Brown L.* Seismic reflections from Earth's crust: comparative studies of tectonic patterns // *Geophys. Journ. Intern.* 1991. V. 105. P. 1 - 2.
 41. *Milkereit B., Forsyth D.A., Green A.G. et al.* Seismic images of a Grenvillian terrane boundary // *Geology.* 1992. V. 20. No. 11. P. 1027 - 1030.
 42. *Palm H., Gee D.G., Dyrelus D., Björklund L.* A reflection seismic image of Caledonian structure in Central Sweden // *Sveriges Geol. Undersökning. Ser. Ca. Uppsala.* 1991. No. 75. P. 36.
 43. *Quick J.E., Sinigoi S., Negrini L. et al.* Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone // *Geology.* 1992. V. 20. No. 7. P. 613 - 616.
 44. *Reid I.D., Keen C.E.* Deep crustal structure between a rifted basin: results from seismic refraction measurements across the Jeanne d'Arc Basin, offshore eastern Canada // *Can. Journ. Earth Sci.* 1990. V. 27. No. 11. P. 1462 - 1471.
 45. *Roure F., Heitzmann, Polino R. (Eds.)* Deep structure of the Alps // *Mem. Soc. Geol. France.* 1990. Mem. 156. 350 p.
 46. *Rudnick R.L.* Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes // *Chem. Geol.* 1990. V. 83. No 3/4. P. 185 - 258.
 47. *Rutter E.H., Brodie K.H.* The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere // *Geol. Rundsch.* 1988. Bd. 77. H. 1. S. 295 - 308.
 48. *Rutter E.H., Brodie K.H.* Some geophysical implications of the deformation and metamorphism of the Ivrea zone, northern Italy // *Tectonophys.* 1990. V. 182. No. 1/2. P. 147 - 160.
 49. *Serra L., De Voogd B., Wright L. et al.* Structure of the Central Death Valley pull-apart basin and vicinity from COCORP profiles in the southern Great Basin // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V. 100. P. 1437 - 1450.
 50. *Soper N.J., England R.W., Snyder D.B., Ryan P.D.* The Iapetus suture zone in England, Scotland and Eastern Ireland: a reconciliation of geological and deep seismic data // *J. Geol. Soc.* 1992. V. 149. Part 5. P. 56 - 72.
 51. *Thompson G.A., McCarthy J.* A gravity constraint on the origin of highly extended terranes // *Tectonophys.* 1990. V. 174. No. 1/2. P. 197 - 206.
 52. *Vissers R.L.M., Drury M.R. et al.* Shear zones in the upper-mantle: A case study in an Alpine lherzolite massif // *Geology.* 1991. V. 19. No. 10. P. 990 - 993.
 53. *Warner M.* Basalts, water or shear zones in the lower continental crust? // *Tectonophys.* 1990. V. 173. No. 1/4. P. 163 - 174.
 54. *Wever Th., Meissner P., Sadowiak P.* Comparative investigations of continental reflectivity // *Tectonophys.* 1990. V. 173. No. 1/4. P. 199 - 206.
 55. *Woelk T.S., Hinze W.J.* Model of the midcontinent rift system in northeastern Kansas // *Geology.* 1991. V. 19. No. 3. P. 277 - 280.

Рецензент: Е.Е. Милановский

Tectonic Criteria for Interpretation of Seismic Reflectors in the Lower Crust of Continents

Yu. G. Leonov

With purposes of geological interpretation of seismic reflectors in the deep intraplate crust, data are discussed for the objects which nature can be definitely described: lower-crustal blocks moved to the surface, lower crust xenoliths, through tectonic faults traced from the deep crust to the upper strata of the crust and to the surface. These data confirm the tectonic mechanism that appears to have produced reflectors in lower crust: a result of tectonic flow and formation of thrust sheets. Reflectors might have also formed through sheet intrusions including the mechanism of magmatic layering. These two main mechanisms must have been accompanied by deformation and metamorphism and active fluids.

УДК 551.242.5

ВНУТРЕННЯЯ ПОДВИЖНОСТЬ ФУНДАМЕНТА И ТЕКТОГЕНЕЗ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПЛАТФОРМ

© 1993 г. М. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.03.93 г.

Рассмотрены геологические свидетельства тектонической расслоенности литосферы платформ и механизмы структурно-вещественной переработки фундамента (складчато-метаморфического основания) в процессе активизации и внутриплатформенного тектогенеза. Установлено, что фундамент активизированных участков платформ, вопреки устоявшемуся мнению о его жесткости, чрезвычайно подвижен. Подвижность отражена в комплексе структурных и структурно-вещественных преобразований, обеспечивающих квазипластическое поведение горных масс. Высказано предположение о значительной роли внутренней подвижности в платформенном тектогенезе. Рассмотрен механизм "компрессионно-эжективной тектоники", сущность которой состоит в латеральном тектоническом перетекании горных масс на разных уровнях платформенной литосферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как внутренней неоднородностью, так и приложением внешних сил, трансформации латеральных токов в вертикальные с образованием зон оттока вещества (впадины, синеклизы, кольцевые синклиории) и зон нагнетания (щиты, антеклизы, протрузии, диапирсы, горные поднятия).

ВВЕДЕНИЕ

Значительная часть жизни платформ приходится на стадию формирования чехла и "постчехольную" стадию, т.е. на время относительно спокойного тектонического режима, который может нарушаться в периоды внутрикратонной активизации. Геодинамика платформ на этих этапах отражена в моделях глубинных процессов, рефлексом которых на поверхности служат объекты крупномасштабной блоково-разрывной или пликативной тектоники [16]; но поведение фундамента в периоды формирования чехла, постплатформенной активизации и внутриплатформенного тектогенеза изучено недостаточно, как и механизмы структурно-вещественной переработки фундамента на условно жесткой стадии его существования. Имеются факты, показывающие, что породы фундамента на платформенном этапе сохраняют подвижность и в процессе активизации испытывают значительные структурно-вещественные преобразования. Проблема поведения фундамента и систем "фундамент-чехол" лишь обозначена в ряде работ [1, 20, 64, 77, 115 и др.]. Вопрос остается открытым как на концептуальном уровне, так и на уровне понимания конкретных механизмов структурно-вещественного преобразования горных масс, связанного с активизацией платформенного фундамента. В статье предпринята попытка восполнить этот пробел и рассмотреть три вопроса, имеющие принципиальное значение для понимания тектогенеза активизированных платформ: 1) обладают ли породы фундамента внутренней подвижностью на "жесткой" стадии своего существования? 2) если да, то

происходит ли реальное структурно-вещественное преобразование горных масс или деформация может быть описана простыми формами типа блоковых движений или изгибов большого радиуса кривизны? 3) если активизация платформ сопровождается структурно-вещественной перестройкой фундамента, то каковы механизмы этих преобразований?

Решение перечисленных вопросов важно не только само по себе, но и с точки зрения концепции реологической и структурной расслоенности литосферы, суть которой заключена в допущении стратификации литосферы по реологическим (механическим) свойствам [84 - 87]. Как следствие реологической расслоенности, формируется расслоенность тектоническая, выраженная в комплексе структур, свойственных как покровно-складчатым областям, так и современным океаническим пространствам и переходным зонам [48, 60, 66, 70, 72, 76]. В последнее время идеи о реологической и структурной расслоенности привнесены в тектонику платформ [46].

Анализ данных о расслоенности земной коры платформенных областей приведен в [46]. В первую очередь речь идет о нижнекоровом слое, который на основании геофизических, петрологических и реологических характеристик, а также данных численных моделей проинтерпретирован [2, 48, 120] как тектонически активный горизонт. В пределах именно этого слоя, по мнению [46, 48, 113, 114], могут возникать крупномасштабные срывы, вязкие разрывы, зоны пластического течения, относительное проскальзывание литопластин. Поскольку подобные, но менее масштабные

астенослои присутствуют и на других глубинных уровнях, поставлен вопрос о значительной роли латеральных перемещений глубинного вещества в платформенном тектогенезе, но пластичному поведению нижнего "сейсмически непрозрачного" слоя отведена роль одного из ведущих факторов платформенной тектоники. Таким образом, имеются основания полагать, что нижние горизонты земной коры обладают значительной внутренней подвижностью. Признание пластического поведения земной коры обычно ограничивается нижнекоровым, реже среднекоровым [31] уровнями, при этом принимается, что слои пониженной вязкости по своему поведению отличаются от смежных с ними более прочных и хрупких слоев верхней коры и верхней мантии. Нижняя кора рассматривается в качестве области однородного пластического течения, а верхняя – как область преимущественно хрупких деформаций [104].

Теоретическая возможность тектонической расслоенности, по-видимому, не отрицается никем, однако доказательств тектонической расслоенности платформенной коры чрезвычайно мало, как мало и фактурных наблюдений, показывающих необходимому в этом случае подвижность горных масс фундамента. Проанализируем имеющийся в нашем распоряжении материал по этому вопросу.

ГЛУБИННЫЕ ДИАПИРЫ И ПРОТРУЗИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Термин "диапир" введен [119] для обозначения соляных штоков, развивающихся в сводах антиклиналей. Явление диапиризма изучено на примерах соляных и глиняных диапиров в осадочном чехле, но диапировая тектоника свойственна и более глубоким горизонтам коры и литосферы в целом. С глубинным диапиризмом исследователи связывают многие аспекты тектогенеза: от формирования частных структур до возведения этого процесса в ранг основного геодинамического фактора [7, 15, 57, 75, 94, 100 - 102, 105, 106]. На основании геофизических данных построены модели астеносферного и мантийного диапиризма [100 - 102], дано физическое и численное обоснование реальности этого процесса в тектоносфере Земли [2, 19, 29, 52, 73].

Глубинные диапиры геологического прошлого установлены во многих районах. В пределах Украинского щита выявлены транскоровые аномалии, проинтерпретированные [62] как диапиры ультраосновного состава, внедрившиеся в основание протоплатформы. Как глубинные диапиры рассматриваются купольные структуры Саксо-Тюрингской зоны европейских герцинид [116], где на поверхность выведены верхне-среднекоровые образования ремобилизованного раннедокембрийского и байкальского фундамента. В осевой

зоне иберийских герцинид палеозойские отложения, залегающие на породах докембрия, проткнуты изометричными диапироподобными телами пород докембрийского фундамента [121]: амфиболитами и амфиболовыми сланцами, перидотитами, пироксенитами, эклогитами, гранулитами, слюдяными сланцами и гнейсами. Здесь наблюдается прорыв в верхние горизонты коры нижнекоровых образований, в основном мафического ряда. С позиций диапировой тектоники рассматривается формирование Саксонского гранулитового массива [117].

Показательным примером диапировой тектоники является Вредефортский купол в Южной Африке [22]. Купол и его окружение детально изучены с помощью комплексных геолого-геофизических методов [123].

Согласно модели развития Вредефортской структуры [112], на начальных стадиях вдоль корово-мантийной границы происходит заложение субгоризонтальной сдвиговой зоны с надвиговой кинематикой и перескакиванием области субгоризонтального срыва в верхнюю часть нижнекорового слоя (рис. 1). В зоне нагнетания происходит раздув, который отражается в куполообразном поднятии, деформациях осадочного чехла и образовании антиформной структуры. Кора локально утолщается, происходит частичное плавление, в краевой части развивается кливаж. Со временем, в условиях нагнетания корового вещества, поднятие растет, уменьшается общее литостатическое давление, и это приводит к частичному плавлению пород. Увеличение объема пород, вызванное плавлением и нагнетанием вещества, обуславливает накопление в зоне купола потенциальной энергии, которая находит разрядку в виде деформаций и шокового метаморфизма. Модель отражает значительную подвижность фундамента на стадии его активизации и перемещение нижне-среднекорового вещества в верхние горизонты земной коры, с амплитудой подъема около 30 км, которое сопровождается горизонтальным перетеканием горных масс. Перемещение вещества осуществлялось в расплавленном, субсолидусном и твердом состояниях [123]. Данные геофизики фиксируют внедрение нижнекоровых масс в верхние горизонты литосферы [110, 122].

Описаны диапироподобные структуры, связанные с подвижностью и верхнекорового слоя. Они сформированы холодными кристаллическими породами, которые после этапа стабилизации тектонического режима, в период активизации, вновь обрели подвижность, но теперь тектоническую.

На западном борту Северо-Американской платформы известны купольные структуры докембрийского субстрата, возникшие за счет дифференциальной подвижности кристаллических пород, в том числе гранитоидов [10, 93]. Поверхность гранитов имеет сложную флексуорообраз-

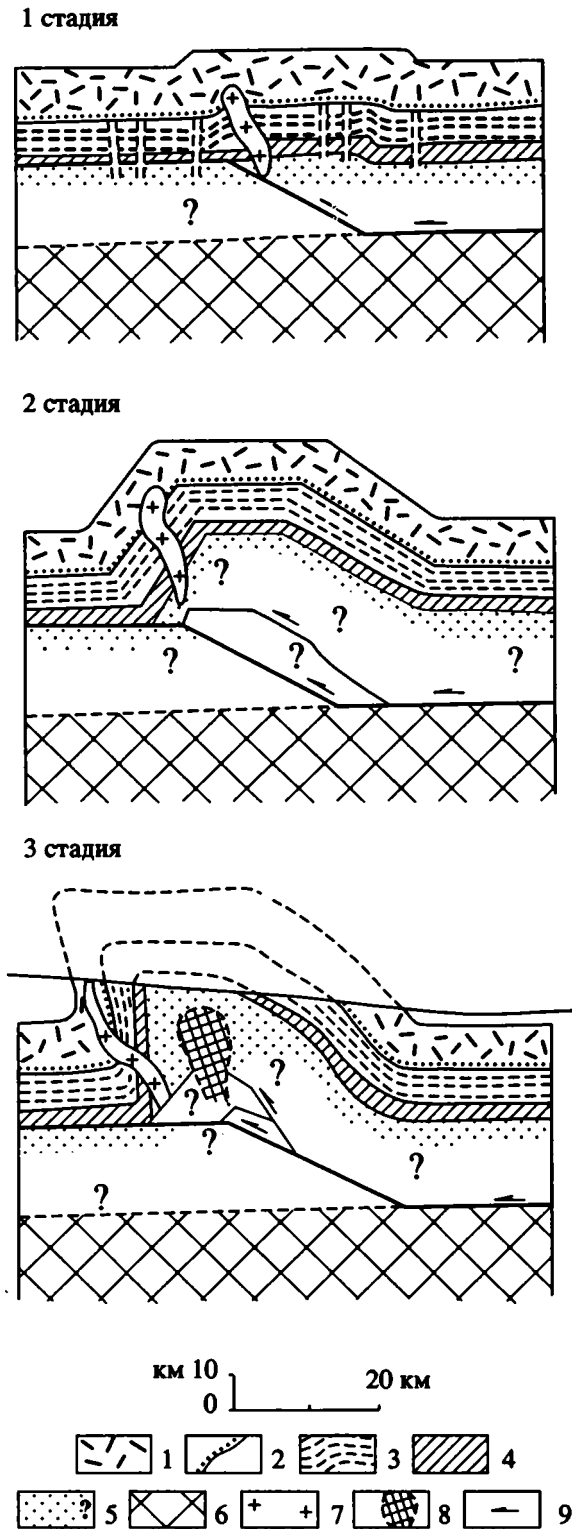


Рис. 1. Компрессионная модель Вредфортского купола (по [112]).

1 – Доминионская группа и Витватерсрандская супергруппа; 2 – поверхность несогласия; 3 – верхняя кора (мигматиты, гнейсы); 4 – средний коровый слой (амфиболиты, тоналиты, гранулиты); 5 – нижняя кора; 6 – верхняя мантия; 7 – кислые интрузии; 8 – мантийный (нижнекоровый ?) астенолит; 9 – направление движения вещества.

ную форму, конформную со структурой перекрывающих граниты кембрийских отложений чехла (рис. 2). Образование складчатой поверхности гранитов и внутренняя подвижность объясняются полной дезинтеграцией гранитного массива до образования осадочного чехла. Позднее, в условиях сжатия, дезинтегрированный гранитный фундамент приобрел способность к катакластическому течению.

Дзирульский массив (Грузия). Дзирульский выступ фундамента – это наиболее приподнятый участок Закавказского кристаллического массива. Изучение внутренней тектонической структуры его основания показало, что массив представляет собой гигантскую тектоническую брекчию. Раздробленность выражена в огромном числе разрывов, которые ветвятся, пересекаются и сливаются один с другим. В результате выкалываются линзы и блоки, размер которых колеблется в очень широких пределах. Разрывы развиты на фоне общей раздробленности, брекчирования, милонитизации и катаклаза минеральных зерен. Породы пронизаны трещинами с зеркалами скольжения, по которым фиксируются смещения отдельных доменов. Амплитуды смещения незначительны, но все фрагменты смещены один относительно другого, и вся масса пород испытала перемещение в пространстве. Специфика разрывной тектоники, общая тектоническая дезинтеграция массива, относительное смещение всех элементарных объемов и оформление складчатой структуры поверхности фундамента с углами наклона до 70° позволяют думать, что подвижность кристаллического цоколя обусловлена именно этой раздробленностью. Последняя возникла как способ релаксации напряженного состояния, вызванного общим сжатием, которое фиксируется в регионе на протяжении всего альпийского этапа. Раздробление произошло после формирования самых молодых пород кристаллического цоколя, т.е. после карбона. По разрывам смещены и раздроблены дайки диабазов, связанные с байосским вулканизмом, т.е. дезинтеграция имела место и в постсреднеюрское время. Дислокация меловых и палеогеновых отложений, усложнение складчатой формы поверхности доюрского пенеплена и общее воздымание массива в сармате с амплитудой до 1.5 км [56] допускают и более позднее, возможно современное, усиление раздробленности кристаллического цоколя. Таким образом, подвижность пород основания Дзирульского массива обеспечивалась их тектонической дезинтеграцией на макро-, мезо- и микроуровнях, которая делала возможным длительное и неоднократно возобновляемое хрупкое течение вещества и пликтивную деформацию поверхности массива.

Центрально-Гиссарский батолит (Южный Тянь-Шань). Батолит является многофазным плутоном среднекаменноугольного - раннепермского

возраста, который входит в состав фундамента молодой эпипалеозойской платформы Южного Тянь-Шаня. Современная форма массива реконструируется как купол с деформированной и изогнутой в складки поверхностью, разбитой системой разломов [69 - 71]. Внешняя форма массива свидетельствует об активном участии массива в новейшем тектогенезе и о значительной внутренней подвижности, которая обеспечивает пликативные деформации его поверхности, наряду с воздыманием массива в новейшее время не менее чем на 5 км. Значительные объемы гранитоидного массива превращены в катакластическую брекчию¹, которая испытала перемещение в пространстве. Подвижность первично жесткого массива фиксируется: складчатой формой его поверхности; перемещением составных частей, которое устанавливается по зеркалам скольжения; смещением и перемешиванием составляющих массив элементарных неделимых объемов (фрагментов жил, минеральных зерен и их частей, гранитных монолитов различных типов); элементами сланцеватости и ориентированного положения минеральных зерен.

Таким образом, можно видеть, что на территории активизированных платформ достаточно широко развиты структуры типа диапиров, которые в разных случаях представлены набором пород, свидетельствующих о различном глубинном уровне их происхождения – от нижнекоровых до приповерхностных включительно.

Диапиризм обычно считается отражением процессов плотностной инверсии, что подтверждено численным и физическим моделированием [52, 73]. Формирование глубинных диапиров связано с пластическим (квазипластическим) перетеканием горных масс как по вертикали, так и по горизонтали [51, 52, 101]. Но ни Вредефортская структура, ни массивы Брганса и Мораис, ни гранитные купола, описанные выше, не являются диапирами в смысле их непосредственной связи с плотностной инверсией и всплыванием легких масс к поверхности Земли. В пределах Вредефортского купола и в иберийских массивах на поверхность выведены не только относительно легкие граниты и гранито-гнейсы, но и породы мафического ряда, заведомо более тяжелые, чем породы вышележащих оболочек, т.е. процесс их подъема шел против силы тяжести. Кроме того, в районах проявления диапиризма фиксируются синхронные ему напряжения общего сжатия, что находит отражение как в структурах обрамления, так и во внутренней структуре диапиров, таких, как Вредефортский купол [123] или Дзирульский массив. Можно полагать, что возникновение этих структур происходит в условиях тектонической

¹ Впервые на раздробленность массива обратили внимание [41, 42], но раздробленность была объяснена процессами поверхностной дезинтеграции при выветривании.

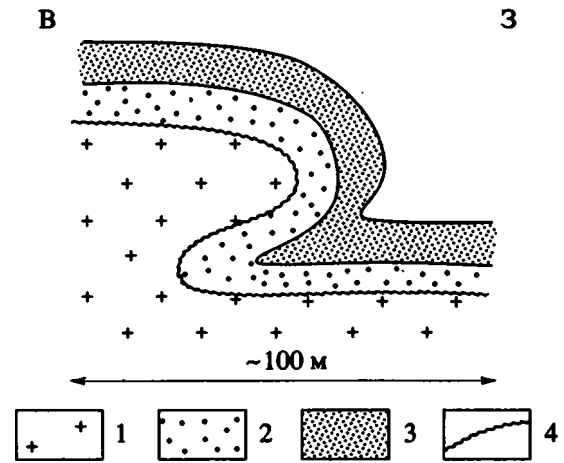


Рис. 2. Гранитный купол (протрузия) в окрестностях Маниту, Колорадо (по [115]).

1 – катаклазированные граниты; 2, 3 – кембрийские песчаники: 2 – светлый, 3 – красный; 4 – поверхность несогласия.

компрессии. Эти закономерности позволяют предположить, что в данном процессе главную роль играет механизм не плотностной, а вязкостной инверсии, существование которого применительно к тектоническим структурам типа протрузий и диапиров обосновано, в частности, в [65], где показано, что система “деформируемая среда горных пород–включенное в нее менее вязкое тело” не является равновесной. В более текучем (менее вязком) теле возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды. Это связано с тем, что деформации менее вязкого тела опережают деформации более вязкой среды и имеют большую величину. Результатом вязкостной инверсии является выжимание текучих тел в направлении областей с меньшим литостатическим давлением, т.е. в конечном итоге по направлению к дневной поверхности. Механизм вязкостной инверсии более применим к описанным примерам, так как объясняет внедрение в высокие горизонты коры тяжелых горных масс типа эцлогитов и гипербазитов. Данная модель согласуется с геологическими наблюдениями. При этом важно подчеркнуть, что катаклазированные породы обладают повышенной подвижностью [13, 33, 34, 55 и др.].

Рассмотренные примеры, вероятнее всего, являются следствием одновременного действия тектонической компрессии и вязкостной инверсии, т.е. относятся к классу протрузий. Термин “протрузия” предложен для обозначения первично интрузивных пород, которые затем, уже в твердом состоянии, были выжаты в вышележащие слои в результате многочисленных шоков земной коры [17]. Протрузии образуются лишь в неоднородном поле напряжений, возникновение которого связано с неоднородностью физико-химичес-

ких свойств среды и протрудирующих тел [65], и возникновение глубинных кристаллических протрузий обусловлено в первую очередь неоднородностью плотностных и вязкостных свойств различных объемов литосферы, т.е. вещественной и тектонической расслоенностью. Следствием этого является разномасштабное латеральное перераспределение вещества, отток его из зон повышенной компрессии и нагнетание в зоны геодинамических убежищ. Возможность такого перетекания показана для реологически расслоенных сред [48, 51, 65]. При этом происходит трансформация латерального течения в вертикальные токи, выжимание (эжекция) вещества в более верхние горизонты коры и образование тектонодиапиров, или протрузий. Масштабы явления различны: от узкорегиональных и приповерхностных до межрегиональных глубинных. Приповерхностный катакластический механизм формирования протрузий может сопровождаться на глубине твердым пластическим и хрупко-пластическим течением, а также течением в субсолидусном или расплавленном состоянии, что подтверждает пример Вредефортского купола. Таким образом, глубинные диапиры и кристаллические протрузии являются реальным отражением тектонической расслоенности и внутренней подвижности фундамента активизированных платформ на всех уровнях глубинности.

МЕХАНИЗМЫ, ОБЕСПЕЧИВАЮЩИЕ ПОДВИЖНОСТЬ ГОРНЫХ МАСС ФУНДАМЕНТА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ПЛАТФОРМ

О подвижности и пластичности (квазипластичности) верхних горизонтов платформенного фундамента свидетельствуют пликативные деформации его поверхности, которые фиксируются складчатыми дислокациями осадочного чехла, до деформации залегавшего горизонтально. Подобные деформации описаны во многих районах [1, 32, 36 - 38, 49, 97, 99 и др.]. Для того чтобы породы фундамента изменили форму своего залегания и их верхняя субгоризонтальная поверхность испытала изгиб без разрыва сплошности, должно произойти внутреннее перераспределение вещества, связанное с перемещением в пространстве отдельных его доменов или элементарных составляющих, или сами эти составляющие должны изменить свою форму.

Серьезные исследования посвящены многоэтапности деформаций и механизмам структурообразования в метаморфических толщах, однако в этих работах рассматривается преимущественно поведение метаморфических толщ до их консолидации и включения в состав фундамента. Механизмы изменения структурно-вещественного облика горных пород, обеспечивающие под-

вижность на "жесткой" стадии их существования, изучены слабее.

Анализ полевых и литературных данных показывает², что можно выделить по крайней мере шесть способов структурной и структурно-вещественной перестройки, которые обеспечивают подвижность пород фундамента и приводят к изменению внешней формы определенных его объемов. Это – пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) деформация; хрупкая микросколовая деформация и кливаж; дезинтеграция и катаклаз, меланжирование; динамическая рекристаллизация. Такие механизмы, как усложнение складчатой структуры или крупноблоковая разрывная тектоника, а также термическая пластификация горных масс, здесь рассмотрены не будут в силу их очевидности.

Пластическая деформация. Это один из наиболее распространенных способов реагирования пород на действие внешних сил и напряжений. Геологическим выражением пластической деформации является пластическое (вязкое) течение горных масс. Следствием пластического течения являются изменение формы минеральных зерен, их вращение и грануляция, образование двойников, сланцеватость, будинаж, плойчатость, гофрировка, микроскладки, линейность структурных элементов и пр. Пластическое течение проявляется в первую очередь в метаморфизованных породах, в сланцеватых и слоистых средах. Изменение формы осуществляется за счет внутреннего перераспределения вещества, зачастую с формированием структуры, конформной дислокациям перекрывающего фундамент чехла. Движение вещества сопровождается его оттоком из зон повышенных напряжений и нагнетанием в зоны геодинамических убежищ.

Хрупкая макросколовая и микросколовая деформация. При макросколовой деформации фундамента движение вещества осуществляется за счет дифференциальной подвижности достаточно объемных блоков. В пределах блоков залегание пород может не измениться, но общая форма поверхности фундамента станет существенно иной. Показательным примером является купол Оул-Крик в Средних Скалистых горах (США) [93], где подвижность фундамента обеспечивается комплексом явлений разломной тектоники: развитием разрывов, их виргацией, изгибом поверхностей сместителей, микротрещиноватостью, вращением и объемным расширением блоков и пр. При изменении формы поверхности фундамента в процессе его активизации большое значение имеют микросколовые деформации и кливаж разлома. Плавное изменение формы поверхности фундамента без разрыва сплошности обеспечивается

² Более подробный анализ этого аспекта проблемы содержится в моей публикации: Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 4. С. 3 - 23.

при этом [64, 111] относительным смещением плоскопараллельных микропластин или за счет возникновения нескольких систем микросколов и относительного перемещения ромбоэдровидных микрообъемов вещества. Процесс может сопровождаться появлением ориентированной сланцеватости, рекристаллизацией, микроскладчатостью, складками скальвания и другими структурными проявлениями. Примерами процесса являются пластинчато-сдвиговое течение [103] или механизм образования слайдов. Сколово-кливажное течение часто развито совместно с пластическим, и оба процесса отражают явление внутренней подвижности горных масс.

Дезинтеграция и катаклиз. Существуют и другие формы структурных преобразований, первопричиной которых является хрупкая деформация и которые обеспечивают значительную подвижность фундамента [10, 115]. Выше описаны гранитные протрузии, возникшие за счет дезинтеграции кристаллических пород, которая придала им внутреннюю подвижность (хрупкое течение) и способность принимать под действием тектонических напряжений сложные формы.

Меланжирование. На молодых платформах и активизированных плитах фундамент часто сложен пластичными и смятыми в складки нематоморфизованными породами. В некоторых случаях удается установить, что в доплитную стадию они претерпели столь сильную складчатость, что возможность дальнейшего усложнения складчатых структур практически отсутствует. Как же будут реагировать породы на деформации постплитной стадии? Это могут быть механизмы, описанные выше, но возможны и иные варианты, в частности, образование тектонических смесей – тектономикститов или осадочных меланжей [6, 44], что наблюдается в пределах Южного Тянь-Шаня.

В Южном Тянь-Шане выделяется два структурных этажа, разделенных поверхностью размыва и углового (до 90°) несогласия. Граница раздела соответствует поверхности домезозойского пенеплена. Ниже поверхности размыва расположены палеозойские дислоцированные толщи складчато-метаморфического цоколя, выше – отложения осадочного чехла молодой эпипалеозойской платформы и орогенного комплекса. Движения фазы новейшей активизации, превратившей платформу в современный внутриконтинентальный ороген изменили форму залегания и чехла, и фундамента, и внутренняя структура палеозойского основания существенно усложнилась. В отдельных зонах можно наблюдать [45] задавливание пород фундамента между молодыми альпийскими надвигами, которое сопровождается активным субпластическим перераспределением горных масс.

Пластичные породы палеозоя перетекают, выдавливаются в замки антиклинальных складок, образованных породами чехла, и формируют

псевдодиапировые структуры. Перераспределение пород в пространстве сопровождается их переработкой: в песчаниках наблюдается будинаж, растаскивание, развальцевание; отщепы и обрывки пластов перемешаны с глинистой массой, которая полностью теряет свои первоначальные структуры и текстуры, и породы преобразуются в тектоническую смесь – осадочный меланж. Перераспределение вещества сопровождается интенсивной дезинтеграцией и перемешиванием (меланжированием), что и обеспечивает подвижность фундамента и изгибание его поверхности в складки без разрыва сплошности. Меланжирование приурочено к областям наиболее интенсивного изменения формы: осадочные меланжи образуются в зонах антиклиналей, а также в областях формирования тектонодиапиров (протрузий) и зон выдавливания. На участках пологого залегания чехла сохраняется первичная структура палеозойских толщ и их меланжирование не происходит. Процесс меланжирования и связанное с ним тектоническое течение горных масс – это один из распространенных механизмов, обеспечивающих подвижность фундамента при его тектонической активизации.

Динамическая рекристаллизация. Изменение формы кристаллического или складчато-метаморфического фундамента обеспечивается обычно структурной перестройкой, т.е. хрупкой или пластической деформацией или их совокупностью. Но существуют объекты, внешняя форма которых изменена в сравнении с исходной, а внутренняя деформация отсутствует. В этом случае необходимо искать иной, “неструктурный”, механизм, обеспечивающий релаксацию внутренних напряжений и подвижность вещества при изменении его формы. Одной из форм релаксации напряженного состояния в том случае, если она не может осуществиться за счет структурных преобразований, является процесс динамической рекристаллизации (рекристаллизации обработки) [69]. Динамическая рекристаллизация осуществляется лишь в деформированных материалах, и возникновение новой кристаллической структуры обеспечивается энергией активации атомов, полученной ими при деформации. Температура не является решающим фактором рекристаллизации, но ускоряет процесс.

Явление рекристаллизации четко проявляется в карбонатных породах. Подмечена следующая закономерность: в едином разрезе, сложенном различными породными комплексами, выделяются мощные протяженные или линзовидные тела неслоистых, массивных карбонатных пород. В тонкослоистых разностях наблюдаются структуры тектонического течения, складки, подвороты слоев, будинаж, дифференциальное проскальзывание слоев по межслоевым поверхностям и пр. Сохраняются первичные седиментационные структуры и текстуры. В массивных разностях

внутрислоистые и межслоистые деформационные структуры исчезают и возникает новая перекристаллизованная мраморовидная порода. Зерна приобретают одинаковый габитус и размер, становятся более крупными и чистыми. Причем если в тонкослоистых дислоцированных разностях кристаллы кальцита несут следы хрупкой и пластической деформации, то в массивных мраморизованных разностях деформация кристаллов отсутствует, что свидетельствует о релаксации напряжений в этих объемах за счет возникновения новой кристаллической структуры. Таким образом, при деформации разнородных толщ релаксация напряженного состояния осуществляется различными путями. В тонкослоистых и пластических породах она происходит за счет хрупких и пластических деформаций. Массивные разности, находясь в тех же условиях напряженного состояния, в силу большей жесткости и монолитности не имеют возможности реагировать подобным же образом на напряженное состояние, и релаксация происходит за счет процесса рекристаллизации.

Данные геологии, механохимии и металловедения позволяют считать, что рекристаллизация – это реальный способ обеспечения подвижности вещества при изменении формы геологических тел вследствие деформации.

Рассмотренный материал позволяет утверждать, что изменение формы поверхности “консолидированного” фундамента в процессе его активизации вопреки распространенному мнению о его жесткости связано со значительной подвижностью горных масс. Движение вещества осуществляется в виде пластического, хрупко-пластического и катакластического тектонического течения, сопровождающегося изменением внешней формы деформированных масс и возникновением сложных внутренних деформационных структур. Все описанные процессы структурно-вещественной перестройки пород фундамента могут происходить в режиме “холодной” деформации при фоновых температурах, не превышающих стадию метагенеза, что подтверждается приведенными выше примерами. Изученные объекты расположены в непосредственной близости от контакта с чехлом, и породы чехла не затронуты термальным метаморфизмом. Таким образом, верхние горизонты фундамента платформ, даже будучи “холодными”, не являются абсолютно жесткими, а обладают значительной внутренней подвижностью.

АЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань является частью Евразийского внутриконтинентального орогена. Геологическая история Южного Тянь-Шаня подразделяется на три этапа. Ранний - средний палеозой:

бассейн с корой субокеанического типа и сложной внутренней морфоструктурой, который в результате сокращения пространства и аккреции в перми превращается в покровно-складчатое сооружение. Триас - ранний эоцен: относительно стабильный режим и формирование эпипалеозойской платформы. Конец эоцена - настоящее время: активизация тектонического режима и возникновение внутриконтинентального орогена.

Геодинамические интерпретации региона для альпийского времени различны. Одни исследователи отводят главную роль блоковым (складчато-блоковым) вертикальным движениям [2, 8, 74, 107], другие – процессам субмеридионального сжатия и значительным горизонтальным перемещением блоков земной коры [24, 28, 61, 92, 95, 105, 108, 109, 118]. Допускается совместное действие общего сжатия, мантийных процессов и трансформация напряжений сжатия в глыбово-складчатую структуру [43, 53, 54, 99]. Выдвинута точка зрения о ведущей роли в альпийском тектогенезе мантийного и астеносферного диапиризма [2, 8 и др.]. Существенное значение в новейшем тектогенезе Южного Тянь-Шаня отведено представлениям о структурной расслоенности тектоносферы [53, 54, 89, 90].

К настоящему моменту накоплен большой объем нового фактического материала по поверхностной структуре и глубинному строению региона, что наряду с появлением новых подходов к изучению платформ и внутриконтинентальных ороменов позволяет уточнить и детализировать представления об альпийской геодинамике Южного Тянь-Шаня.

В предлагаемой модели (рис. 3) использованы четыре группы данных: концептуальные, модельные, геофизические, геологические.

1. Концептуальные данные. Модель основана на признании реологической и структурной расслоенности литосферы и внутренней подвижности фундамента, теоретическая возможность и фактологическое обоснование которых рассмотрены в предыдущих разделах. Применительно к Южному Тянь-Шаню лишь с этих позиций находят удовлетворительное решение некоторые особенности современной структуры региона и история ее становления [53, 54, 89, 90].

2. Данные численных и физических моделей. Физико-математическое моделирование подтверждает возможность существования расслоенной литосферы и подвижности вещества в пределах фундамента платформ [46, 48, 104]. Использована также модель реологической стратификации и изгибной неустойчивости [48], которая отражает механизм возникновения относительно пластических астенослоев и способность вещества к пластическому течению с возникновением областей оттока, ламинарного течения и нагнетания. Процесс

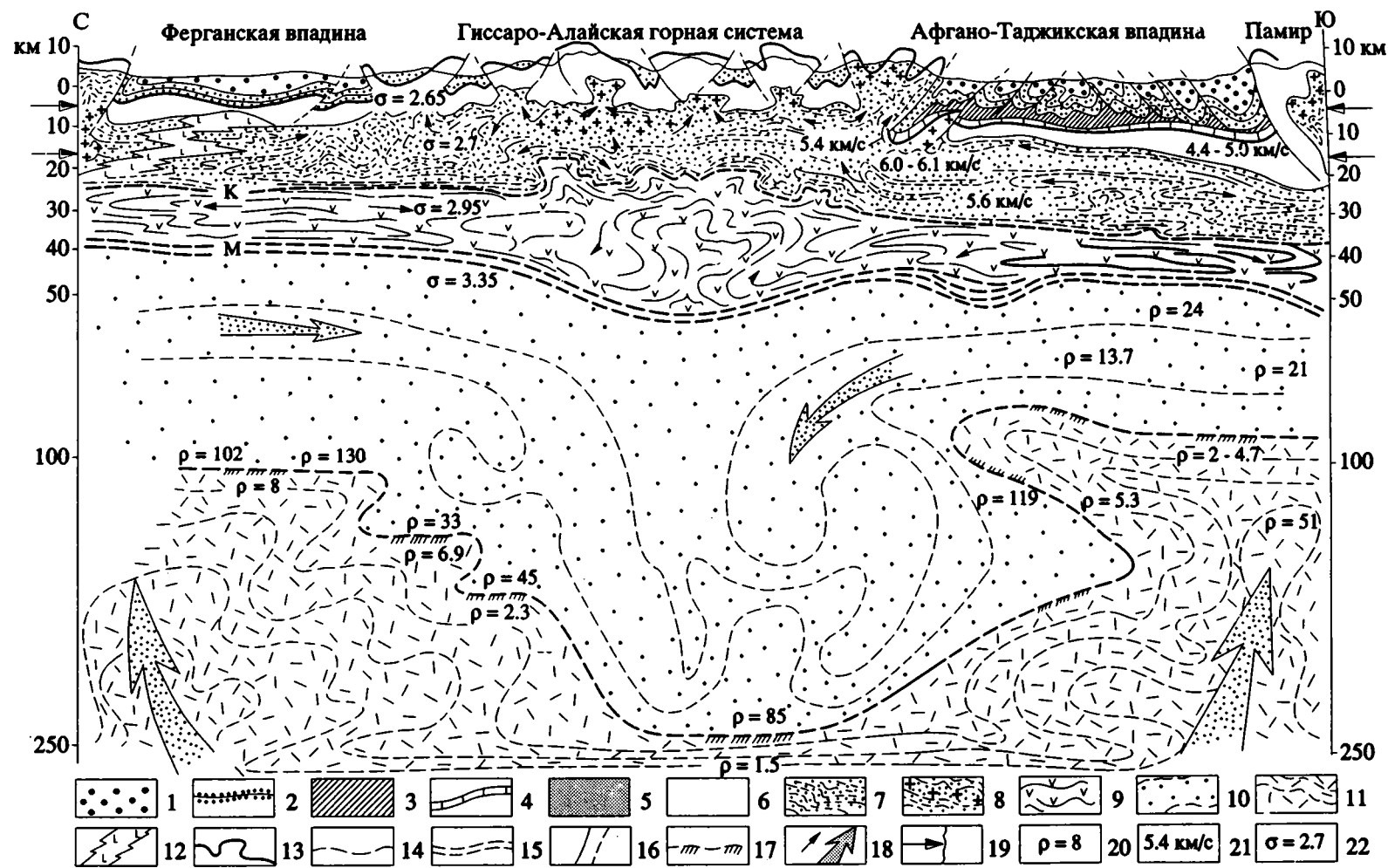


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль, отражающий современную структуру, глубинное строение и альпийскую геодинамику Южного Тянь-Шаня.

Форма поверхности домезозойского пенеплена отражена по данным [11, 35 - 39, 49, 53, 61, 80, 97 - 99, 107 и др.] с привлечением материалов автора; глубинное строение территории - с использованием данных [3 - 5, 8, 9, 14, 18, 21, 25 - 27, 30, 47, 50, 63, 68, 82, 92, 96, 108] с элементами авторской интерпретации; при построении модели Южного Тянь-Шаня использованы: модели поведения вещества в поле силы тяжести [51, 73], модель реологической расслоенности литосферы и изгибной неустойчивости [48], модель каскадной конвекции [71], представления о тектонических потоках [58], некоторые другие материалы.

1 - неоген-четвертичная моласса; 2 - отложения мезозоя - палеогена Ферганской и Афгано-Таджикской впадин; 3 - солевой комплекс; 4 - подсолевой комплекс; 5 - мезозойско-кайнозойские отложения внутренних впадин Гиссаро-Алайской горной системы; 6 - палеозойские отложения (осадочно-метаморфический складчато-покровный комплекс, сформированный к концу палеозоя); 7 - "гранитно-метаморфический" (верхнекоровый) слой; 8 - вероятные области возникновения расплавов, фиксируемые по данным геотермии и гравиметрии (в приповерхностных горизонтах палеозойские граниты); 9 - "базальтовый" (нижнекоровый) слой; 10 - верхняя мантия (относительно холодная); 11 - относительно прогретая разуплотненная мантия (астеносферный слой); 12 - возможный след палеозойской зоны субдукции; 13 - поверхность домезозойского фундамента (домезозойский пенеплен); 14 - раздел К; 15 - раздел М; 16 - надвиги и разломы в верхней части корового слоя; 17 - условная граница низкопроводящей (холодной) и высокопроводящей (разогретой и разуплотненной) мантии (косыми штрихами отмечены пограничные зоны, фиксируемые по данным МТЗ); 18 - направления тектонических потоков; 19 - напряжение общего субгоризонтального сжатия; 20 - 22 - значения: 20 - удельного сопротивления горных пород, 21 - скоростей сейсмических волн, 22 - плотности горных пород.

имеет волновой характер. Длина волны от одной области нагнетания до другой составляет, в зависимости от мощности деформируемых слоев, определенную величину. Процесс осуществляется при наличии нестационарного литостатического давления, обусловленного напряжением сдвига. В эти представления укладываются экспериментальные и геологические данные по возникновению тектонических потоков [58]. Важное значение имеет модель каскадной конвекции [71], которая позволяет, как отмечено в [100], реконструировать кинематику глубинных процессов, прежде всего распределение и трансформацию тектонических движений на разных глубинных уровнях.

3. Геофизические данные. Данные по глубинному строению региона многочисленны, и многие черты структуры земной коры Южного Тянь-Шаня могут быть проинтерпретированы с большой долей уверенности, что находит отражение на геолого-геофизическом профиле (см. рис. 3), составленном по материалам [3 - 5, 8, 9, 14, 18, 21, 25 - 27, 30, 47, 50, 63, 68, 82, 92, 96, 108 и др.].

Подчеркнем положения, существенные для построения модели. В коровом слое и в верхах мантии выделяются разномасштабные неоднородности, которые отражаются в гравиметрических аномалиях, а также в сложном сочетании объемов с разной скоростью прохождения сейсмических волн и различной электропроводимости. Установлено большое количество волноводов в верхне- и нижнекоровом слоях. В верхней части коры они имеют характер "рваных" непротяженных объемов; фиксируются грибообразные наплывы высокоскоростных пород на низкоскоростные. Протяженный и мощный волновод, отделяющий верхнюю "сейсмичную" часть коры от нижней "асейсмичной", выделен на глубинах порядка 24 - 38 км. Мощность корового слоя уменьшается под Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами и увеличивается под поднятием Южного Тянь-Шаня за счет раздува нижнекорового ("базальтового") и в меньшей степени – верхнекорового ("гранитного") слоев.

Уменьшение мощности коры при переходе от горного сооружения к межгорным впадинам обусловлено подъемом подкорового вещества и опусканием всех поверхностей раздела. Под складчатым сооружением практически исчезает граница Конрада. Верхняя граница фундамента в пределах Ферганской и Афгано-Таджикской впадин имеет пологое субгоризонтальное положение. На отдельных отрезках вдоль границы М выделены участки корово-мантийной смеси со скоростями прохождения сейсмических волн 7.4 - 7.7 км/с. По поверхности М фиксируются узкие (15 - 20 км) и протяженные флексуобразные синформные изгибы с относительно крутыми углами. В поле силы тяжести им соответствуют отрицательные

аномалии, а в поверхностной структуре – зоны альпийских депрессий (Зеравшанская, Карагуль-Зиддинская и пр.). Южному Тянь-Шаню отвечает региональный минимум силы тяжести, который входит в обширный центральноазиатский минимум. Последний связывается с уменьшением плотности в мантии на глубинах не более 200 км. Плотностная неоднородность верхней мантии подчеркивается и неоднородностью электропроводящих свойств. По данным МТЗ фиксируются объемы разуплотненной разогретой мантии под Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами, что подтверждается и геотермическими данными. В пределах Южного Тянь-Шаня под межгорными впадинами астеносфера залегает на меньших глубинах, чем под горными сооружениями. Сейсмическая активность присуща в основном верхним горизонтам коры и приурочена к интервалам: до 10 км, 10 - 25, 30 - 35 км.

Таким образом, геофизические материалы коррелируются с концептуальными и модельными данными и подтверждают расслоенность корового слоя и его латеральную неоднородность. Вероятна и внутренняя подвижность глубинных масс. Сейсмические и сейсмологические данные [7] показывают, что очаги землетрясений концентрируются вдоль некоторых критических уровней: вдоль кровли и подошвы сейсмических волноводов, близ поверхности гранитного слоя. В Афгано-Таджикской впадине очаги землетрясений совпадают с зеркалом складчатости подсолоевого комплекса. Эти уровни интерпретируются как поверхности латерального скольжения и дисгармоничных срывов [5]. О подвижности корового вещества свидетельствует, вероятно, и выявление "мерцающих" границ. Анализ временных статистических разрезов показал [4], что наблюдается появление и исчезновение границ обмена во времени и смена характера этих границ, что связывается с изменением состояния среды. Установлена неоднородность верхней мантии и изменение положения в пространстве астеносферного слоя. Приподнятые объемы высокопроводящей и низкоскоростной мантии интерпретируются [2, 29, 82, 105] как диапиры разуплотненного разогретого мантийного вещества. Изменение строения мантии при переходе от одной крупной поверхностной структуры к другой свидетельствует о влиянии мантии на изменение морфоструктурного облика региона. В то же время частные структуры герцинского возраста по гравиметрическим данным прослеживаются лишь до глубин 10 - 15 км и не имеют прямого продолжения в морфоструктурах поверхности базальтового или подкорового слоя [27], что отражает дисгармонию структурного плана различных оболочек земной коры.

Геологические данные. К настоящему времени собран огромный объем данных по альпийской геодинамике Южного Тянь-Шаня [11, 12, 23, 24,

36 - 40, 43, 49, 53, 54, 61, 67, 74, 78 - 81, 83, 88, 91, 97 - 99, 107, 109], которые наряду с наблюдениями автора будут использованы ниже. Выделим две группы геологических фактов, позволяющих ответить на вопрос об основном механизме формирования современной поверхностной структуры региона: 1) характер дислокаций верхней поверхности палеозойского фундамента и 2) особенности структурно-вещественной переработки пород фундамента в процессе альпийского тектогенеза.

В регионе обособляются два структурных этажа: нижний – палеозойский и верхний – мезозойско-кайнозойский, которые разделены поверхностью углового (до 90°) несогласия. Консолидация палеозойских пород связана с герцинским тектогенезом. К началу мезозоя Южный Тянь-Шань и сопредельные территории представляли собой слабосхолмленную континентальную равнину [12, 49, 67, 88]. На мезозой - палеоген приходится качественно новый – платформенный этап развития, во время которого был сформирован осадочный чехол терригенно-карбонатно-гипсовых мелководных морских, лагунных и континентальных отложений. С конца эоцена [53] (по другим данным, с конца олигоцена [61]) Южный Тянь-Шань вступает в орогенный этап развития, и в неоген-четвертичное время формируется горное сооружение. Поверхность домезозойского палеоплана в платформенный период, и особенно в период новейшей активизации, подвергалась деформациям. Данные о деформации домезозойского и более молодых (допозднемиоценового и донеогенового) палеопланов, которые практически субпараллельны, отражены в [11, 35 - 39, 49, 53, 61, 80, 97 - 99, 107 и др.]. Горное сооружение Южного Тянь-Шаня – это мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными мегаструктурами (Ферганской и Афгано-Таджикской впадинами). Эти формы рассматриваются как складки основания первого порядка или как мегасинклинали и мегаантиклинали. Деформация поверхности фундамента во впадинах и в пределах горного сооружения различна. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, по данным геофизических исследований, залегает относительно спокойно и нарушена лишь пологими перегибами с углами наклона $15^\circ - 20^\circ$. При приближении к горному сооружению дислоцированность домезозойской поверхности возрастает, появляются складчатые структуры с крутыми или запрокинутыми внутренними (обращенными к поднятию) крыльями, которые зачастую срезаны надвигами. Вергентность предгорных складок и надвигов обращена на южном борту Ферганской впадины к северу, на северном борту Афгано-Таджикской впадины – к югу, т.е. структура дивергентна. В пределах горного сооружения поверхность домезозойского палеоплана более сложная. Выделяется серия продольных перегибов второго порядка, имеющих синклинорную или антиклинорную форму.

Крупным синклинальным формам в современном рельефе соответствуют впадины, в которых сохранились отложения осадочного мезозойско-кайнозойского чехла. Днища синклинальных структур могут быть дислоцированы, но эти дислокации локальны. Поверхность фундамента, образующая днище впадин, дислоцирована слабо или практически не дислоцирована. Прибортовые части впадин дислоцированы интенсивнее. Углы наклона домезозойского палеоплана достигают 90° , часто запрокинуты и срезаны надвигами с амплитудой от нескольких сотен метров до 2 - 3 км, реже более. Выделяются впадины моновергентные, дивергентные и конвергентные [80]. Моновергентные впадины характерны для крыльев поднятий и зон их сочленения с впадинами. Конвергентные – для внутренних частей горного сооружения. Дивергентные приурочены к его центральной части, высоко приподняты и практически не дислоцированы, т.е. форма впадин отражает общее центробежное движение горных масс от оси горного сооружения в сторону депрессий. Конвергентные впадины на отдельных участках задавлены между встречными надвигами с образованием структур тектонического сшивания [51]. Однако надвиги эти малоамплитудные, быстро затухают с глубиной и по простиранию, иногда переходя в сдвиговые деформации или зоны пластического течения.

Антиклинорным структурам отвечают современные поднятия горных хребтов. Останцы домезозойской поверхности выравнивания отражают ее значительную пликативную деформацию. Отмечены перегибы, в том числе и небольшого радиуса кривизны, с углами наклона до 90° , и запрокинутое положение поверхности палеоплана. Формы домезозойского палеоплана указывают на более интенсивную деформацию в областях поднятий в сравнении с впадинами, что наряду с общим центробежным движением горных масс свидетельствует об активности именно мегантиклиналей в процессе поверхностного альпийского тектогенеза [80]. Учитывая подъем горных масс на высоту более 5000 м и дивергентную структуру региона, можно полагать, что в верхних горизонтах вертикальные движения трансформируются в горизонтальные и горные массы “растекаются” от центра складчатого сооружения в сторону обрамляющих впадин, что подтверждается анализом напряженного состояния [59].

Таким образом, значительная внутренняя подвижность домезозойского фундамента зафиксирована в сложной пликативной форме его поверхности. Надвиги, осложняющие борта впадин, по отношению к складчатым формам являются вторичными и наиболее поздними, что подтверждается затуханием разрывов по простиранию и по падению или их трансформацией в зоны хрупко-пластического течения, малой амплитудой, исто-

рическим анализом развития отрицательных структур и обрамляющих их поднятий [12, 35, 39, 80, 81, 107], относительно слабой деформацией днища впадин.

Внутренняя деформация фундамента также подтверждает вывод о его подвижности. Установлены: пластическая деформация в метаморфических сланцах Фанских гор; меланжирование и возникновение осадочных протрузий в палеозойских терригенных толщах Зеравшанской зоны; возникновение катаклазированной протрузии из значительной части Центрально-Гиссарского батолита; динамическая рекристаллизация карбонатных массивов; возникновение и обновление зон вертикально-плоскостного и горизонтально-плоскостного пластического течения; проявление релаксационного метаморфизма. То есть мы имеем фактическое подтверждение крупномасштабного пластического, хрупко-пластического и катакласического течения горных масс в пределах этого региона, и внутренняя деформация пород домезозойского фундамента времени активизации подтверждает вывод об общей подвижности горных масс Южного Тянь-Шаня, зафиксированной в складчатых формах поверхности домезозойского пенеплена.

При выборе модели образования структуры того или иного региона возникает вопрос о примате вертикальных или горизонтальных движений земной коры, а также напряжений и сил, вызвавших эти движения. В пользу механизма горизонтального сжатия, возникающего в результате сближения Евразийской и Индостанской платформ, высказывались [28, 43, 53, 61, 92, 95 и др.]. Основой этих представлений служит общее кобробление поверхности Земли в регионе и возникновение складчатых структур, надвигов и тектонических покровов, а также существование напряжений субмеридионального сжатия в регионе.

Однако величина сокращения пространства в Южном Тянь-Шане за новейшее время оценивается [99] лишь в 6, 12, 14 км при ширине зоны соответственно 80, 240 и 350 км. Коэффициент тангенциального сжатия, по данным [98, 99], меняется от 0.01 до 0.3 при среднем значении 0.04 - 0.05. Если принимать, что структура Южного Тянь-Шаня образовалась за счет давления Индостана и Памира, то величина сжатия должна быть максимальной на меридиане стрелы изгиба Памирской дуги. Однако такой зависимости нет, хотя величина сжатия в Алайской долине достигает, по [99], 0.3, т.е. давление Памира нейтрализуется в процессе формирования структуры Алайской долины. В то же время в центральной и западных частях Афгано-Таджикской депрессии поверхности разделов палеозойский фундамент-осадочный чехол и палеозойский фундамент-гранитный слой залегают, за исключением прибортовых частей, полого и не образуют сколько-нибудь существ-

венных перегибов и складок, т.е. усилия тангенциального сжатия, исходящие из области памирских дуг и Индостанской платформы, не проявились в структуре упомянутых поверхностей раздела. А если это так, то неясно, как это давление могло вызвать сложнейшие преобразования горных масс и деформацию поверхности фундамента, расположенного севернее горного сооружения. Давление с севера должно быть исключено по тем же причинам. Информацию о сокращении пространства могли бы дать надвиги и складки альпийского возраста, но не все здесь просто, так как многие надвиги не являются структурами сжатия, а напротив, отражают обстановки растяжения и образования субгоризонтальных зон тектонического течения. Реальность процесса показана на моделях и геологических примерах [51, 73]. Надвиги эти имеют очень незначительные амплитуды и обычно по простиранию и падению затухают или переходят в зоны сдвиговой деформации и пластического течения. Против движений общего сжатия свидетельствует и относительно простая форма днищ внутренних синклиналильных структур в сравнении с их прибортовыми частями, что вместе с затуханием надвигов говорит о сжатии синклиналильных структур лишь за счет напряжений, возникающих на бортах впадин. Структура Афгано-Таджикской впадины, дисгармоничная по отношению к поверхности фундамента, связана с другим механизмом образования [23, 24], который здесь мы рассматривать не будем.

Таким образом, напряжение общего горизонтального сжатия, которое фиксируется в регионе, не трансформируется напрямую в соответствующие поверхностные структуры, хотя и играет существенную роль в процессе тектогенеза. Тем более что сжатие фиксируется в коровом слое, а в приповерхностном слое наблюдаются напряжения растяжения [59].

Сложные формы поверхности домезозойского пенеплена и внутренние структурно-вещественные преобразования фундамента свидетельствуют о том, что цоколь активизированной в новейшее время эпипалеозойской платформы ведет себя как квазипластичное тело. Структурно-вещественные преобразования отражают процессы пластического, хрупко-пластического и катакласического течения огромных масс горных пород. При этом внутренняя альпийская структура фундамента сложнее и напряженнее структурных форм домезозойского пенеплена и зачастую дисгармонична по отношению к ним.

Изучение общего структурного плана конкретных структур и геофизических данных, а также привлечение физико-математических моделей позволяют думать, что основной механизм формирования структуры и морфологии Южного Тянь-Шаня в новейшее время определяется перераспределением вещества в коровом слое: отто-

ком горных масс из области впадин и нагнетанием их в область поднятия, что подтверждается геолого-геофизическими данными, характером деформированности докембрийской поверхности выравнивания, наличием структур нагнетания в области поднятия, расположением очагов землетрясений и пр. Латеральное тектоническое течение происходит на разных уровнях верхне- и нижнекорового слоев с возникновением субгоризонтальной тектонической расслоенности и образованием дисгармоничной структуры внутри каждого из слоев. Возникновение латеральных токов, которые трансформируются в зоны вертикального подъема и нагнетания с последующим растеканием в стороны, причинно связано с развитием неоднородностей (астеносферные диапиры, конвективные токи) в активизированной разуплотненной мантии, существование которой выявляется по данным геофизических исследований. Напряжения общего субгоризонтального сжатия, характерные для современного состояния региона, отразились в проявлении механизма изгибной неустойчивости, в возникновении волновой картины распределения разномасштабных сводов и впадин, а также в пространственном перераспределении вещества. Наличие напряжений сжатия обусловило пространственную организацию структурного плана и возникновение (или возрождение) ряда структурных элементов типа диагональных сдвигов и продольных зон сплющивания (вязких разрывов).

Нами проанализирован центральный и западный районы Южного Тянь-Шаня, где влияние памирских структур сведено к минимуму, но восточнее, там, где памирские структуры практически пришли в соприкосновение с тянь-шаньскими, давление Памирско-Индостанских дуг может реально влиять на формирование структурного плана Южного Тянь-Шаня и приводить к возникновению сдвигов (Талассо-Ферганский сдвиг) и общего поворота и пластической деформации всего объема Южного Тянь-Шаня.

Такова картина альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня, и она отлична от геодинамической обстановки времени образования палеозойского покровно-складчатого сооружения. Становление последнего связано с преобразованием обширного и сложно построенного морского (субокеанического) бассейна в покровно-складчатую зону в результате общего сокращения пространства, значительных горизонтальных перемещений горных масс и последовательного аккреционного приращения внутривпадинных морфоструктурных элементов к северному борту бассейна.

Таким образом, высказанные представления о структурной расслоенности фундамента активизированных платформ и их внутренней подвижности находят подтверждение и при анализе геодинамики внутриконтинентального орогена, воз-

никшего на месте молодой эпипалеозойской платформы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представление о тектоническом течении горных масс на разных уровнях литосферы высказывалось многими исследователями [46, 51, 53, 73, 89]. Наиболее полно эта проблема рассмотрена в [51], где на основании данных полевых исследований и физико-математических моделей показано принципиальное значение тектонического течения при формировании структурного стиля литосферы. Материал, приведенный в данной статье, позволяет расширить знания о роли тектонического течения и распространить эти представления на области внутривпадинного тектогенеза, в том числе и на верхнюю "хрупкую" кору.

Отражением внутренней подвижности тектонической литосферы служат глубинные диапиры и кристаллические протрузии. Механизм возникновения этих структур различен. В одних случаях это плотностная инверсия и всплывание разуплотненного или первично более легкого материала; в других — образование протрузивных и диапировых тел обусловлено совокупным действием тектонической компрессии и вязкостной инверсии. Выделяются мантийные, нижне-, средне- и верхнекоровые диапиры и протрузии, свидетельствующие о подвижном пластичном поведении всей тектонической литосферы, включая и холодную "хрупкую" верхнюю кору. Формирование вертикальных потоков вещества связано [51, 73] в первую очередь с латеральным субгоризонтальным перемещением вещества, оттоком его из зон повышенной компрессии и нагнетанием в зоны геодинамических убежищ, т.е. вертикальные потоки вещества лишь отражают крупномасштабное субгоризонтальное тектоническое течение горных масс. Перемещение вещества может осуществляться в расплавленном, субсолидусном и в твердом состояниях.

Подвижность условно жесткого цоколя платформ в период их активизации обеспечивается за счет механизмов пластического, хрупко-пластического и катакластического тектонического течения. Возникновение конкретного структурно-вещественного парагенезиса предопределяется реологическими свойствами горных пород, геологическими условиями проявления деформационного процесса, типом и интенсивностью напряженного состояния. Подвижность может возникать в режиме "холодной" деформации.

Внутренняя подвижность фундамента платформ находит отражение в комплексе структурно-вещественных преобразований самого фундамента, а также в деформации его поверхности и залегающего выше осадочного чехла. Характер этих дислокаций позволяет установить наличие

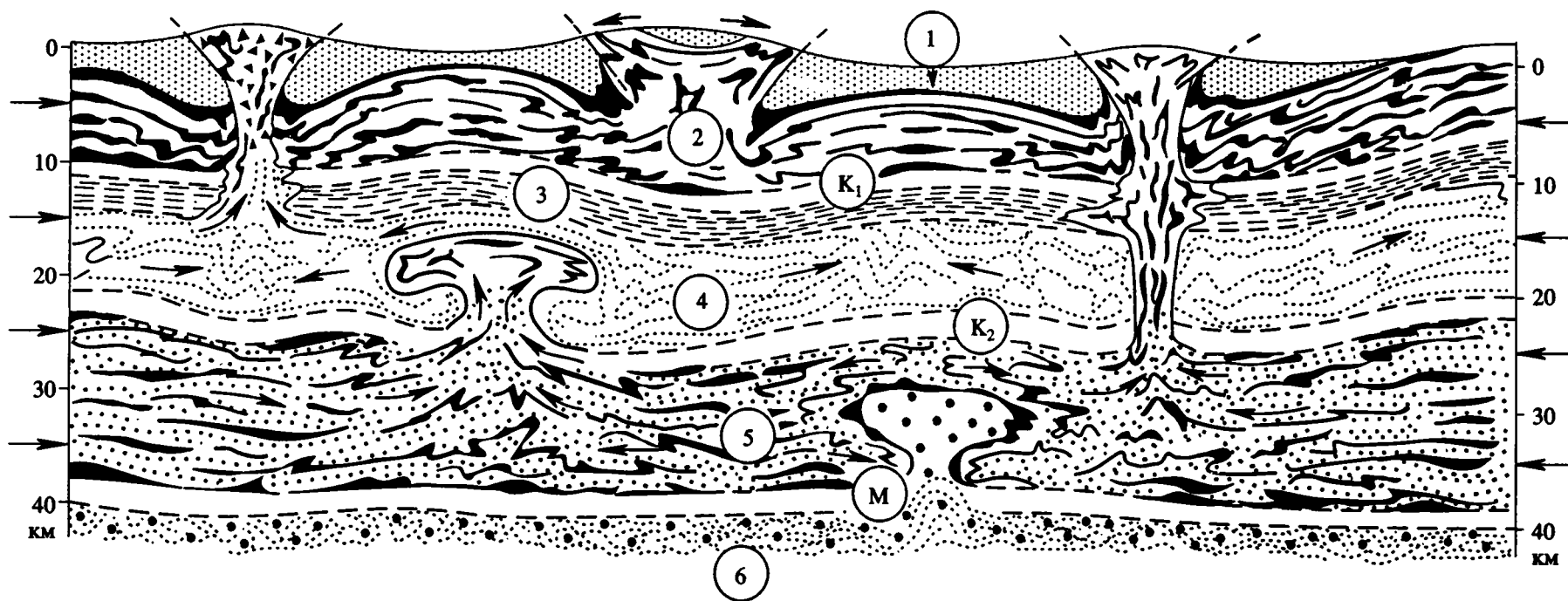


Рис. 4. Условная модель, отражающая развитие структурной дисгармонии, латеральных и вертикальных тектонических потоков в условиях реологической расслоенности, общего смятия и неоднородного внутреннего поля напряжений.

Использованы модели А.В. Лукьянова, Ю.В. Миллера, Е.И. Паталахи, Х.Гамберга, П.М. Бондаренко, И.В. Лучицкого; зональность прочностных и структурных свойств горных пород по [31]. Цифры в кружках: 1 – осадочный чехол (платформенного этапа и этапа активизации); 2 – складчато-метаморфическое основание молодых платформ (гранитно-метаморфический фундамент древних платформ) – область хрупкого и хрупко-пластического течения; 3 – преобладание катакластического течения и зона милонитов и линейных структур; 4 – зона вязкого течения силикатных пород, начало размягчения полевого шпата; 5 – зона размягчения габброидов, зона полосчатых смятых метаморфитов, мигматитов; область пластического течения; 6 – верхняя мантия. K_1 – граница Конрада, область субгоризонтальных разрывов, хлоритизации, катаклазирования; K_2 – кровля пород габбрового состава или область температурного размягчения габбро; М – поверхность Мохо, возрастание прочности при переходе к ультрабазитам.

геодинамической триады область оттока вещества – область ламинарного течения – область нагнетания. Вероятно, именно эти процессы обеспечивают основную тектоническую жизнь фундамента и формирование таких структурных пар, как щит–плита, антеклиза–синеклиза, впадина–горное сооружение. Их пространственное расположение диктуется процессами, происходящими в глубинных частях тектоносферы, и полем напряжений, свойственным данному региону. Степень изометричности структур и их масштаб зависят от степени склеротичности горных масс, анизотропности напряженного состояния и глубины заложения токов вещества. Поэтому можно ожидать, что в пределах древних платформ и при отсутствии интенсивного анизотропного поля напряжений возникнут структуры округлых очертаний и, напротив, при интенсивном однонаправленном поле напряжений, как, например, в краевых частях платформ, прилегающих к более молодым складчатым поясам, мы встретим структуры линейного плана. При заложении неоднородностей и тектонического течения на мантийном и астеносферном уровнях приповерхностные структуры будут иметь межрегиональный или крупнорегиональный масштаб, а при заложении неоднородностей в более верхних горизонтах коры структуры будут тем меньшей протяженности, чем меньше глубина заложения неоднородностей и зон латерального течения.

В свете приведенных данных можно говорить о проявлении в пределах платформенных областей, кроме других механизмов, механизма компрессионно-эжективной тектоники (рис. 4), сущность которой заключена в латеральном тектоническом перетекании горных масс на разных уровнях платформенной тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как внутренней неоднородностью тектоносферы, так и приложением внешних тектонических сил, трансформации латеральных токов в вертикальные и образовании зон оттока вещества (впадины, синеклизы, кольцевые синклиории и пр.) и областей его нагнетания (щиты, антеклизы, протрузии, дипиры, горные поднятия).

В заключение отмечу, что многие из затронутых в статье вопросов далеки от решения. Прежде всего необходимо сосредоточить внимание на изучении механизмов, обеспечивающих подвижность фундамента в процессе платформенного тектогенеза и постплатформенной активизации, а также на создании геодинамических моделей системы “фундамент–чехол”, базирующихся на представлениях о реальной пластической подвижности тектонически расслоенной литосферы и на понимании платформы не в качестве жесткого монолитного тела, а в качестве протяженного квазипластичного объема, способного тонко реаги-

ровать на глубинные процессы и внешнее приложение тектонических сил.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 93-05-9125.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1978. 327 с.
3. *Барсукова Н.В., Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х., Никитина Л.Н., Рябой В.З., Старобинец Л.Н., Треусов А.В.* Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 65 - 83.
4. *Безгодков В.А., Чавушян Р.Е.* Опыт режимных сейсмических исследований на Ашхабадском прогностическом полигоне аппаратурным комплексом “Земля” // Прогноз землетрясений. Душанбе–Москва: Дониш, 1988. С. 193 - 205.
5. *Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Коновалов Ю.Ф.* Геолого-геофизическая модель строения земной коры Душанбинского прогностического полигона // Прогноз землетрясений. Душанбе–Москва: Дониш, 1988. С. 206 - 218.
6. *Белостоцкий И.И.* Зоны меланжа и хаотических структур // Очерки структурной геологии сложностроенных толщ. М.: Недра, 1970. С. 170 - 191.
7. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 262 с.
8. *Белоусов В.В., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. и др.* Итоги Международного проекта и направление будущих работ // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 6 - 10.
9. *Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Рябой В.З.* О природе сейсмических слоев и границ в земной коре // Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972. С. 7 - 43.
10. *Бероуш Р.А.* Фундамент // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 3. С. 265 - 269.
11. *Богданова Н.М.* Проблема сохранности и возраста древнего пенеплена Тянь-Шаня // Геоморфология. 1972. № 1. С. 19 - 27.
12. *Босов В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 166 с.
13. *Бронгулеев В.В.* Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 290 с.
14. *Бутовская Е.М., Суров В.П., Эргиев Т.Э. и др.* Глубинное строение Памира и Южного Тянь-Шаня по сейсмическим исследованиям // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 50 - 65.
15. *Ван Беммелен П.* Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 103 с.

16. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. 382 с.
17. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. 455 с.
18. Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям (западная часть Южного и Среднего Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1971. 276 с.
19. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
20. Дербинов И.В. О связи тектоники фундамента и чехла // Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 14. С. 45 - 63.
21. Дуркин А.Т. Применение метода обращенных географов в глубинной модификации для изучения строения земной коры в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 92 - 107.
22. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
23. Захаров С.А. Вопросы складкообразования и некоторые аспекты нефтегазоносности Юго-Западного Таджикистана // Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1965. С. 8 - 28.
24. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 94 с.
25. Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. 160 с.
26. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 210 с.
27. Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 287 с.
28. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
29. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 143 - 153.
30. Зуннунов Ф.Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985. 107 с.
31. Иванов С.Н. Зоны пластичных и крупных деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3 - 13.
32. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
33. Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С. 69 - 81.
34. Книппер А.Л. Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах // Тектонические исследования в связи со средне-крупномасштабным геокартингом. М.: Наука, 1989. С. 15 - 23.
35. Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 174 с.
36. Костенко Н.П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов // Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 183 - 198.
37. Костенко Н.П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 148 с.
38. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 168 с.
39. Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 230 с.
40. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 270 с.
41. Кухтиков М.М. Позднепалеозойские олистостромы Южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 5. С. 25 - 33.
42. Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н. Древний элювий гранитоидного состава Каратегинского хребта // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. № 5. С. 333 - 335.
43. Кучай В.К. Современная геодинамика Среднеазиатского региона // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15 - 17.
44. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
45. Леонов М.Г. Тектоническая структура области сочленения Зеравшано-Туркестанской и Зеравшано-Гиссарской структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (бассейны ручьев Риват, Вашан, Мадм) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 118 - 121.
46. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3 - 20.
47. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982. 246 с.
48. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
49. Лукина Н.В. Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго-Западного Тянь-Шаня // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1977. Вып. 286. 79 с.
50. Лукк А.А., Мирзокурбанов М., Нерсесов И.Л. Латеральные неоднородности верхней мантии Средней Азии и их возможная связь с процессами горообразования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С. 19 - 40.
51. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
52. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа // Геотектоника. 1967. № 2. С. 3 - 20.

53. Макаров В.И. Структура горных областей Альпийско-Центральноазиатского пояса новейшего горообразования: опыт сравнительного анализа // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 91 - 96.
54. Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К., Кучай В.К., Кулагин В.К. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
55. Макаров В.И. Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 60 - 67.
56. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
57. Милановский Е.Е. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
58. Миллер Ю.В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании // Геотектоника. 1982. № 6. С. 88 - 96.
59. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
60. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1965. № 1. С. 16 - 27.
61. Никонов А.А. Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 37 - 46.
62. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапризм. Киев: Наук. думка, 1990. 169 с.
63. Пак В.А. К построению модели тектоносферы Памира и Тянь-Шаня по данным комплексных геолого-геофизических исследований // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 43 - 50.
64. Паталаха Е.И. Механизм смятия в складку мощного покрова нерасчленованных фельзит-порфиоров // Геотектоника. 1966. № 3. С. 109 - 124.
65. Паталаха Е.И. О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия) // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15 - 25.
66. Пейве А.В., Кшиппер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структурных континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 5 - 15.
67. Полянский Б.В. Этапы процессов раннепалеозойского континентального осадконакопления в Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 2. С. 47 - 56.
68. Прогноз землетрясений. Душанбе-Москва: Дониш, 1988. 342 с.
69. Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 285 с.
70. Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Средне-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5 - 13.
71. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
72. Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441 - 1444.
73. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Наука, 1986. 399 с.
74. Резвой Д.П. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. 1956. № 2/3. С. 18 - 35.
75. Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
76. Руженцев С.В. Сорванные покровы и структурное расслоение литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 5 - 11.
77. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
78. Рыжков О.А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. 94 с.
79. Рыжков О.А. Структурно-тектоническое районирование мезо-кайнозойских отложений Узбекистана // Узб. геол. журн. 1962. № 3. С. 14 - 21.
80. Садыбакасов И. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
81. Суворов А.И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 30 с.
82. Таль-Вирский Б.Б., Каржаув А.Т., Якупов О.Т., Аширматов А.С., Борисов С.О., Ильяшенко В.В., Плотникова Е.И. Геофизическая модель земной коры и верхней мантии Южного Тянь-Шаня // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1984. С. 28 - 43.
83. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1963. 160 с.
84. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
85. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.
86. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с.
87. Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. 315 с.
88. Тимофеев П.П., Бебешев И.И., Макаров Ю.В. Основные черты развития юрских ландшафтов юго-восточной части Средней Азии // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 2. С. 37 - 56.
89. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25 - 38.
90. Трифонов В.Г., Пономарев В.С. Причины горообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 336 - 341.

91. *Узаков Х., Рахимбердыев Н.Х.* Геологическое строение фундамента Ферганской межгорной впадины // Узб. геол. журн. 1985. № 5д. С. 52 - 62.
92. *Уломов В.И.* Сейсмогеодинамика Средней Азии с позиций тектоники литосферных плит // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 218 - 228.
93. *Фуз Р.* Вертикальные тектонические движения и сила тяжести во впадине Биг-Хорн и в окружающих хребтах Средних Скалистых гор // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 434 - 445.
94. *Фукс К.* Активизация нижней части коры в процессе континентального рифтообразования // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 154 - 155.
95. *Хаин В.Е.* Происхождение Центральноазиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5 - 8.
96. *Хамрабаев И.Х., Бутовская Е.М., Пак В.А. и др.* Главнейшие особенности строения тектоносферы Памира и Южного Тянь-Шаня в свете новых геофизических и геологических данных // Тектоника Украины и других районов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. С. 147 - 159.
97. *Чедия О.К., Брусничкина Н.А.* Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее обрамления // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1965. Вып. 1. № 6. С. 52 - 60.
98. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах // Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973. С. 34 - 48.
99. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейший тектогенез Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 46 - 53.
100. *Чекунов А.В.* Глубинные причины тектогенеза // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 18 - 30.
101. *Чекунов А.В.* Тектогенез больших глубин // Геотектоника. 1991. № 3. С. 3 - 15.
102. *Чекунов А.В., Соллогуб В.Б.* Соотношение границ и кинематика движений в тектоносфере // Докл. АН УССР. 1987. № 8. С. 27 - 29.
103. *Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Подцибастенкова Е.А.* Морфологические типы структур течения в блоках-милонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 11 - 14.
104. *Шаров В.И.* О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19 - 30.
105. *Шварцман Ю.Г.* Тепловой режим литосферы и аномальное состояние верхней мантии Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 273 - 281.
106. *Шолто В.Н.* Глубинный диапиризм в Сванетском антиклинории (Большой Кавказ) // Геотектоника. 1975. № 3. С. 44 - 59.
107. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
108. *Юдахин В.И., Беленович Т.Я.* Особенности глубинного строения и геодинамическая модель литосферы Тянь-Шаня по геофизическим данным // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 352 - 361.
109. *Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника. 1989. № 1. С. 61 - 71.
110. *Antoine L.A.G., Nicolaysen L.O., Nicol S.L.* Processed and enhanced gravity and magnetic images over the Vredefort structure and their interpretation // Tectonophysics. 1990. V. 171. No. 1/4. P. 63 - 74.
111. *Bradshaw J., Renouf J.T., Taylor R.T.* The Development of Brioverian structures and Brioverian / Paleozoic Relation ships in west Finistère (France) // Geol. Rundsch. 1967. 56. No. 2. P. 567 - 596.
112. *Colliston W.P.* A model of compressional tectonics for the origin of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. V. 171. No. 1/4. P. 115 - 118.
113. *Dary Ph., Chonkronne P., Susanne P.* Hypotheses mécaniques à la formation des Pyrénées // Bull. Soc. Geol. France. 1990. Sér. 8. V. 6. No. 2. P. 219 - 228.
114. *Dunbar J.A., Sawyer D.S.* How preexisting weakness control the style of continental breakup // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. 86. P. 7278 - 7292.
115. *Hudson F.S.* Folding of unmetamorphosed strata superjacent to massive basement rocks // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1955. V. 39. P. 2038 - 2052.
116. *Krebs W., Wachendorf H.* Proterozoic-Paleozoic geosinclinal and orogenic evolution of Central Europe // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. V. 84. P. 2611 - 2630.
117. *Lower, Middle and Upper Proterozoic of the Saxothuringian zone // Cuidbook of Excursions. Acad. Sc. GDR. Central Jns. Physics of the Earth. Potsdam, 1988. P. 59.*
118. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia Effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. No. 8. P. 419 - 426.
119. *Mrazec L.* Les plis diapirs et le diapirisme en general. Inst. Geol. de Poumanie. 1915. Comptes Rendus 6. P. 226 - 270.
120. *Pinet B., Colletta B.* Probing into extensional Sedimentary basins: comparison of recent data and derivation of tentative models // Tectonophysics. 1990. V. 173. No. 1/3. P. 185 - 197.
121. *Ribeiro A.* Postion structurale des Massife de Morais et Broganca (Tras-os-Montes) // Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 1970. No. 44.
122. *Stepto D.* The geology and gravity field in the central core of the Vredefort structure // Tectonophysics. 1990. V. 171. No. 1/4. P. 75 - 103.
123. *Tectonophysics. V. 171. No. 1/4. 1990. 212 p.*

Рецензент: Н.В. Короновский

Interior Mobility of the Basement and Tectogenesis of Activated Platforms

M. G. Leonov

Considered geological evidence of tectonic stratification of lithospheric platforms and mechanisms of structural material activation of the basement (fold-metamorphic basement) as a result of activation and intraplateform tectogenesis. It is shown that the basement of activated platform sections was highly mobile contrary to the widely current opinion of its rigidity. Mobility is reflected in the complex of structure and structure-material transformation that provided for quasiplastic condition of rocks. An assumption is made about the importance of internal mobility for platform tectogenesis. The paper considers the mechanism of "compression-ejective tectonics", suggesting lateral tectonic flow of rock at different levels of platform lithosphere in heterogeneous field of caused both by internal heterogeneity and application of external forces, transformation of lateral flows in vertical ones with formation zones of rock outflow (depressions, synclises, circular synclinoria) and build-up zones (shields, anteclyses, protrusions, diapirs, rises).

УДК 551.242.51550.348.64

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ НА ПЛАТФОРМАХ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ СЕЙСМИЧНОСТИ

© 1993 г. П. Н. Кропоткин, В. Н. Ефремов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.03.93 г.

Сейсмологические данные и результаты измерений в рудниках и скважинах показывают, что в фундаменте и осадочном чехле платформ существуют значительные тектонические напряжения (до 700 бар). В основном это горизонтальное сжатие, которое по ориентировке соответствует направлению перемещений литосферных плит. Корреляция энергии глобальной сейсмичности и сейсмичности Срединно-Атлантического хребта и Фенноскандии за 1917 - 1975 гг. указывает на то, что общей причиной напряжений может быть сокращение радиуса Земли при чередовании фаз ее расширения и сжатия.

В настоящее время в основном закончены исследования, проводившиеся с 1985 г. по международному проекту "Составление мировой карты напряжений в земной коре". Предварительные результаты опубликованы М.Л. Зобак и другими участниками работы в 1989 г. [11], окончательные в 1991 - 1992 гг. [9, 10]. К сожалению, результаты исследований, проводившихся на территории СНГ, освещены в этих сводках не полно.

Обобщены данные, полученные в результате непосредственных измерений в массивах горных пород, произведенных в рудниках (по методу разгрузки) и в скважинах (по методу гидроразрыва), а также путем анализа механизмов очагов землетрясений. В последнем случае поддается определению только ориентировка трех главных, взаимно перпендикулярных осей тензоров напряжений и деформаций. Изменения формы поперечного сечения скважин при вывалах, связанных с деформацией под действием горизонтального сжатия, также широко использовались для определения ориентировки напряжений.

По результатам таких измерений и механизмам внутриплитных землетрясений почти всегда в фундаменте докембрийских и эппалеозойских платформ обнаруживаются, помимо всестороннего сжатия, которое соответствует геостатическому (литостатическому) давлению, так называемые девиаторные напряжения. В основном они имеют тектоническое происхождение и ориентированы горизонтально или с небольшим наклоном. Во многих местах, например в краевом прогибе на западе Северо-Американской платформы, на глубине более 1 - 2 км тектонические напряжения наблюдаются и в осадочном чехле. Суммарная величина наименьшего и наибольшего девиаторных напряжений по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направле-

ниям составляет в среднем, по измерениям в Фенноскандии, у поверхности 50 - 174 бар и возрастает до 100 - 400 бар на глубине 500 м [4, 8]. В Хибинских рудниках и на Урале горизонтальное сжатие достигает 600 - 700 бар. Скачки в величине стресса, достигающие нескольких сотен бар, наблюдаются вблизи разломов. С. Соломон и Р. Ричардсон [7] определяют типичную величину девиаторных напряжений во внутренних частях литосферных плит как 200 - 300 бар. Это значительно меньше, чем в Альпийско-Гималайском и Тихоокеанском поясах у конвергентных границ плит, где тектонический стресс достигает 1000 - 2000 бар [2].

Судя по непосредственным измерениям и механизмам землетрясений, происходящих в коре платформ на глубине от 5 до 30 км, ориентировка напряжений в каждом регионе варьирует в довольно широких пределах. Но все же намечаются преобладающие направления сжатия, которые доминируют в пределах обширных регионов. Это особенно хорошо видно на Северо-Американской платформе, где почти повсеместно наблюдается сжатие в направлении ЮЗ-СВ или ЗЮЗ-ВСВ. В пределах эппалеозойской Западной Европы доминирует северо-западная (СЗ-ЮВ) ориентировка, вблизи Западных Альп направления сжатия расходятся веерообразно, будучи ориентированы на СЗ и ЮЗ. На Восточно-Европейской платформе преобладает северо-западная ориентировка сжатия, однородная по данным о землетрясениях южной Швеции. В Хибинском и Ловозерском массивах Кольского полуострова и на рудниках среднего и южного Урала измерения показывают ЗСЗ ориентировку сжатия, близкую к широтной. На Индийской платформе по измерениям в рудниках и скважинах и по сейсмическим данным ориентировка сжатия СВ и ССВ приблизительно перпендикулярна к Гималайскому хребту. На Китайской платформе преобладает

широтная и северо-восточная ориентировка сжатия, причем векторы ее расходятся веерообразно от краев Тибетского массива. На Южно-Американской платформе доминирует сжатие с широтной ориентировкой (З-В). Во многих случаях на платформах соотношение максимального и минимального напряжений характерно для возникновения сдвигов.

Все исследователи подчеркивают, что ориентировка сжимающих напряжений внутри литосферных плит согласуется с тем направлением сил, которое соответствует перемещению плит при их удалении от срединно-океанических хребтов и сближении в зонах коллизии. Растяжение доминирует в зонах рифтов Восточной Африки и Байкала, будучи ориентировано приблизительно перпендикулярно к простиранию этих структур. Оно может быть связано с расклинивающим эффектом при проникновении в литосферу мантийного материала, выдавленного из более глубоких слоев.

Сопоставляя вариации в количестве сейсмической энергии, освобожденной ежегодно в течение 70 лет (1917 - 1987 гг.) в коре Восточно-Европейской платформы в пределах Фенноскандии и в северной части Срединно-Атлантического хребта между 40° и 80° с.ш., шведские сейсмологи Э. Скордас, К. Мейер и др. выявили определенное сходство между ними [6]. Обе кривые (рис. 1), показывающие изменения суммарной энергии землетрясений E , осредненной по 5-летним интервалам, обнаруживают некоторую корреляцию с кривой изменения суммарной энергии землетрясений всего земного шара, построенной Х. Канамори в 1978 г. [5]. Она в основном отражает сейсмичность, происходившую в пределах Тихоокеанского пояса и других зон интенсивной коллизии и субдукции плит.

Все три кривые построены на логарифмической шкале, и количество сейсмической энергии варьирует на них, при переходе от минимумов к максимумам, в 100 раз. В 1940 - 1946 гг. наблюдается понижение энергии, на 1947 - 1950 гг. приходится минимум E , а затем подъем в 1950 - 1960 гг. и снова понижение до 1970 - 1973 гг. Таким образом, наблюдается поразительный факт - сходство в ходе освобождения сейсмической энергии, происходившего в совершенно различных тектонических обстановках. Это, во-первых, обстановка сильнейшего горизонтального сжатия в зонах субдукции и коллизии плит в Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском подвижных поясах (верхняя кривая), во-вторых, - сейсмичность на трансформных разломах, связанная с подвижками при удалении одной литосферной плиты от другой в зоне спрединга Атлантического океана, и, в-третьих, на нижней кривой - сейсмичность Фенноскандии, главным образом Швеции, в пределах древнего докембрийского кратона. Он

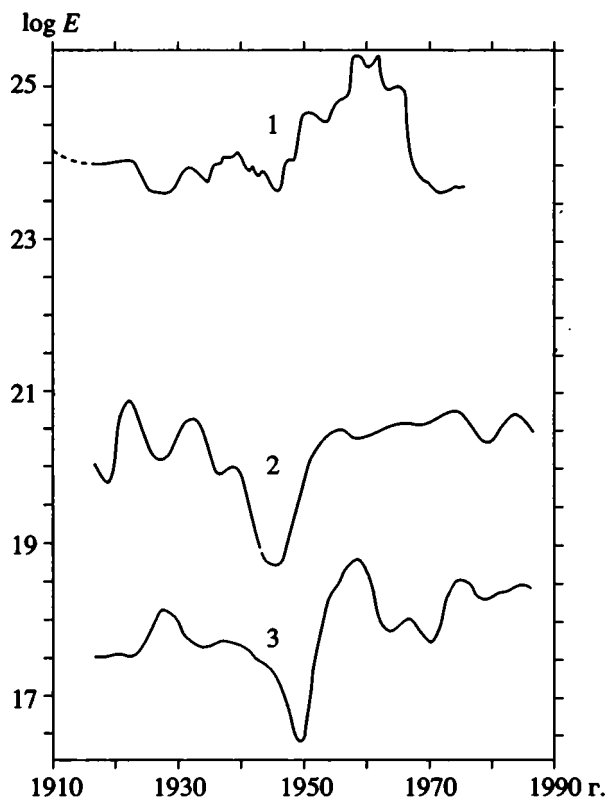


Рис. 1. Изменения суммарной энергии землетрясений E (эрг), освобожденной за год.

Шкала логарифмическая, величина E показана как среднее значение за 5 лет (т. е. сумма E за указанный год, два предыдущих и два последующих года разделена на 5). 1 - глобальная энергия, подсчитанная путем суммирования энергии сильных землетрясений (по [5]); 2, 3 - энергия землетрясений, происходивших в 1917 - 1987 гг.: 2 - в зоне Срединно-Атлантического хребта между 40° и 80° с.ш., 3 - в Фенноскандии (по [6]).

имеет жесткий корень, уходящий на глубину до 200 км и состоящий из охлажденной, уплотненной (судя по высоким скоростям сейсмических волн) верхней мантии.

Эти данные позволяют предполагать глобальный механизм накопления и высвобождения сжимающих напряжений. Он может быть связан с небольшими знакопеременными изменениями радиуса Земли, на которые указывают вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси и вариации силы тяжести, зарегистрированные по измерениям на специальном гравиметре высокой точности в Потсдаме [3]. Они достигают 60 мГал и характеризуются изменением знака во времени.

По гипотезе американского физика Р. Дикке вариации в количестве землетрясений и в скорости вращения Земли связаны с флуктуациями величины гравитационной постоянной в космосе и соответствующими изменениями радиуса Земли [1, 2].

Величина тектонических сжимающих напряжений в складчатых областях и на платформах настолько велика, что ее невозможно объяснить теми факторами, которые обычно привлекаются для объяснения перемещений литосферных плит и связанных с ними тектонических деформаций. Обычно указывают три фактора: 1) тепловую конвекцию в мантии, 2) давление со стороны срединно-океанических хребтов как возвышенностей, 3) затягивание охлажденных литосферных плит океана в зоны субдукции под действием собственного веса. Все они могут создавать горизонтальные сжимающие напряжения не более 100 - 200 бар, и то только по краям литосферных плит. Внутри плит, на платформах, влияние этих факторов должно быстро ослабляться и почти не проявится. Расчеты показывают, что давление, направленное в обе стороны от возвышенностей срединно-океанических хребтов, сходит на нет уже у подножия этих возвышенностей. А, например, в северной части Индийского океана, на границе Индийской и Австралийской литосферных плит или в Красном море, вообще нет таких срединных хребтов, которые могли бы создать давление с юга, формирующее Гималаи, Загрос и Кавказ.

По-видимому, только контракционный механизм, действующий в сочетании с конвекцией при чередовании фаз небольшого сжатия и расширения Земли, может объяснить наблюдаемую величину тектонических напряжений. Подробнее такая геодинамическая модель обоснована в другой нашей статье [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гравитация и относительность / Ред. Цзю Х., Гоффман В.М. М.: Мир, 1965. 544 с.
2. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3 - 24.
3. *Arnautov G.P., Boulanger Y.D., Šeglov S.H., Elstner C.* Absolute gravity measurements at Potsdam // Results of the gravimeter GABL. Leipzig: Gerlands Beiträge Geophysik, 1990. Bd. 99. No. 4. P. 303 - 312.
4. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust // Tectonophysics. 1969. V. 8. No. 3. P. 169 - 211.
5. *Kanmori H.* Quantification of earthquakes // Nature. 1978. V. 271. No. 5644. P. 411 - 414.
6. *Skordas E., Meyer K., Olsson R., Kulhanek O.* Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. V. 185. No. 3 - 4. P. 295 - 307.
7. *Solomon S.C., Richardson R.M., Bergman E.A.* Tectonic stress: Models and magnitudes // J. Geophys. Research. 1980. V. 85. No. 11. P. 6086 - 6092.
8. *Stephansson O., Ljunggren C., Jing L.* Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // Tectonophysics. 1991. V. 189. No. 1 - 4. P. 317 - 322.
9. Tectonic stress in the lithosphere // Transactions of Royal Society. London, 1991. Ser. A. V. 337. No. 1645. P. 1 - 194.
10. The World Stress Map Project // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. No. B-8. P. 11703 - 12013.
11. *Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J. et al.* Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. V. 341. No. 6240. P. 291 - 298.

Рецензент: Ю.М. Пушаровский

Tectonic Stresses on Platforms and Global Variations of Seismicity

P. N. Kropotkin, V. N. Yefremov

Seismological data and stress measurements in mines and boreholes show that there are considerable (up to 700 bars) tectonic stresses in the basement and sedimentary cover of platforms. Basically that is a horizontal compression with its orientation corresponding to the displacements of lithospheric plates. A correlation between the energy of global seismicity and that of seismicities of the Mid-Atlantic Ridge and Fennoscandia between 1917 and 1975 suggests that a common cause of stress may be the contraction of the Earth's radius in the course of its alternating expansion and contraction phases.

УДК 551.242.5.054(571.5)

СТРУКТУРЫ РАСТЯЖЕНИЯ И СЖАТИЯ ТУНГУССКОЙ ОБЛАСТИ ТРАПОВОГО МАГМАТИЗМА

© 1993 г. В. С. Старосельцев

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, Новосибирск*

Поступила в редакцию 30.03.93 г.

Проанализированы особенности структур растяжения и сжатия, сформированных в Тунгусской области в период интенсивного трапсового магматизма и после его завершения. Показано явное преобладание в течение всего мезозойско-кайнозойского времени структур растяжения глубинной природы. Структуры сжатия обусловлены вторичными причинами и имеют ограниченное распространение лишь в поверхностных горизонтах. Подчеркнуто отсутствие на рассматриваемой территории признаков латеральных взаимоперемещений крупных блоков (микроплит).

Обширные проявления трапсового магматизма в верхних слоях земной коры повсеместно связаны с ее растяжением, которое выражается в формировании либо крупных линейных грабенообразных структур – рифтов, либо целой сети разнонаправленных, нередко субперпендикулярных диаклазов. В первом случае магматизм на континентах, как правило, характеризуется бимодальностью [3] – наряду с основными в сопоставимых объемах на поверхность изливаются кислые лавы. При этом появление кислых магм, вероятно, связано с закономерностями формирования разрывов земной коры в пределах сводовых поднятий, существование которых обычно предшествует заложению крупных рифтов. Во втором случае состав вулканических образований практически основной с небольшой долей ультраосновных и щелочных разностей. Тектонический режим их формирования характеризуется всесторонним (общим) растяжением, которое в верхних слоях земной коры, скорее всего, во многом обусловлено проседанием обширных территорий над освобождающимися от магмы камерами.

Расположенная на северо-западе древней Сибирской платформы Тунгусская область трапсового магматизма занимает территорию около 1.2 млн. км² и по своим структурно-вещественным характеристикам является типичным примером второго из рассмотренных выше случаев (рис. 1). Траппы в ее пределах представлены развитыми преимущественно в северных районах на площади 0.35 млн. км² базальтовыми покровами суммарной толщиной до 3 км и более, туфогенными породами суммарной толщиной до 0.5 - 0.6 км, распространенными практически в пределах всей области, и многочисленными интрузиями, преимущественно силлами и дайками.

Для понимания геодинамических условий периода трапсового магматизма и последующих тектонических этапов целесообразно проанализировать наиболее типичные дислокации его интрузивных, эффузивных и эксплозивных продуктов, а также вмещающих пород. Возможности изучения характера дислокаций на территории распространения различных фаций магматических образований далеко не одинаковы. Наиболее полная информация в этом отношении может быть получена в полях широкого распространения базальтовых покровов, в толще которых имеются надежные маркирующие поверхности. Приводимые ниже материалы являются результатом обобщения многолетних полевых наблюдений.

Дислокации, образованные в период трапсового магматизма, отражаются как во взаимоотношениях траппов с вмещающими породами, так и в изменениях мощностей надежно коррелируемых вулканогенных образований. Важным показателем динамической обстановки являются широко распространенные в Тунгусской области дайки долеритов протяженностью от нескольких сотен метров до ста километров и более при толщине от нескольких до 200 м. В непосредственной близости от даек вмещающие породы практически не несут следов каких-либо горизонтальных давлений. Обычно их контакты ровные, с тонкими корочками закалывания, с обеих сторон от даек зачастую хорошо прослеживаются гипсометрически выдержанные слои осадочных пород, не осложненные дополнительной микроскладчатостью или рассланцеванием. По существу, около даек вмещающие породы лишь раздвинуты и обычно не испытывают продольных перемещений, т.е. крутопадающие трещины, выполненные трапповой магмой, являются типичными раздвигами (диаклазами). Учитывая, что нередко дайки одной

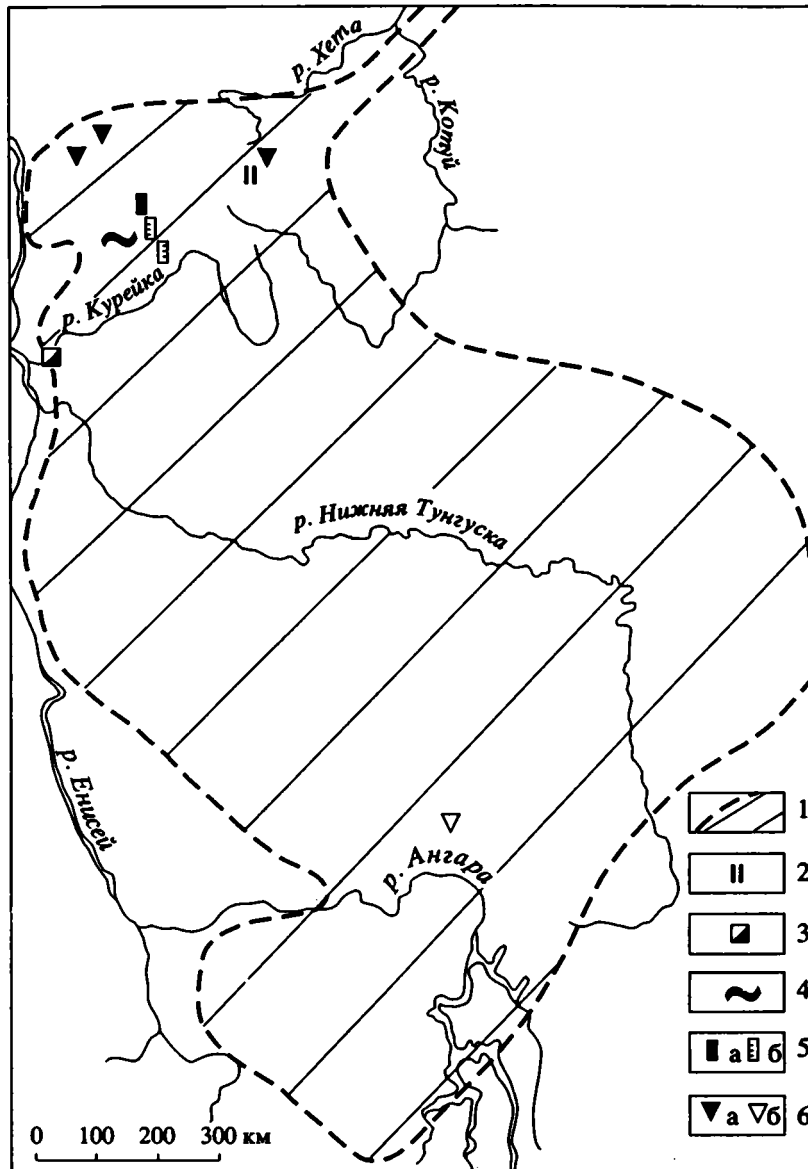


Рис. 1. Схема расположения структур растяжения и сжатия в Тунгусской области.

1 – территория широкого распространения даек (включая тела “дайка в дайке”); 2 – “дайка в дайке” на р. Дюгадяк (см. рис. 2); 3 – разрез силла на р. Курейке (см. рис. 3Б); 4 – складки в базальтах на северо-западе оз. Хантайского (см. рис. 4); 5 – надвиги в базальтах (а – на оз. Собачьем, см. рис. 5; б – на озерах Кутарамакан и Хантайское, бергштрихи в направлении падения сместителя); 6 – проявления клиновидных грабен, упомянутые в статье (а – зафиксированные, б – предполагаемые).

фазы внедрения образуют субперпендикулярные пересечения, можно сделать вывод о многонаправленном, возможно всестороннем, растяжении Тунгусской области в период их формирования.

Еще более весомым доказательством господства на территории Тунгусской области в период траппового магматизма растягивающих напряжений является существование сложнопостроенных секущих трапповых интрузий типа “дайка в дайке”. Хорошо известно, что подобные интрузии характерны для таких бесспорных зон растяжения, как срединно-океанические хребты. Примером

интрузивного тела “дайка в дайке” в Тунгусской области может служить задокументированное автором в 1987 г. обнажение на левом берегу р. Дюгадяк (рис. 2), в ее северо-восточной части. Здесь в туфогенных породах правобоярской свиты ($P_2 - T_1$) хорошо видна трапповая дайка толщиной около 8 - 10 м, переходящая в маломощный силл и снова в дайку. Внутри дайки отчетливо проявлена параллельная ее контактам зональность, свидетельствующая о трехкратном внедрении магматического расплава, более позднее из которых сформировало ее центральную зону.

Интрузии типа “дайка в дайке” встречаются на многих участках Тунгусской области. Значительное их количество описано С.А. Куренковым [1] в бассейне р. Нижняя Тунгуска. Важно подчеркнуть, что ему удалось наблюдать переход интрузивного тела “дайка в дайке” в субгоризонтальный “силл в силле”. Последний мог образоваться лишь в условиях вертикального растяжения, которое, скорее всего, сопровождало проседание пород кровли магматических камер. В этом отношении заслуживают внимания особенности морфологии контактов пластовых интрузий, описанные Ф. Уоркером и А. Польдерватом [5] в бассейне Карру на юге Африки (рис. 3А) и автором на западе Сибирской платформы (см. рис. 3Б). Даже беглое сравнение этих столь удаленных одно от другого обнажений показывает удивительное подобие морфологии контактов, которое, скорее всего, обусловлено быстрым заполнением магмой трещины, раскрывавшейся в результате отщепления и проседания пород подинтрузивного блока.

Масштабы горизонтального растяжения в Тунгусской области фиксируются не только дайками толщиной до нескольких десятков метров, но и гораздо более обширными субвертикальными магматическими телами. Большая их часть наблюдается в южных районах Тунгусской области, где вулканические породы имеют преимущественно туфогенный состав. Протяженность таких тел измеряется десятками километров, поперечник – первыми километрами, форма контактов с вмещающими породами сложная, с заливами и карманами. Внутри этих тел помимо магматических пород заметное место занимают изолированные блоки осадочных пород, часто имеющие клиновидную форму. Последние в самих блоках и за пределами магматических тел существенно различаются как по углам наклона, так и по стра-

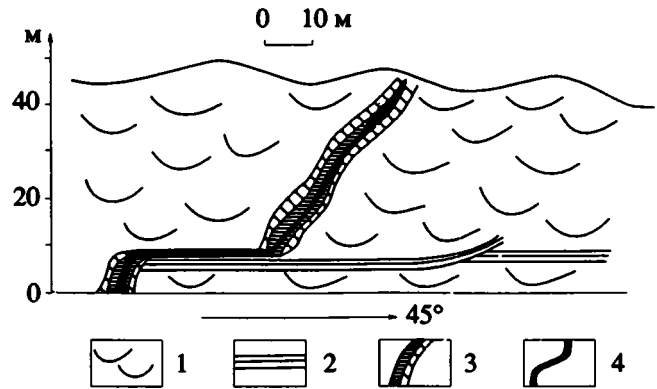


Рис. 2. Интрузии “дайка в дайке” на северо-востоке Тунгусской области (р. Дюгаджак).

1 – обломочные туфогенные породы с чешуйчатой отдельностью; 2 – слоистые туфогенные породы; 3 – дайки траппов ранних генераций; 4 – дайки и силл траппов последней генерации.

тиграфической принадлежности. Как правило, блоки характеризуются существенно большими, вплоть до запрокидывания, углами наклона осадочных пород, имеющих обычно более древний возраст [3]. Такие магматические тела, по существу, являются крупными трещинами растяжения периода внедрения траппового расплава, который при их заполнении увлекал отщепленные от стенок блоки менее плотных осадочных пород. Всплывая за счет гравитации и движения магматического расплава, блоки изменяли свою ориентировку и оказывались в конечном итоге на одном гипсометрическом уровне с более молодыми породами.

Подобные “плавающие” в магматических матрицах блоки осадочных пород иногда с интрузиями более ранних фаз внедрения некоторыми

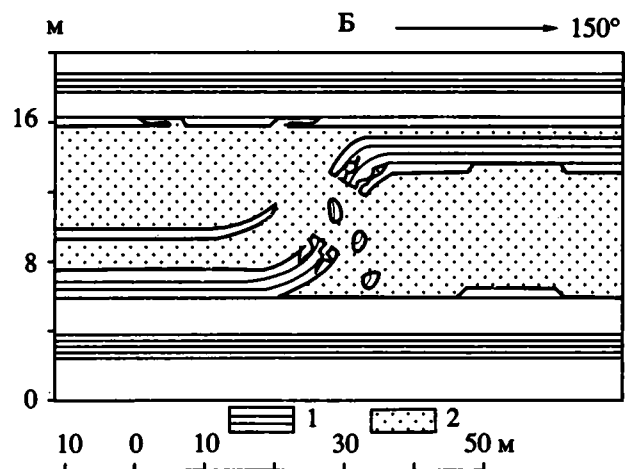
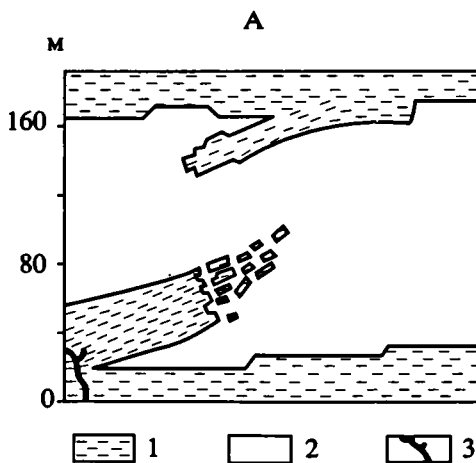


Рис. 3. Разрез силлов на юге Африки (А), по [5], и западе Тунгусской области (Б), по автору, 1971 г.

А: 1 – осадочные породы Боффорта; 2 – долериты юры; 3 – дайка долеритов. Б: 1 – осадочные породы ордовика; 2 – долериты триаса.

исследователями тракуются как надвиги. При этом не учитывается, что приподнятые блоки залегают внутри магматических тел и практически никогда не имеют тектонического контакта с вмещающими породами.

Изменения мощности синхронных вулканогенных пачек, которые можно проследить практически лишь в базальтовом комплексе благодаря широкому (на площадях до 200 000 км² и более) распространению маркирующих покровов, свидетельствуют о том, что формирование описанных структур растяжения происходило на фоне регионального слабодифференцированного прогибания всей Тунгусской области. В этот период практически не формировались сколько-нибудь контрастные пликативные или блоковые структуры, в пограничных зонах которых могли бы возникать осложняющие структуры растяжения или сжатия. Следовательно, для Тунгусской области в период траппового магматизма на фоне регионального погружения были характерны структуры растяжения (описанных выше разновидностей).

Помимо структур растяжения, формировавшихся в период проявления интенсивного траппового магматизма, на территории Тунгусской области встречаются такие дислокации и более позднего заложения. В первую очередь к ним относятся многочисленные диаклазы разнообразной ориентировки, развитые практически повсеместно. В естественных обнажениях на поверхности и склонах базальтовых плато диаклазы выражены в виде прямолинейных субвертикальных трещин протяженностью до нескольких километров с расхождением стенок от нескольких сантиметров до первых десятков метров. В подавляющем большинстве случаев по таким трещинам не фиксируются продольные смещения маркирующих поверхностей базальтового комплекса. Лишь по единичным трещинам происходило опускание или горизонтальное перемещение смежных блоков с амплитудой соответственно до первых десятков или первых сотен метров.

Существенно реже, чем описанные диаклазы, в основном в зонах наиболее значительного растяжения относительно жестких (компетентных) вулканогенных пород, встречаются клиновидные грабены, нередко ограниченные сбросами литрического типа. Амплитуды сбросов часто превышают несколько сотен метров, хотя глубоко (ниже 2.0 - 2.5 км) вниз по разрезу они и не прослеживаются. Скорее всего, ограниченные ими грабены формировались в результате значительного расхождения стенок трещин растяжения на флексуобразных и антиклинальных перегибах компетентных поверхностных горизонтов с последующим сползанием на глубину отставших по оперяющим трещинам блоков. В результате последние приходили в контакт с более древними

породами, что обусловило отсутствие в вертикальном разрезе развитых за пределами грабенов стратиграфических интервалов.

Наибольшее количество клиновидных грабенов в настоящее время изучено на северо-западе Тунгусской области в Норильском районе, особенно на Талнахском медно-никелевом месторождении. Первоначально эти грабены были замечены автором в 1959 г. при поисково-съёмочных работах. В дальнейшем в процессе разведки Талнахского месторождения бурение многочисленных скважин глубиной до 2.5 - 3 км позволило проследить на глубину поверхности сместителей, ограничивающих грабены. Удалось установить, что часто разрывные нарушения, выполаживаясь вниз по разрезу, смыкаются, образуя сложную систему клиновидных грабенов [4]. Обычно ниже силурийских горизонтов они не фиксируются. Встречены подобные грабены, судя по результатам проведенной нами структурной съемки и бурения единичных колонковых скважин, и на северо-востоке Тунгусской области, в бассейне р. Аякли, а также предположительно намечены нами на ее юге, в бассейне р. Подкаменная Тунгуска. Во всех случаях грабены ассоциируют с относительно контрастными посттрапповыми поднятиями. Кроме того, существенную роль в увеличении количества таких грабенов вблизи северной границы Тунгусской области играет флексуобразный перегиб базальтового комплекса в зоне перехода к Енисей-Хатангскому региональному прогибу.

Таким образом, в пределах Тунгусской области наблюдается большое количество разнообразных по форме и возрасту структур растяжения, что вообще характерно для регионов с активным проявлением траппового вулканизма. Поэтому гораздо важнее проанализировать дислокации Тунгусской области с позиций существования среди них структур, образованных в результате сжатия. На большей части области пока не обнаружено бесспорных структур сжатия, имеющих синхронный с трапповым магматизмом возраст. Лишь на отдельных участках, где зафиксированы признаки вулканических аппаратов, извергавших в основном игнимбритовую раскаленную магму [2], наблюдаются дислокации, возможно, связанные со сжатием. К ним в первую очередь относятся описанные автором в 1965 г. на северо-западном побережье оз. Хантайского сопряженные антиклинально-синклинальные складки в покрове пойкилоофитовых базальтов с шаровой отдельностью (рис. 4). Это обнажение расположено рядом с субвертикальным каналом, выполненным игнимбритовой брекчией. Вмещающие канал мелкообломочные туфогенные породы под углом 2° - 3° наклонены в сторону от него. Наклон крыльев складок достигает 50° - 55°.

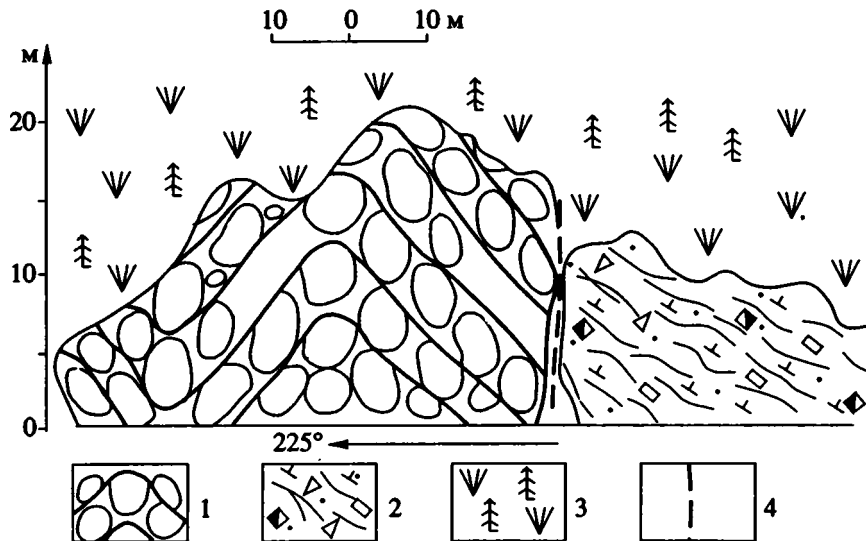


Рис. 4. Дислокации триасовых вулканитов на северо-западе Тунгусской области (оз. Хантайское).

1 – базальты с шаровой отдельностью; 2 – туфобрекчии; 3 – задернованный склон; 4 – разрывное нарушение.

Существенно более пологие сопряженные складки кровли покрова пойкилоофитовых базальтов наблюдались автором в 1964 г. на северном побережье оз. Кета. В перекрывающих туфогенных породах эти складки компенсируются, и вышележащие базальтовые покровы не дислоцированы, исключая флексуобразное погружение подошвы самого нижнего из них шадринского маркирующего покрова базальтов. Несмотря на отсутствие на этом участке данных о расположении палеовулканических каналов, их существование, судя по изобилию вулканических игнмбритоподобных брекчий западнее упомянутых складок, вполне вероятно. Ассоциация флексуобразного погружения покрова базальтов и сопряженных асимметричных складок в подстилающих образованиях наблюдается на северо-востоке Тунгусской области, в нижнем течении р. Хибарба. Судя по сделанным нами замерам, соединительное крыло флексуры имеет ступенчатое строение и в целом наклонено на север-северо-восток под углом $10^\circ - 70^\circ$, а крутые крылья складок в подстилающих образованиях имеют азимут $100^\circ - 150^\circ$ и угол падения $65^\circ - 70^\circ$. Имеющиеся на смежных участках данные не позволяют однозначно определить наиболее вероятные причины и время формирования этих дислокаций, но не противоречат варианту их связи с палеовулканическими процессами.

Появление на рассматриваемой территории типичных структур сжатия, обусловленных горизонтально направленными давлениями, связано с посттрапповым ее развитием, когда преобладали восходящие дифференцированные тектонические движения. Среди структур сжатия чаще встречаются надвиги, реже – сдвиги. Важно подчеркнуть,

что большинство зафиксированных к настоящему времени надвигов и сдвигов приурочено к северо-западной части Тунгусской области, на удалении до 230 км от границы Сибирской платформы с Западно-Сибирской плитой, т.е. практически во внутренних районах древнего кратона. Поэтому такие структуры чрезвычайно важны для понимания механизма формирования надвигов, которые последнее время интерпретируются преимущественно с позиции тектоники плит.

Надвиги, выявленные и изученные автором в толще базальтовых покровов на северо-западе Тунгусской области, имеют волнистые, пологонаклонные (от 5° до 25°) поверхности сместителей в основном субмеридиональной ориентировки, практически совпадающей с простиранием пород рядом расположенной бортовой зоны одноименной синеклизы. Горизонтальные составляющие перемещения пород по надвигам измеряются первыми сотнями метров, вертикальные достигают нескольких десятков метров (рис. 5). Преобладают надвиги постоянной направленности, хотя некоторые из них имеют встречные наклоны кулисообразно расположенных поверхностей и образуют своеобразные клиновидные горсты, обусловленные, скорее всего, выдавливанием блока пород при встречном движении. Подобные горсты и надвиги восточной направленности выявлены у основания северо-западного борта Тунгусской синеклизы, имеющего относительно крутой (до $5^\circ - 10^\circ$) наклон. Среди подстилающих базальты пород на этом участке в разрезе присутствуют мощные пласты калийных солей девонского возраста. Судя по совокупности имеющихся данных, описанные надвиги имеют гравитенное происхождение и вызваны соскаль-

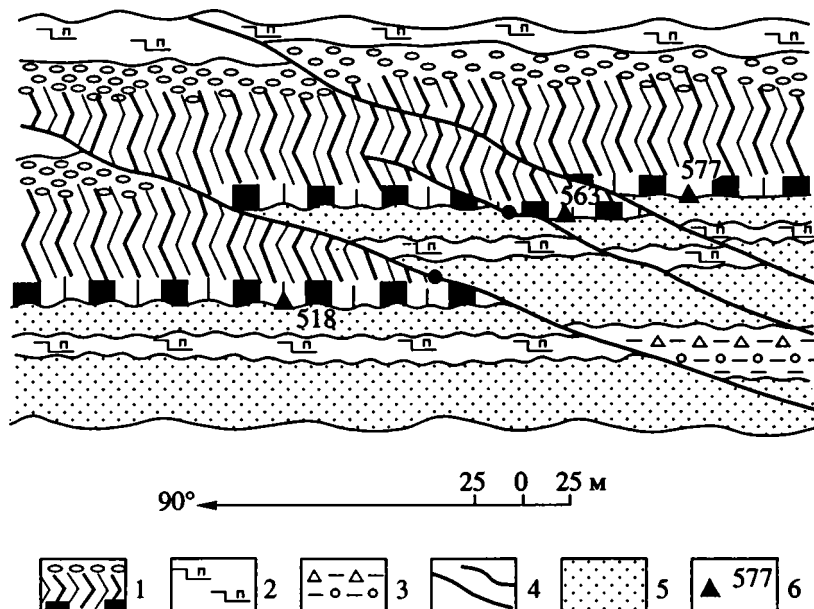


Рис. 5. Надвиги в вулканитах триаса на северо-западе Тунгусской области (оз. Собачье).

1 – гломеропорфировые базальты с тонкостолбчатой отдельностью; 2 – пойкилофитовые базальты с глыбовой отдельностью; 3 – туфогравелиты; 4 – поверхности надвигов; 5 – осыпи; 6 – абсолютные отметки подошвы покрова гломеропорфировых базальтов.

званием тяжелой базальтовой толщи по залегающим ниже пластичным горизонтам, возможно, под действием сейсмической активизации. Глубина проявления надвигов, скорее всего, ограничивается девонскими соленосными горизонтами. По крайней мере, судя по результатам сейсморазведки, в нижнекембрийских отложениях, имеющих выдержанные отражающие горизонты, эти надвиги не зафиксированы.

Анализ дислокаций, изученных на территории Тунгусской области траппового магматизма, показывает, что среди них преобладают структуры, обусловленные всесторонним перманентно активным растяжением. Наряду с ними встречаются типичные структуры сжатия, образованные в основном после завершения траппового магматизма. При этом условно выделяемые синхронные магматизму структуры сжатия, скорее всего, связаны с активным взрывным внедрением магматических продуктов, что приводило к тангенциальному давлению на вмещающие породы. Посттрапповые структуры сжатия обусловлены в первую очередь гравитационной неустойчивостью высокоплотных базальтовых комплексов на крутых моноклиналях при наличии пластичных горизонтов в подстилающих отложениях. В целом структуры растяжения обусловлены преимущественно глубинными причинами, отражающими основную направленность тектонических процессов как в период активного траппового магматизма, так и длительное время после его завершения. Лишь на участках значительного изгиба компетентных вулканогенных комплексов

возникают как бы вторичные (поверхностные) структуры растяжения. По своим амплитудам последние нередко существенно превосходят структуры растяжения, обусловленные глубинными причинами. Структуры сжатия, наоборот, часто вызваны поверхностными причинами и имеют ограниченное распространение.

Таким образом, региональные тектонические процессы в Тунгусской области траппового магматизма характеризуются несомненным господством общего растяжения в течение всего мезозойско-кайнозойского времени. Сжатие имело лишь локальное проявление в поверхностных горизонтах при благоприятных условиях. Образование описанных структур проходило на фоне преимущественно вертикальных тектонических движений, существенно отличающихся для периода траппового магматизма и после его завершения направлением и дифференцированностью. В течение первого из них определяющими были практически недифференцированные нисходящие движения, второго – дифференцированные восходящие. В совокупности зафиксированных к настоящему времени дислокаций нет признаков значительных горизонтальных взаимоперемещений отдельных частей Тунгусской области (микроплит) в течение всей мезозойско-кайнозойской истории. Судя по опубликованным работам, близкое соотношение структур растяжения и сжатия характерно и для большинства других областей активного траппового магматизма на древних платформах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 6. С. 1436 - 1440.
2. Олейников Б.В., Старосельцев В.С. Состав и генетические особенности спекшихся пирокластических образований трапповой формации // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970. С. 80 - 88.
3. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 259 с.
4. Старосельцев В.С. Клиновидные поствулканические грабены Тунгусской синеклизы // Сов. геология. 1990. № 8. С. 67 - 73.
5. Уокер Ф., Польшерват А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза // Геология и петрология трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. С. 8 - 182.

Рецензент: В.Н. Шолпо

Structures of Extension and Compression of the Tunguska Region of Trap Magmatism

V. S. Starosel'tsev

Analyzed are patterns of extension and compression formed in the Tunguska region in the period of strong trap magmatism and after it. The Meso-Cenozoic time is shown to be dominated by deep extension structures. Structures of compression are due to secondary causes, showing limited distribution in surface horizons. This territory is not known for lateral shifting of large blocks (microplates).

УДК 551.323.5/551.244

НИЗКОКАЛИЕВЫЕ ТОЛЕИТЫ КОНТИНЕНТОВ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

© 1993 г. В. С. Гладких, Г. С. Гусев

Институт минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов, Москва

Поступила в редакцию 27.03.92 г.

Среди континентальных платобазальтов обособляются три типа: низкокалийевые, умереннокалийевые и высококалийевые. Низкокалийевые базальты являются обязательным членом трапповых провинций Мира. По составам они наиболее близки к базальтам Т-типа СОХ и могут рассматриваться как их аналоги на континентах. Их родство подчеркивается формированием трапповых провинций в условиях расколов континентов и новообразования океанических бассейнов. Образование низкокалийевых базальтов континентов связано с селективным плавлением мантии, сходной с мантийным источником СОХ. В этом процессе ассимиляция корового материала не имела существенного значения.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы среди толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) выделяются две (базальты N- и E-типа [21, 49]) или три разновидности (базальты N-, T- и P-типа) [51]. В отличие от океанических, континентальные платобазальты почти всегда рассматриваются как относительно высококалийевые породы с устойчивыми петро- и геохимическими составами [19, 20, 35, 49].

Изучение ряда трапповых провинций: Сибирской (Тунгусская синеклиза Сибирской платформы), Воронежской (Восточно-Европейская платформа), Декана (Индийская платформа), Британо-Арктической (Гренландия, Фарерские острова) — позволило выявить среди континентальных платобазальтов широкое развитие базальтов с низкими содержаниями калия и редких элементов, что позволяет сопоставить их с океаническими [7, 25]. В связи с проведением геохимических исследований в Норильском районе Сибирской трапповой провинции, где установлены особенно мощные разрезы низкокалийевых толеитов, авторы поставили перед собой задачу всесторонне исследовать эти, во многих отношениях аномальные для континентальных областей, породы. В качестве основы для анализа послужили оригинальные материалы авторов по низкокалийевым толеитовым базальтам Норильского района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы и юго-восточной части Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы.

ГЕОЛОГИЯ НИЗКОКАЛИЕВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Низкокалийевые (K_2O менее 0.41 масс. %) толеитовые базальты установлены в большинстве

трапповых провинций Мира: Воронежской, Сибирской (Тунгусской), Карру, Парана, Деканской, Антарктической, Британо-Арктической (Фарерские острова, Шотландия, Восточная Гренландия), а также Марокко, Северной и Южной Каролины, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа. Следует отметить, что в областях современного континентального рифтогенеза отмечается лишь редкое присутствие низкокалийевых толеитов, например, Афарский рифт. В континентально-рифтовых сооружениях геологического прошлого низкокалийевые базальты установлены в немногих палеорифтах: в Вилъюском, сформировавшемся в девоне на Сибирском континенте [5], в Кивино (рифей) — на Северо-Американском континенте [35], в Бодайбинском (протерозой) — на Сибирском континенте.

Среди базитовых пород Восточно-Европейской платформы необычно низкое содержание K_2O (0.09 - 0.24 масс. %) характерно для позднедевонских базальтов (мамоновская свита), локализованных в юго-восточной части Воронежской антеклизы. Здесь низкокалийевые толеиты являются единственным типом вулканических пород, развитых на площади 560 км². Мощность покровов колеблется от 3 до 57 м [7]. Платобазальты мамоновской свиты по времени формирования совпадают с эпохой образования Днепровско-Донецкого палеорифта, располагаясь от него на расстоянии около 200 км. Однако, в пределах последнего основные породы представлены щелочными оливиновыми базальтами и их дифференциатами. Вместе с тем, низкокалийевые базальты занимают на Воронежской антеклизе сектор, расположенный примерно на таком же, как и от Днепровско-Донецкого палеорифта, расстоянии от Прикаспийской впадины (рис. 1а). Сейсмостратиграфические исследования показывают, что во

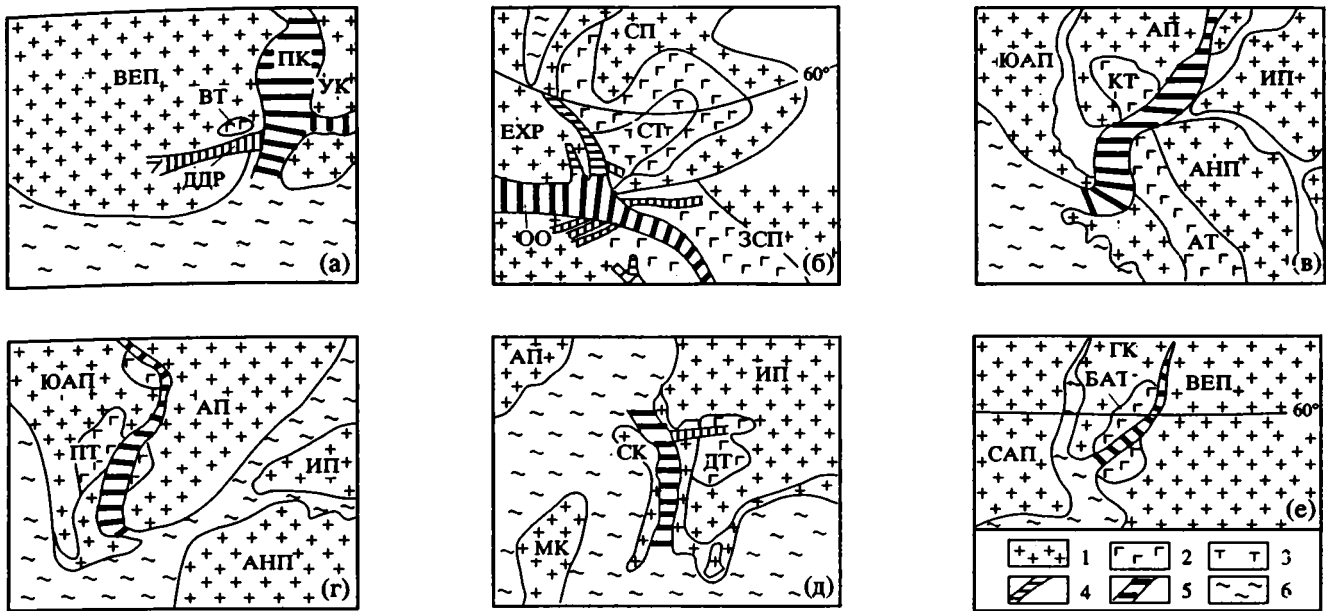


Рис. 1. Реконструкции геодинамических обстановок формирования разновозрастных трапповых провинций: (а) – Воронежской (поздний девон), (б) – Сибирской (поздняя пермь – ранний триас), (в) – Карру и Антарктической (ранняя юра), (г) – Параны (ранний мел), (д) – Деканской (ранний палеоген), (е) – Британо-Арктической (ранний кайнозой). Масштабы схем условные.

Буквы на схемах обозначают тапповые провинции: ВТ – Воронежская, СТ – Сибирская, АТ – Антарктическая, КТ – Карру, ПТ – Параны, ДТ – Декана, БАТ – Британо-Арктическая, и тектонические структуры: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ДДР – Днепровско-Донецкий рифт, ПК – Прикаспийская океаническая котловина, УК – Устьуртский континент, ЕХР – Енисей-Хатангский рифт, ЗСП – Западно-Сибирская плита, ОО – Обский океан, СП – Сибирская платформа, АП – Африканская платформа, АНП – Антарктическая платформа, ИП – Индийская платформа, ЮАП – Южно-Американская платформа, МК – Мадагаскарский микроконтинент, СК – Сейшельский микроконтинент, ГК – Гренландский микроконтинент, САП – Северо-Американская платформа.

1 – континенты, 2-3 – ареалы траппового магматизма (2 – всех типов пород, 3 – ареал низкокалийных толеитов в Сибирской провинции), 4-5 – структуры, связанные с трапповыми провинциями (4 – континентальные рифты, 5 – океанические рифты), 6 – океанические бассейны, сформированные в эпохи, предшествующие трапповому магматизму.

внутренних частях Прикаспийской впадины развиты маломощные верхнедевонско-нижневизейские образования депрессионного комплекса [4]. Его формирование связывается с заложением глубоководной океанической котловины. Предполагается, что Днепровско-Донецкий палеорифт и Прикаспийская океаническая котловина формировались в пределах трехлучевой рифтовой системы, в которой Днепровско-Донецкий палеорифт представлял собой отмерший луч, а Прикаспийская океаническая котловина образовалась на активных лучах [14]. Отсюда следует, что платобазальты мамоновской свиты в юго-восточном углу Воронежской антеклизы локализованы не случайно. Их генетическая связь с образованием Прикаспийского океанического бассейна более чем вероятна.

Широкое развитие толеитовых базальтов с пониженным содержанием K_2O (менее 0.41 масс. %) характерно для позднепермско-раннетриасовых траппов Сибирской (Тунгусской) провинции. Нашими исследованиями в ее северо-западной части (Норильский район) обнаружено, что низкокалийные толеитовые базальты слагают основную

часть разрезов верхних, недифференцированных, траппов, имеющих мощность около 2700 м. Так, в бассейне р. Микчангды низкокалийные толеиты слагают 110- и 420-метровые разрезы моронговской и мокулаевской свит соответственно, а в хараелахской свите их мощность достигает 300 м, при общей мощности свиты около 450 м. В центральной части Хараелахской мульды (реки Джангы, Верхняя Таловая, Хэчийдэх) разрезы кумгинской и самоедской свит общей мощностью более 800 м почти на 90% представлены низкокалийными базальтами, а в хараелахской свите (видимая мощность более 250 м) они являются преобладающим типом. В южной части Хараелахской мульды (вблизи Норильска, скв. СГ-9) основная часть разреза моронговской и мокулаевской свит (общая мощность около 1200 м) представлена низкокалийными толеитами [54]. Во всех разрезах верхних (недифференцированных) траппов Норильского района низкокалийные базальты переслаиваются с умеренно- и реже с высококалийными базальтами.

В нижних (дифференцированных) траппах Норильского района (общая мощность до 900 м)

низкокальцевые базальты известны только в надеждинской свите, слагающей верхнюю 500-метровую часть разреза [54].

Исследованиями Г.В. Нестеренко и его соавторов широкое развитие низкокальцевых толеитов установлено к юго-востоку от Норильского района – на плато Путорана [26]. Здесь на площади около 400 тыс. км² низкокальцевые толеитовые базальты (среднее содержание К₂О в 300 анализах составляет 0.29 масс. %) слагают большую часть (общая мощность около 1600 м) разреза, коррелируемого с верхними траппами Норильского района. Южнее плато Путорана низкокальцевые толеиты прослеживаются до левобережья Нижней Тунгуски, где они известны в 800-метровом разрезе (нидымская, кочечумская и ямбуканская свиты), также коррелируемом с верхними траппами Норильского района [9, 31].

В целом ареал низкокальцевых траппов, имея ширину 400 - 500 км, протягивается вглубь Сибирской платформы на расстояние до 1000 км. Мощность разрезов меняется: 2700 м в северной или краевой части (Норильский район), 1600 м в центральной части (плато Путорана) и 800 м в южной или внутриматериковой части. Все это выдвигает раннемезозойскую Сибирскую трапповую провинцию в уникальную область континентального низкокальцевого вулканизма.

Тектоническая природа Сибирских траппов трактуется неоднозначно. Одни исследователи связывают их образование с растрескиванием Карского свода [22], другие – с континентальным рифтогенезом [1, 11], а третьи – с рассеянным спредингом [17].

На палеотектонических реконструкциях, выполненных В.А. Федоренко, видно, что максимальные мощности Сибирских траппов раскрываются в северном направлении – в Енисей-Хатангский позднемезозойский прогиб, сформированный на месте раннемезозойского Енисей-Хатангского палеорифта [30]. В его западной части устанавливаются реликты палеоокеанического бассейна, соединяющегося с Обским палеоокеаническим бассейном [2, 3, 6, 14] (рис. 16). Принимая во внимание латеральные взаимосвязи и синхронность образования мы полагаем, что между Сибирскими траппами и палеоокеаническими структурами Западной Сибири существует зависимость, связанная с прохождением в раннем триасе Сибирского континента над периодически пульсирующим мантийным плюмажем Исландской горячей точки [24]. Эта гипотеза подтверждается анализом опубликованных палинспастических реконструкций, показывающих, что в координатах Исландской горячей точки формировались не только Сибирские траппы, но и меловые траппы Земли Франца-Иосифа, а также раннепалеогеновые траппы Британо-Арктической провинции.

Позднетриасово-раннеюрские толеитовые базальты в виде лавовых потоков, силлов и даек развиты в пределах Высокого Атласа и Антиатласа (Марокканское побережье Атлантики). В Высоком Атласе это преимущественно кварц-нормативные толеиты мощностью 50 - 150 м. Из 22 химических анализов толеитовых базальтов Марокко на долю низкокальцевых (К₂О 0.22 - 0.30 масс. %) приходится около 40%, а около 50% анализов составляют умеренно- и высококальцевые типы (максимальное содержание К₂О 1.16 масс. % [38]).

На Американском побережье Атлантики, в сегменте от Новой Шотландии до Южной Каролины также известны проявления толеитового магматизма: дайки, силлы и лавы, ассоциирующие с триасовыми континентальными осадками [39]. Возраст магматизма 180 - 200 млн. лет. С севера на юг состав толеитовых базальтов изменяется от кварц-нормативных до оливин-нормативных, а содержание К₂О варьирует от 0.98 масс. % (Новая Шотландия) через 0.66 - 0.62 масс. % (Нью-Джерси, Пенсильвания) до 0.28 - 0.33 масс. % (Северная и Южная Каролина). Эти магматические проявления, так же как и в Марокко, связываются с началом раскрытия Центральной Атлантики. При этом траппы Марокко, Северной и Южной Каролины формировались в едином ареале, поскольку в это время Северо-Американский континент составлял единое целое с Африканским [39].

Юрские (180 млн. лет) толеитовые базальты и долериты Карру относятся преимущественно к умеренно- и высококальцевому типу (среднее содержание К₂О 0.56 - 2.4 масс. %, [41, 55]). Вместе с тем в Лесото (регион Стормберг) траппы состоят из андезитов, высококальцевых базальтов (К₂О – 1.95 масс. %), и низкокальцевых базальтов (К₂О – 0.12 масс. %), а также базальтовых пород, промежуточных между этими крайними типами [42]. В моноклинали Лебомбо, расположенной в восточной части провинции Карру и простирающейся параллельно побережью Индийского океана на 760 км, развиты мощные разрезы (более 10 км) вулканических пород, составы которых изменяются от нефелинитов, пикритов и базальтов до трахиандезитов и риолитов. В нижней части разреза широко развиты породы переходные от низко- к умереннокальцевым базальтам (содержание К₂О изменяется от 0.36 до 0.41 масс. % [42, 43]).

В Антарктической провинции на Земле Виктории в платобазальтах, разновозрастных траппам Карру (179 ± 7 млн. лет), наряду с умеренно- и высококальцевыми базальтами известны и низкокальцевые (К₂О до 0.19 масс. %) [61]. На реконструкции (рис. 1в) траппы Карру и траппы Антарктиды составляют единую трапповую провинцию, образование которой предшествовало началу формирования Индийского океана, свя-

занного с расколом Гондваны и отделению Африки от Антарктиды [32].

Раннемеловые низкокалийные толеитовые базальты распространены на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа. На Шпицбергене они ассоциируются с умеренно и высококалийными базальтами [16], а на Земле Франца-Иосифа с умеренно-калийными базальтами [8]. Траппы Земли Франца-Иосифа, как и Сибирские формировались в палеокоординатах Исландской горячей точки. По возрасту они совпадают с раскрытием Канадской океанической котловины [32], а из палинотических реконструкций следует, что рассматриваемая трапповая провинция формировалась в непосредственной близости от Канадской котловины [27].

Среди платобазальтов Параны (Южно-Американский континент), занимающих площадь 1.2 млн. км², преимущественно развиты толеитовые базальты с умеренными или высокими содержаниями К₂О (0.7 масс. % и более), ассоциирующие с андезитобазальтами, риодацитами, риолитами. Низкокалийные базальты (К₂О – 0.07 – 0.3 масс. %) установлены в разрезе скважин, пробуренных вдоль Атлантического побережья. По петрогеохимическим параметрам среди них выделяются базальты сходные с толеитами N-MORB и P-MORB. Формирование траппов связывается с раздвижением Южной Атлантики [46] (рис. 1г).

В раннепалеогеновой Деканской трапповой провинции (Индийская платформа) низкокалийные трапповые базальты наиболее широко развиты в районе Махабалешвар (Западные Гаты). Здесь в разрезе мощностью около 1200 м среднее содержание К₂О изменяется от 0.19 масс. % (средняя свита) до 0.39 масс. % (верхняя свита). Нижняя часть разреза также толеитовая со средним содержанием К₂О 0.48 масс. % [44, 53]. Кроме того, низкокалийные толеиты (К₂О менее 0.3 масс. %) известны в северо-восточной (Сагар [33]) и юго-западной (Койна [60]) частях Деканской провинции. В лавовой толще района Койна (мощность около 600 м) содержание К₂О составляет 0.20 – 0.41 масс. % [60]. Низкокалийные толеиты известны и в других частях Деканской провинции, однако наиболее мощные разрезы характерны для западной части, прилегающей к побережью Индийского океана и в субширотной рифтовой зоне Нармада, т.е. там, где располагаются главные магмоконтролирующие структуры. Формирование траппов связывается с прохождением в начале палеогена Индостанского континента над мантийным плюмажем Реюньонской горячей точки [29] или с началом раскрытия Аравийского океанического бассейна [32] (см. рис. 1д).

Широкое распространение раннекайнозойских низкокалийных толеитов характерно для Британо-Арктической провинции. В Восточной Гренландии на площади более 54 тыс. км² разви-

ты толеитовые базальты со средней мощностью лавовых толщ около 3 км, отличающиеся высоким постоянством составов. При этом для них характерно высокое содержание железа и титана [63]. В районе залива Скорсби среди низкокалийных толеитов, развитых на площади 40 тыс. км², отмечаются умеренно- и высококалийные базальты. Однако их роль незначительна, поскольку из 441 химических анализов вулканических пород на низкокалийные приходится 83%, на умереннокалийные – 14%, на высококалийные – 2% [45].

Раннетретичные вулканические толщи Фарерских островов имеют мощность около 3 км. В них обособляются три серии: нижняя, представленная афировыми кварцевыми толеитами, средняя – кварцевыми толеитами с вкрапленниками плагиоклаза, верхняя – оливиновые толеиты. Содержание К₂О соответственно составляет 0.4; 0.4 и 0.3 масс. %. Судя по средним содержаниям, наиболее контрастными по составу являются базальты нижней и верхней серий. Первые обеднены магнием и алюминием, но содержат больше железа, титана и редких элементов [40, 58].

Третичные лавы острова Малл распространены на площади 830 км² и имеют мощность 1830 м. В них выделяются три серии: базальт-гавайит-муджиритовая (К₂О в базальтах – 0.131 масс. %), базальт-базальтовый гавайит-трахитовая (К₂О в базальтах – 0.451 масс. %), базальтовая серия (К₂О – 0.251 масс. %) [37].

Геодинамическая природа траппов Британо-Арктической провинции многими исследователями связывается с мантийным плюмажем Исландской горячей точки и последующим раскрытием Северной Атлантики [28] (рис. 1е).

Анализ имеющихся материалов по геологии низкокалийных толеитов показывает, что они являются постоянным членом трапповых провинций, являясь в Воронежской и в Восточно-Гренландской провинциях единственным типом пород. В Сибирской провинции они занимают лидирующее положение, а ассоциирующие с ними умеренно- и высококалийные толеитовые базальты играют подчиненную роль. Другие же типы пород (трахибазальты, пикритовые и субщелочные базальты) развиты в незначительных объемах. Низкокалийные базальты являются обычными породами в Деканской провинции и на Земле Франца-Иосифа. Меньше они распространены в провинциях Карру, Антарктиды и Параны.

Происхождение большинства трапповых провинций связывается с мантийными плюмажами горячих точек, последующим расколом континентов и новообразованием океанических бассейнов [23]. Связь низкокалийного базальтового магматизма траппов с последующим образованием океанических рифтов подчеркивается тем, что их наибольшие объемы во всех рассмотрен-

ных провинциях характерны для краевых зон, прилегающих к побережьям современных океанов или океанических бассейнов геологического прошлого.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

В большинстве трапповых провинций распространены базальты, содержания калия в которых изменяется от 0.1 масс. % до 1.5 масс. %, хотя содержания натрия достаточно постоянны и обычно не превышают 3%.

Анализ количества щелочей позволяет в зависимости от содержания K_2O и величины Na_2O/K_2O выделить среди платобазальтов три типа: 1) низкокалийевые (НК-толеиты) с $K_2O \leq 0.4$ масс. %, $Na_2O/K_2O > 6$, 2) умереннокалийевые (УК-толеиты) с $K_2O - 0.4 - 0.72$ масс. %, $Na_2O/K_2O - 3 - 6$ и 3) высококалийевые (ВК-толеиты) с $K_2O > 0.72$ масс. %, $Na_2O/K_2O - 2 - 4$ (рис. 2). Химические особенности выделенных типов рассмотрены с использованием диаграмм петрогенных окислов.

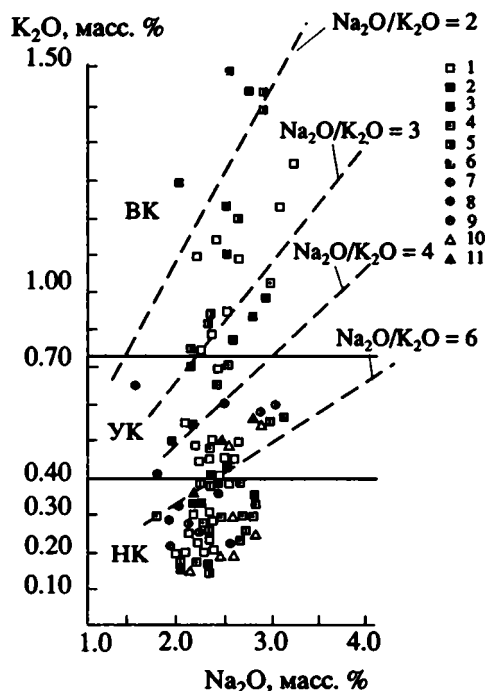


Рис. 2. Диаграмма Na_2O-K_2O для средних составов базальтов разновозрастных трапповых провинций:

1 – Сибирской (Тунгусской), 2 – Воронежской, 3 – Карру, 4 – Деканской, 5 – Параны, 6 – Британо-Арктической (Гренландия, Фарерские острова, остров Малл), 7 – Марокко, 8 – Северной и Южной Каролины, 9 – Антарктической, 10 – Шпицбергена, 11 – Земли Франца-Иосифа. Геохимические типы толеитовых платобазальтов: НК – низкокалийевый, УК – умереннокалийевый, ВК – высококалийевый.

На диаграмме $FeO(общ.)/MgO-TiO_2$ составы платобазальтов имеют величину FeO/MgO равную 1.0 - 2.4, хотя для преобладающей части пород она ограничивается значениями 1.4 - 2.0. Какой-либо тенденции к обособлению толеитов с различными содержаниями калия не наблюдается. Вместе с тем устанавливается, что фигуративные точки составов платобазальтов преимущественно располагаются в поле толеитов СОХ и на границе их раздела с островодужными базальтами с одной стороны и базальтами океанических островов – с другой.

Количество титана в НК-толеитах изменяется в интервале 0.5 - 3 масс. %, УК-толеитах – 0.6 - 3 масс. %, ВК-толеитах – 0.7 - 3.5 масс. %. В распределении титана, как и ряда других элементов, наблюдается значительные провинциальные различия. Можно говорить о тенденции, хотя и слабо намеченной, понижения содержания титана по мере возрастания концентраций калия, что противоречит тренду распределения титана и калия в толеитах древних платформ [20]. Отсутствие корреляционной зависимости между этими элементами, обладающими высокой подвижностью в процессе выплавления и дифференциации

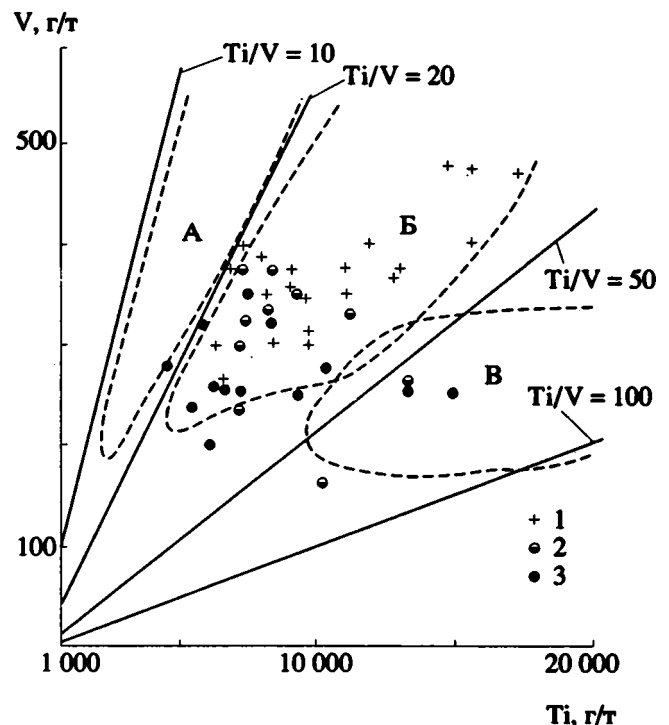


Рис. 3. Диаграмма $Ti-V$ для континентальных платобазальтов: 1 – низкокалийевых, 2 – умереннокалийевых, 3 – высококалийевых.

Буквами обозначены поля условий формирования базальтов: А – островодужных, Б – срединно-океанических хребтов, В – континентальных платобазальтов и океанических островов (по А. Ходдеру).

базальтовых расплавов возможно связано с тем, что флогопит в мантийном источнике сохраняется в остаточной фазе после выплавления толеитовых расплавов. Для большей части составов НК- и УК-толеитов величина TiO_2/K_2O превышает 2, а для ВК-толеитов менее 2.0. Следовательно, она и может рассматриваться как классификационный признак выделения высококалийевых толеитов.

Геохимические черты рассматриваемых базальтов анализировались при помощи двух и трехкомпонентных диаграмм. На диаграммах: Zr-Nb, Ti/Cr-Ni преобладающая часть толеитов располагается в поле базальтов СОХ (преимущественно N- и Т-типов) или же в непосредственной близости к ним.

Аналогичное положение занимают изученные породы на диаграмме V-Ti (рис. 3). Однако, фигуративные точки составов НК-толеитов, обогащенных ванадием, ложатся в верхней, а УК-толеитов и ВК-толеитов – в нижней половине поля базальтов СОХ. На диаграмме (рис. 4) точки составов НК- и УК-толеитов занимают поле базальтов N-типа СОХ, реже поля Р-типа СОХ, внутриплитных и островодужных базальтов. Породы ВК-типа попадают преимущественно в поле внутриплитных толеитов и щелочных базальтов. Выделенные типы достаточно четко различаются по величине Sr/Ba-K (рис. 5), а также по содержаниям рубидия и бария.

От НК-толеитов к УК- и ВК-толеитам содержания РЗЭ закономерно повышаются, особенно это характерно для легких лантаноидов. НК-толеиты обогащены легкими РЗЭ по сравнению с хондритом в 12 - 40 раз, УК-толеиты – в 30 - 50 раз, ВК-толеиты – в 50 - 90 раз, а тяжелыми РЗЭ в 10 - 14, 12 - 16 и 14 - 20 раз соответственно (рис. 6).

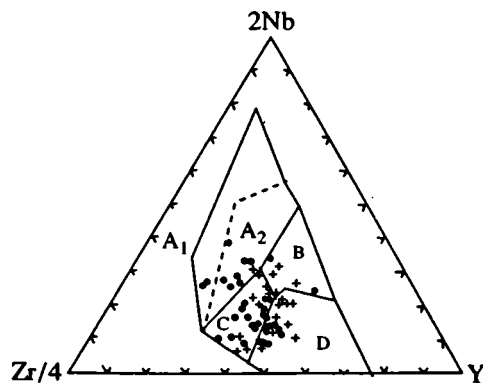


Рис. 4. Диаграмма Zr/4-2Nb-Y континентальных платобазальтов. Условные обозначения см. на рис. 3.

Буквами обозначены поля обстановок формирования пород разного состава [56]: A₁ – внутриплитные щелочные базальты, A₂ – внутриплитные толеитовые и щелочные базальты, B – базальты Р-типа MOR, C – внутриплитные толеитовые и островодужные базальты, D – базальты N-типа MOR.

НК-толеиты характеризуются субгоризонтальным распределением нормированных по хондриту РЗЭ, что практически идентично распределению РЗЭ в базальтах Т-типа СОХ и заметно отличается от распределения РЗЭ в базальтах N-типа СОХ. УК-толеиты имеют сравнительно пологий тренд распределения РЗЭ, но более крутой, чем в базальтах Т-типа СОХ. ВК-толеиты характеризуются относительно крутым трендом распределения РЗЭ, достаточно близким к базальтам Р-типа СОХ (рис. 6).

Проведенный выше анализ позволяет констатировать, что проблема геохимической и в определенной мере петрохимической специфики континентальных платобазальтов и океанических базальтов, в том числе СОХ, а также толеитов островных дуг не может считаться окончательно решенной, поскольку на ряде двух- и трехкомпонентных диаграмм ($FeO/MgO-TiO_2$, $TiO_2-P_2O_5$, Ti/Cr-Ni, Zr-Nb и Zr/Y-2Nb-Y) не устанавливается принципиальных различий между составами континентальных и океанических пород. Это указывает на невозможность их применения для оценки геодинамических условий формирования континентальных толеитов.

Анализ особенностей химического состава и распределения редких элементов в НК-, УК- и ВК-толеитах позволяет, основываясь на распределении K_2O , Rb, Ba, РЗЭ, Ti/K и Sr/Ba, установить петрохимическую и геохимическую специфику и обособить их среди сообщества континентальных платобазальтов. Другие петрогенные и редкие элементы делают выделение типов в значительной мере неопределенным. Это обстоятельство связано с широкими вариациями в химическом составе и содержании редких элементов между отдельными вулканическими провинциями, что препятствует обособлению толеитов с различным

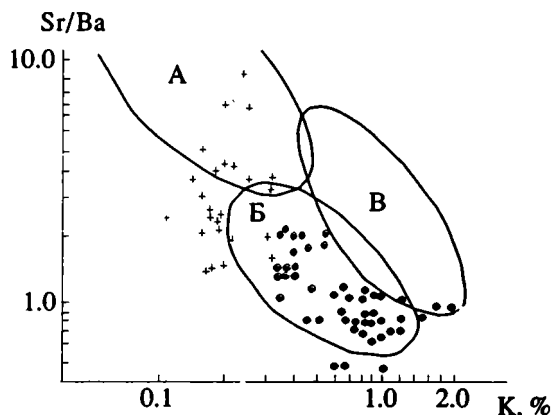


Рис. 5. Диаграмма K-Sr/Ba для континентальных платобазальтов. Условные обозначения см. на рис. 3.

Буквами обозначены поля базальтов (по Д. Роберту): А – океанических, Б – континентальных, В – щелочных.

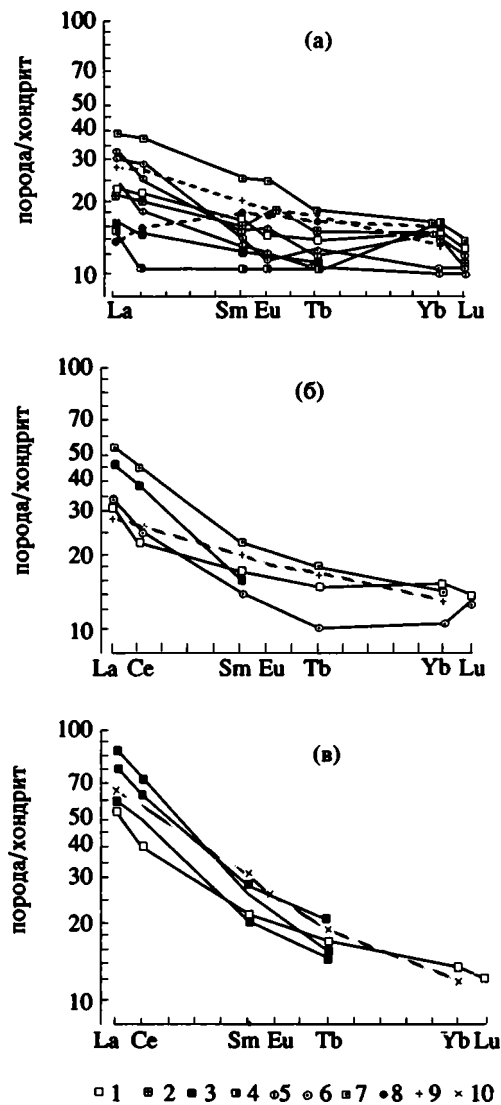


Рис. 6. Нормализованные по Хондриту распределения РЗЭ в низкокальциевых (а), умереннокальциевых (б) и высококальциевых (в) базальтах трапповых провинций.

Фигуративные точки средних составов базальтов трапповых провинций: 1 – Сибирской, 2 – Воронежской, 3 – Карру, 4 – Параны, 5 – Марокко, 6 – Антарктической, 7 – Деканской, 8 – N-типа СОХ, 9 – Т-типа СОХ, 10 – Р-типа СОХ.

содержанием калия. Поэтому представляется, что тренды изменения содержаний петрогенных и редких элементов в НК-, УК- и ВК-толеитах более корректно рассмотреть на примере отдельных вулканических областей, исключив влияние межпровинциальных геохимических особенностей. Эволюционные тренды Норильского района являются наиболее представительными, так как вся триада базальтов имеет общую геолого-структурную позицию. Эти же критерии приняты и при выборе других провинций: Махабалешвар (Декан), Карру, Марокко, Бразилии (табл. 1).

Петрохимические тренды в ряду НК-, УК- и ВК-толеитов отличаются устойчивым накоплением калия и незначительным – кремнезема (за исключением Марокко). Поведение титана, алюминия, магния, натрия в этом случае остается неопределенным.

По характеру геохимических трендов среди редких элементов можно выделить 4 типа:

1 – некогерентные: рубидий, барий, торий, лантан, церий, цирконий, ниобий, гафний, самарий, концентрации которых возрастают в указанной последовательности; отчасти к этой группе примыкает стронций, содержания которого увеличиваются только в ВК-типе; 2 – иттрий, иттербий характеризуются постоянством распределения; 3 – скандий, ванадий, содержания которых уменьшаются от НК- к ВК-типу; 4 – никель, кобальт, хром характеризуются различными трендами распределения.

Трудно представить, что тенденции в накоплении некогерентных литофильных элементов связаны с различными степенями дифференциации всех трех типов толеитов Норильской провинции, НК- и ВК-толеитов Карру, НК- и УК-толеитов Декана поскольку по величине индекса кристаллизации Х. Куно ($ИК = 100 MgO: (MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O)$) они не различаются (табл. 1). Более того, в провинции Махабалешвар в ВК-толеитах величина ИК является максимальной по сравнению с другими типами. Вероятно, более правдоподобно допущение, что наблюдаемые геохимические различия могут определяться двумя неальтернативными факторами: геохимической гетерогенностью верхнемантийного субстрата или процессом непрерывной дифференциации магматического расплава в периодически подпитываемом и периодически опорожняющемся магматическом очаге (механизм, предложенный О'Хара и Мэтьюзом [59]). В НК- и ВК-толеитах Гренландии и НК-, УК- и ВК-толеитах Марокко, судя по изменению величины ИК, тренд распределения редких элементов, наряду с указанными выше факторами, может быть связан с различной степенью дифференциации, что в полной мере относится и к N-, T-, R-типам базальтов СОХ.

Роль дифференциации в перераспределении петрогенных и редких элементов может быть прослежена на примере базальтовой (НК- и ВК-толеиты) серии Кохала [45], в которой при переходе от низко- к высококальциевому типу (ИК 35 и 28 соответственно) происходит накопление титана, щелочей, рубидия, бария, стронция, церия и уменьшение – магния, хрома, никеля. Близкая тенденция отмечается и в породах острова Маврикия [36].

Таблица 1. Химический состав (масс. %) и содержание редких элементов (г/т) в толетитовых базальтах континентов, срединно-океанических хребтов (СОХ) и океанических островов

	I			II		III			IV		V			VI		СОХ		
	1	2	3	1	3	1	2	3	1	3	1	2	3	1	3	N-тип	T-тип	P-тип
SiO ₂	49.26	49.86	51.83	51.48	52.84	49.0	49.71	51.0	50.06	52.27	52.26	51.50	52.44	48.72	48.23	50.12	50.03	49.60
TiO ₂	1.24	1.30	1.40	1.64	1.44	2.31	2.11	1.22	1.84	2.24	1.44	1.22	1.27	2.49	2.93	1.44	1.64	2.64
Al ₂ O ₃	15.77	15.88	15.69	14.47	14.87	14.3	13.64	15.17	14.55	15.45	14.30	14.38	13.98	14.74	14.84	16.24	16.29	15.23
Fe ₂ O ₃	12.45	11.98	10.87	12.44	12.32	15.0	14.7	12.06	11.86	10.53	2.69	1.56	2.7	-	-	-	-	-
FeO*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.33	9.09	10.62
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.19	9.02	7.47	12.13	12.08	-	-	-
MnO	0.26	0.19	0.16	0.17	0.17	0.21	0.18	0.15	0.20	0.16	0.19	0.18	0.18	0.20	0.18	0.17	0.16	0.18
MgO	7.08	7.11	6.55	6.0	5.51	6.21	6.37	7.2	7.04	6.0	7.94	7.84	7.09	7.83	6.12	7.88	7.27	6.53
CaO	11.39	10.99	9.69	9.86	9.27	10.55	10.11	10.04	11.97	9.62	11.27	11.67	9.78	10.24	10.75	11.53	11.26	9.38
Na ₂ O	2.16	2.34	2.64	2.86	2.55	2.42	2.37	2.24	2.06	2.37	2.22	1.93	2.27	2.30	2.83	2.72	2.81	3.38
K ₂ O	0.18	0.48	1.02	0.36	0.78	0.20	0.48	0.74	0.18	1.17	0.27	0.53	1.08	0.17	0.72	0.19	0.42	1.04
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.17	0.16	0.25	0.21	0.24	0.11	0.18	0.22	0.16	0.15	0.19	0.27	0.41	0.15	0.18	0.45
Rb	4.2	9.5	22.7	9	19	4.9	14.4	22	2.9	26.5	13.2	12.7	30.5	1.7	12.9	3.5	7.4	14.4
Sr	236	240	362	249	316	217	215	172.5	193	310	170	155	211	325	529	129	208	417
Ba	93	136	316	147	295	82.8	144.7	187	91.5	204	79	133	200	91.4	221	24	71	175
Zr	97	108	149	127	134	137	150.2	96.5	104	139	91	89	123	-	-	102	116	174
Hf	3.3	3.0	3.6	-	-	4.0	4.6	2.9	-	-	2.4	2.2	3.2	-	-	-	-	-
Nb	3.9	4.5	9.6	4	5	10.5	11.3	5	8.5	14.5	6.9	7.1	11.0	-	-	3.4	10.5	31.0
Th	1.8	1.8	3.5	-	-	1.7	2.4	3.9	1.4	4.3	1.5	1.6	2.9	-	-	-	-	-
Y	25.1	24.3	25.6	33	29	35.6	36.2	28	30	27	28	32	30	-	-	35	29	31
La	7.5	9.0	17.5	-	-	12.4	17.2	14.1	5.6	14.5	8.6	7.8	13.4	-	-	4.3	8.8	22
Ce	16.7	18.7	33.9	-	-	30.3	35.4	29.6	13.4	32.7	18.5	18.2	27.8	32	50	13.2	21.6	49.4
Sm	3.4	3.5	5.1	-	-	5.7	6.7	4.0	-	-	3.0	3.28	3.7	6	7.5	3.7	3.9	6.1
Eu	1.0	1.1	1.4	-	-	1.92	2.1	1.28	-	-	1.0	1.06	1.1	2.2	2.7	1.4	1.4	2.1
Tb	0.66	0.65	0.4	-	-	1.13	1.22	0.76	-	-	0.6	0.7	0.64	-	-	0.9	0.8	1.0
Yb	2.5	2.4	2.4	-	-	3.2	3.2	2.5	-	-	2.2	2.8	2.1	2.3	2.4	3.4	2.8	2.8
Sc	45	42	33	-	-	-	-	-	42.2	32.5	40	42.7	33	-	-	36.9	34.4	31.3
Ni	42	43	63	205	76	80.3	109	150	90	71.0	86	81	85	195	85	135	122.3	88.8
Co	48	46	39	-	-	-	-	-	-	-	47	48	46.5	45	41	45.4	45.6	47.5
Cr	102	126	159	388	136	-	-	-	239	220	213	190	164	373	142	288	288	163
V	366	318	237	-	-	-	-	-	324	263	290	317	274	336	307	263	242	251
ИК	32	32	31	27	26	26	26.6	31.3	33	30	39	37.5	34.4	35	28	39.1	37.3	30.6
n	89	111	62	12	37	58	29	2	11	4	10	3	6	11	5	34	12	9

Примечания. 1 - 3 - толиты трапповых провинций: 1 - низкокалийевые, 2 - умереннокалийевые, 3 - высококалийевые. Римскими цифрами обозначены провинции: I - Сибирская (Норильский район), II - Карру, III - Деканская (район Махабалишвар), IV - Британо-Арктическая (северо-восточная Гренландия), V - Марокканская, VI - Гавайи (серия Кохала), СОХ - базальты срединно-океанических хребтов; ИК - индекс кристаллизации, n - количество проб.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В НИЗКОКАЛИЕВЫХ ТОЛЕИТАХ

Распределение петрогенных окислов в низкокалиевых толеитах рассматривается относительно индекса кристаллизации (ИК), величина которого варьирует от 43 до 25.

Содержания кремнезема в преобладающей части средних составов составляет 48 - 52 масс. % (табл. 2). Относительно обеднены этим окислом породы плато Этендеки (провинция Карру), Фарерских островов и о. Малл, а повышенные содержания отмечаются в толеитах Анти-Атласа и Антарктиды.

Концентрации титана связаны обратной корреляционной зависимостью с ИК и изменяются в широком интервале (TiO_2 0.5 - 2.0 масс. %). К низкотитанистому типу ($TiO_2 < 0.7$ масс. %) относятся породы Северной и Южной Каролины, к высокотитанистому – Анти-Атласа, Гренландии.

Содержания алюминия изменяются в интервале 13.7 - 16.4 масс. %. Его повышенные количества характерны для пород Северной и Южной Каролины, Антарктиды и о. Малл, а пониженные – Махабалешвара, Гренландии, Шпицбергена.

Содержания суммарного железа изменяются от 8.8 масс. % до 15 масс. %. Низкие его количества – (9 - 10.1 масс. %), сопоставимые с содержанием в среднем базальте СОХ отмечаются в породах Марокко и Антарктиды, а к высокожелезистым относятся базальты Махабалешвара и Шпицбергена. В распределении суммарного железа, как и титана, отмечается обратная корреляционная зависимость с ИК.

Концентрации магния в породах составляют 6 - 10.9 масс. %, хотя для преобладающей части провинций они ограничиваются более узким интервалом (6 - 8 масс. %). К наиболее магнизальным разностям ($MgO > 8$ масс. %), сопоставимым со средним базальтом СОХ, относятся породы Северной и Южной Каролины, Бразилии, Фарерских островов и о. Малл, низкомагнезиальный тип ($MgO < 7$ масс. %) отмечается в Декане, Карру, Шпицбергене. Между содержаниями магния и величиной ИК устанавливается прямая корреляционная зависимость.

Кальций – наименее вариабельный элемент. Его количества варьируют от 10 масс. % и в большинстве провинций сопоставимы со средним базальтом СОХ.

Содержания натрия изменяются в интервале 1.8 - 3.3 масс. %, что соответствует среднему базальту СОХ. Породы Антарктиды, Фарерских островов незначительно обеднены этим элементом, а базальты провинции Амбахор (Декан) – обогащены. Намечается слабая отрицательная корреляция между величинами натрия и ИК.

Концентрации рубидия в породах большинства провинций варьируют от 2.9 до 9 г/т. Наибо-

лее низкие содержания отмечаются в базальтах Гренландии, высокие – в породах Антарктиды. Базальты Махабалешвара, Норильского района, Воронежской антеклизы, о. Малл сопоставимы по содержаниям этого элемента со средним базальтом СОХ. Величина K/Rb изменяется от 140 до 533, достигая максимальных значений 772 в толеитах Гренландии.

Содержания бария в породах большей части провинций составляют 55 - 159 г/т. В провинции Карру породы обогащены барием и, напротив, заметное обеднение отмечается в породах Фарерских островов. Величины K/Ba отношений изменяются от 12 до 32, что несколько ниже величины этого отношения для среднего базальта СОХ. Максимальные значения характерны для базальтов Койны (Декан), а минимальные – для пород Южного Лебомбо.

В большинстве провинций величины отношений Rb/Ba меньше 0.08, то есть аналогичных значений в среднем толеите СОХ и только в 4 провинциях (Анти-Атлас, Бразилия, Койна и Антарктида) оно изменяется в интервале 0.1 - 0.2. Распределение стронция менее контрастно. В большинстве провинций содержания этого элемента составляют 110 - 328 г/т. Наиболее низкие содержания характерны для пород Антарктиды, а максимальные, как и бария – для базальтов Южного Лебомбо. Величины Rb/Sr отношения изменяются в интервале 0.01 - 0.07 и только в высококремнистых породах Антарктиды достигают 0.17. Средняя величина Rb/Sr отношения (0.04) примерно вдвое выше таковой в базальтах СОХ, но близка к величинам в примитивной мантии ($Rb/Sr = 0.029$).

В большей части провинций концентрации циркония не превышают 110 г/т, что сравнимо с содержанием его в среднем базальте СОХ. В отдельных районах Декана, Карру и юго-восточной Гренландии содержания циркония повышается до 150 г/т. Концентрации гафния изменяются от 1.5 г/т до 4 г/т, при постоянстве величины отношения Zr/Hf 29 - 37. Ниобий характеризуется достаточно контрастным распределением. В большей части провинций его содержания составляют 1.7 - 5 г/т (Антарктида, Карру, Норильский район, Воронежская антеклиза, о. Малл), а свыше 6 г/т – в остальных провинциях. Максимальные концентрации отмечаются в породах Койны (Декан). В соответствии с колебаниями количеств ниобия изменяются величины Zr/Nb отношения: в провинциях с низкими содержаниями ниобия – 25 - 68, с повышенными – 9 - 20.

В большинстве провинций концентрации тория составляют 1.0 - 1.8 г/т и только в толеитах Антарктиды повышаются до 4.5 г/т. Распределения иттрия, скандия, кобальта и ванадия в рассматриваемых породах достаточно постоянны. Отмечается прямая корреляционная зависимость между цирконием и иттрием. Величины Zr/Y отношений

Таблица 2. Средние содержания петрогенных (масс. %) и редких элементов (г/г) в низкокалиевых толеитовых базальтах континентов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	49.26	49.11	49.38	48.77	51.98	52.39	51.14	51.68	51.48	46.91	53.36	54.04	49.10	49.39	49.61	50.19	49.52	48.78	50.06	48.88	47.40	47.13	49.40
TiO ₂	1.24	1.85	0.68	0.65	1.06	1.67	0.83	1.26	1.69	1.31	0.54	0.62	1.50	2.03	1.03	2.19	2.21	2.24	1.89	2.58	1.40	1.58	1.37
Al ₂ O ₃	15.77	14.37	16.41	15.10	14.68	14.13	15.65	14.53	14.47	15.42	16.29	15.43	13.70	14.60	15.08	14.20	14.36	13.92	14.55	13.70	14.80	16.10	15.21
Fe ₂ O ₃	2.06	5.16	10.84	11.55	1.86	3.05	10.48	12.29	12.94	12.85	1.46	1.52	4.40	4.99	-	3.95	5.56	15.00	-	5.23	4.10	3.66	7.39
FeO	10.39	7.64	-	-	7.77	6.95	-	-	-	-	7.52	7.79	10.90	8.48	10.09	8.80	7.89	-	11.86	8.69	8.60	9.09	4.96
MnO	0.26	0.19	-	-	0.16	0.20	0.16	0.17	0.17	0.19	0.18	0.17	0.10	0.19	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.16
MgO	7.08	7.46	9.92	10.95	8.11	7.87	7.53	6.61	6	7.94	6.78	6.95	6	6.36	8.23	6.53	6.06	6.25	7.04	6.56	9.60	9.05	7.93
CaO	11.39	11.60	10.34	10.53	11.97	10.97	11.30	10.53	9.86	12.65	11.66	11.18	11.40	11.15	11.80	10.65	10.39	10.39	11.97	11.25	11.80	10.02	10.95
Na ₂ O	2.16	2.30	2.15	2.11	1.96	2.33	2.34	2.35	2.86	2.24	1.91	1.80	2.60	2.24	2.52	2.72	3.30	2.35	2.06	2.33	1.80	2.73	2.24
K ₂ O	0.18	0.17	0.28	0.34	0.29	0.26	0.41	0.40	0.36	0.36	0.22	0.42	0.30	0.33	0.19	0.32	0.26	0.19	0.18	0.27	0.30	0.25	0.26
P ₂ O ₅	0.17	0.20	-	-	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16	0.13	0.08	0.08	-	0.25	0.11	0.23	0.26	0.19	0.18	0.28	-	0.15	0.12
Rb	4.20	3.90	-	-	9	15	6.40	8.50	9	10	8	25	-	-	9	8	-	4.90	2.90	2.90	-	3.90	6
Ba	93	84	-	-	92	74	159	134	147	122	120	149	-	-	85	55	-	82.80	91.50	69	20	71	93.40
Sr	236	321	-	-	178	166	189	251	249	246	110	143	-	-	162	210	-	217	193	289	150	328	228
Zr	97	78	-	-	76.60	97	71	110	127	75	83	94	-	-	77	139	-	137	104	153	110	116	109.70
Hf	3.30	2.50	-	-	2.10	2.60	-	-	-	1.47	-	-	-	-	-	4	-	4	-	-	-	-	3
Nb	3.90	2.80	-	-	6.10	7.30	2.70	2.20	4	8.30	4	5	-	-	6.50	14.20	-	10.90	8.50	10.40	-	1.70	5.90
Th	1.80	1.50	-	-	1.10	1.70	-	-	-	1	4	4.50	-	-	1.10	1.10	-	1.70	1.40	-	-	-	1.70
Y	25.10	28	-	-	23.70	29.20	21.70	26.50	33	21	21	20	-	-	27.30	28	-	35	30	32	-	23	28.40
La	7.50	6.60	-	-	7.10	9.20	-	-	-	5	9.42	9.81	-	-	4.70	11.80	-	12.40	5.60	-	5.20	-	6.87
Ce	16.70	16.60	-	-	15	20	-	-	-	12.80	24	21	-	-	10.50	30.90	-	30.30	13.40	-	-	-	16.40
Sm	3.40	3.50	-	-	2.60	3.20	-	-	-	2.55	2.90	3	-	-	2.70	5.30	-	5.70	-	-	3.80	-	3.46
Eu	1	1.40	-	-	0.88	1.10	-	-	-	-	0.78	0.77	-	-	0.94	1.80	-	1.90	-	-	1.30	-	1.12
Tb	0.66	0.74	-	-	0.49	0.62	-	-	-	0.51	0.58	0.49	-	-	0.54	0.90	-	1.30	-	-	0.93	-	0.70
Yb	2.50	2.30	-	-	1.80	2.40	-	-	-	-	1.75	1.80	-	-	3	2.70	-	3.20	-	-	2.50	-	2.45
Sc	45	56	-	-	37	41	-	-	-	-	-	-	-	-	50	37	-	-	42.20	-	-	-	45.80
Ni	92	92	-	-	90.30	83.70	116	67	205	141	79	94	-	-	88	90	-	80	90	78	260	165	109
Co	48	48	-	-	45	47.30	-	-	-	-	-	-	-	-	77	45	-	-	-	46	60	57	54
Cr	102	119	-	-	214	212	415	279	388	158	185	135	-	-	247	181	-	-	239	148	430	288	225
V	366	340	-	-	279	295	-	-	-	327	206	214	-	-	-	367	-	-	324	338	290	318	337
N проб	89	22	93	15	3	7	13	1	12	5	3	5	1	11	7	8	1	58	11	23	23	7	396

Примечания. Средние содержания в трапповых провинциях: 1 – Сибирской (Норильский район); 2 – Воронежской [7]; 3 – 4 – Северной (3) и Южной (4) Каролины [39]; 5 – 6 – Высокого Атласа (5) и Антиатласа (6) [38]; 7 – 10 – Карру (7 – базальт типа Омега [41], 8 – южное Лембombo [41], 9 – Себи-Ривер [43], 10 – плато Этендека [55]); 11 – 12 – Антарктической [61]; 13 – Шницбергена [16]; 14 – Земли Франца-Иосифа [8]; 15 – Параны [46]; 16 – 18 – Деканской (16 – Койна [60], 17 – Амбахат [60], 18 – Махалешвара [44, 53]); 19 – 22 – Британо-Арктической (19 – северо-восточной Гренландии, 20 – юго-восточной Гренландии [63], 21 – Фарерских островов [40, 58], 22 – острова Малл [37]); 23 – средний низкокалиевый толеит континентальных платобазальтов; N – количество проб.

изменяются в интервале 2.8 - 4.1 и только в отдельных районах они повышаются до 5. Величины же Y/Nb отношений варьируют в большинстве провинций от 3 до 8.

Содержания никеля составляют 60 - 100 г/т. Повышенные его концентрации (140 - 200 г/т) характерны для отдельных районов Карру, Фарерских островов и острова Малл. В большинстве провинций величины Ni/Co отношений составляют 1.5 - 2.9. Пониженные значения свойственны толеитам Бразилии, а повышенные – толеитам Фарерских островов. Содержания хрома изменяются от 135 г/т (Антарктида) до 430 г/т (Фарерские острова).

Между содержанием никеля, кобальта и величиной ИК намечается слабая корреляционная зависимость, а между концентрациями ванадия и значениями ИК – отчетливо обратная. Какой-либо зависимости между величинами количеств скандия, хрома, с одной стороны, и ИК – с другой, не устанавливается.

Наиболее контрастными содержаниями редкоземельных элементов обладают породы Бразилии и Декана. Для первых характерны пониженные, для вторых – повышенные. В породах других провинций различия в содержаниях РЗЭ незначительны. Отмечается замечательное постоянство величин Ce/La отношения, которые изменяются в интервале 2.1 - 2.6. Величины La/Yb отношений также достаточно постоянны (3 - 4). Исключение представляют толеиты Бразилии (1.6) и Антарктиды (5.4).

Таким образом, проведенный сравнительный анализ показывает заметные колебания содержания петрогенных и редких элементов в средних составах низкокалийевых платобазальтов. В первую очередь, сказанное относится к поведению концентраций оксидов магния и железа, обладающих наибольшей вариабельностью. Несомненно, что определяющим фактором в их распределении является дифференцированность магматического расплава, о чем свидетельствует корреляционная зависимость между содержания-

ми магния, железа и величиной ИК. Отчасти это положение применимо к титану и натрию. Однако, наблюдаемая контрастность в распределении редких элементов не может быть обусловлена дифференциационным процессом и, вероятно, связана с латеральной геохимической неоднородностью мантийного субстрата.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ НИЗКОКАЛИЕВЫХ БАЗАЛЬТОВ КОНТИНЕНТОВ

Петрохимические и геохимические различия в однотипных породах континентов и океанов в основном обусловлены: 1 – различным составом верхнемантийного субстрата, 2 – различной глубиной генерации магм, 3 – взаимодействием первичных мантийных магм с веществом континентальной сиалической коры [10].

Состав верхнемантийного субстрата платобазальтов может определяться только по косвенным признакам – по характеру распределения петрогенных и редких элементов. Величина значений ИК низкокалийевых толеитов показывает, что в большинстве провинций они формировались из расплавов, отвечающих различной степени дифференциации. К ним в полной мере относится положение о том, что в континентальных условиях химический состав базальтовых магм определяется процессами во внутрикоровых магматических очагах и не зависит от дифференциации на более значительных глубинах [59].

Расчеты показывают, что образование среднего толеитового базальта Воронежской антеклизы связано с выделением 25% оливина и пироксена (в соотношении 4 : 1) из первичной магмы с величиной $M = 71$ и близкой по содержаниям главных петрогенных оксидов к расплаву, образованному при 25 - 32% экспериментального селективного плавления пиролита при давлении 15 кбар [50]. Выделение оливина и пироксена из первичных магм должно привести к уменьшению в расплаве магния, железа, кальция, никеля, хрома и, в меньшей степени, средних и тяжелых лантаноидов.

Формирование толеитовых базальтов в условиях мощной континентальной коры должно способствовать их более глубокой дифференциации по сравнению с океаническими аналогами.

Средний состав низкокалийевых толеитов континентов включает в себя больше железа, ванадия и меньше натрия, фосфора, иттербия относительно средних составов N-, T- и P-типов СОХ. По содержанию кремнезема, титана, алюминия, магния, кальция, циркония, самария, европия, тербия, иттрия, никеля и хрома соответствует N-типу, а по концентрациям калия, рубидия, лантана и церия являются переходными разностями между N- и T-типами, по количествам бария и стронция – между T- и P-типами (рис. 7). Таким

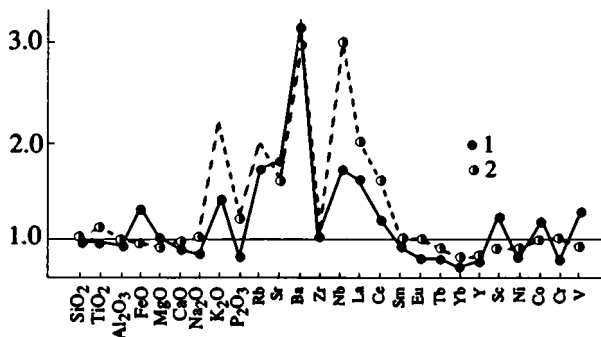


Рис. 7. Многоэлементная диаграмма низкокалийевых базальтов континентов (1) и T-типа СОХ (2), нормированные по базальту N-типа СОХ.

образом, представления об истощенном (океаническом) и неистощенном (континентальном) составе мантийного субстрата [13] не могут быть приняты в целом, хотя наличие отдельных специфических петрохимических и геохимических черт не вызывает сомнения.

Общее состояние проблемы ассимиляции магмами континентальных базальтов корового материала уже обсуждалось [62]. Можно констатировать отсутствие более или менее определенных критериев, способствующих решению этой проблемы. В конкретных вулканических провинциях, где развиты низкокалийевые платобазальты, в которых по мнению К.Г. Кокса [43] контаминированная базальтовая магма содержит больше калия, рубидия, бария, кремнезема, но обеднена железом и титаном. Им же допускается, что в вулканической провинции Карру только базальты Южного Лебомбо несут в себе признаки контаминации. Детальные исследования этой проблемы проведены в Деканской трапповой провинции [44, 53]. Тщательное изучение химизма, распределения редких элементов и изотопии пород ассоциации Махабалешвар позволило в 1200-метровой вулканической толще выделить пять формаций и установить, что только в одной из них (нижней) отмечаются повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений и увеличены содержания калия, рубидия, бария, тория, при пониженных концентрациях циркония, ниобия, иттрия. Это послужило основанием допустить вероятность контаминации корового материала (гранит, габбро в объеме около 6%) породами нижней свиты. Возможность ассимиляции корового материала (23% тоналитов и 2.5% габбро) родоначальной магмой Норильского района, соответствующей составу мокулаевской свиты, допускается для Норильского района [54]. В результате процесса ассимиляции образуется магма, отвечающая среднему составу надеждинской свиты (табл. 3).

Необходимо учесть, что наблюдаемые различия в содержании петрогенных и редких элементов в породах свит в полной мере соответствуют таковым для средних составов высоко- и низкокалийевых толеитов Норильского района (табл. 1). Отсюда возникает необходимость допущения, что базальты с высоким содержанием калия

представляют результат ассимиляции материала коры, а так как подобные породы развиты в составе, по крайней мере, шести свит, то процесс ассимиляции должен происходить многократно, что маловероятно. В вулканической ассоциации Марокко отмечается слабое увеличение величин Rb/La , Th/La отношений в отдельных пробах базальтов, что также связывается с возможной ассимиляцией корового материала [38]. При этом подчеркивается локальность процесса и незначительность изменений химического состава и распределения редких элементов. В качестве основного эффекта ассимиляционного процесса принимается обогащение базальтовой магмы калием при инертности натрия. Это находится в противоречии с результатами экспериментальных работ, которые показывают, что натрий в процессе ассимиляции является более подвижным элементом по сравнению с калием [65].

Что же касается фактора разноглубинности генерации первичных магм континентальных и океанических базальтов, то, как показывают экспериментальные данные и результаты модельных расчетов по распределению редких элементов и, в первую очередь, лантаноидов [21, 47], выплавление первичных магм как океанических, так и континентальных реализуется при близких давлениях – около 20 кбар.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

В решении проблемы генетической природы траппового магматизма наметилось два основных направления. Первое развивает представления о самостоятельности континентального платобазальтового магматизма, а их происхождение связывается: 1 – с самостоятельным эндогенным режимом древних платформ [20], 2 – с континентальным рифтогенезом [1, 11, 22], 3 – с рассеянным спредингом континентальной коры [17, 18].

Второе направление, основы которого были разработаны В. Морганом [57], а позднее дополнены Е.Г. Мирлиным [23] и К. Сейфертом [28], базируется на генетических связях траппового магматизма с теми горячими точками, мантийные плюмажи которых локализованы ныне в осевых

Таблица 3. Содержание петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в базальтах мокулаевской (1) и надеждинской (2) свит

	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Ni	Cu	Cr	Co	Sc	V
1	48.08	1.21	12.87	6.83	11.37	2.02	0.30	105	141	181	44	37	265
2	51.75	0.98	10.70	6.11	10.32	2.31	0.83	38	66	115	36	32	218
	Zn	Rb	Sr	Zr	Nb	Th	Ta	Hf	La	Ce	Sm	Yb	
1	103	4	206	90	4.5	1.0	0.26	2.43	6.9	16.5	3.21	2.36	
2	93	20	240	125	9.1	3.1	0.52	3.33	16.6	35.7	3.91	2.24	

180°

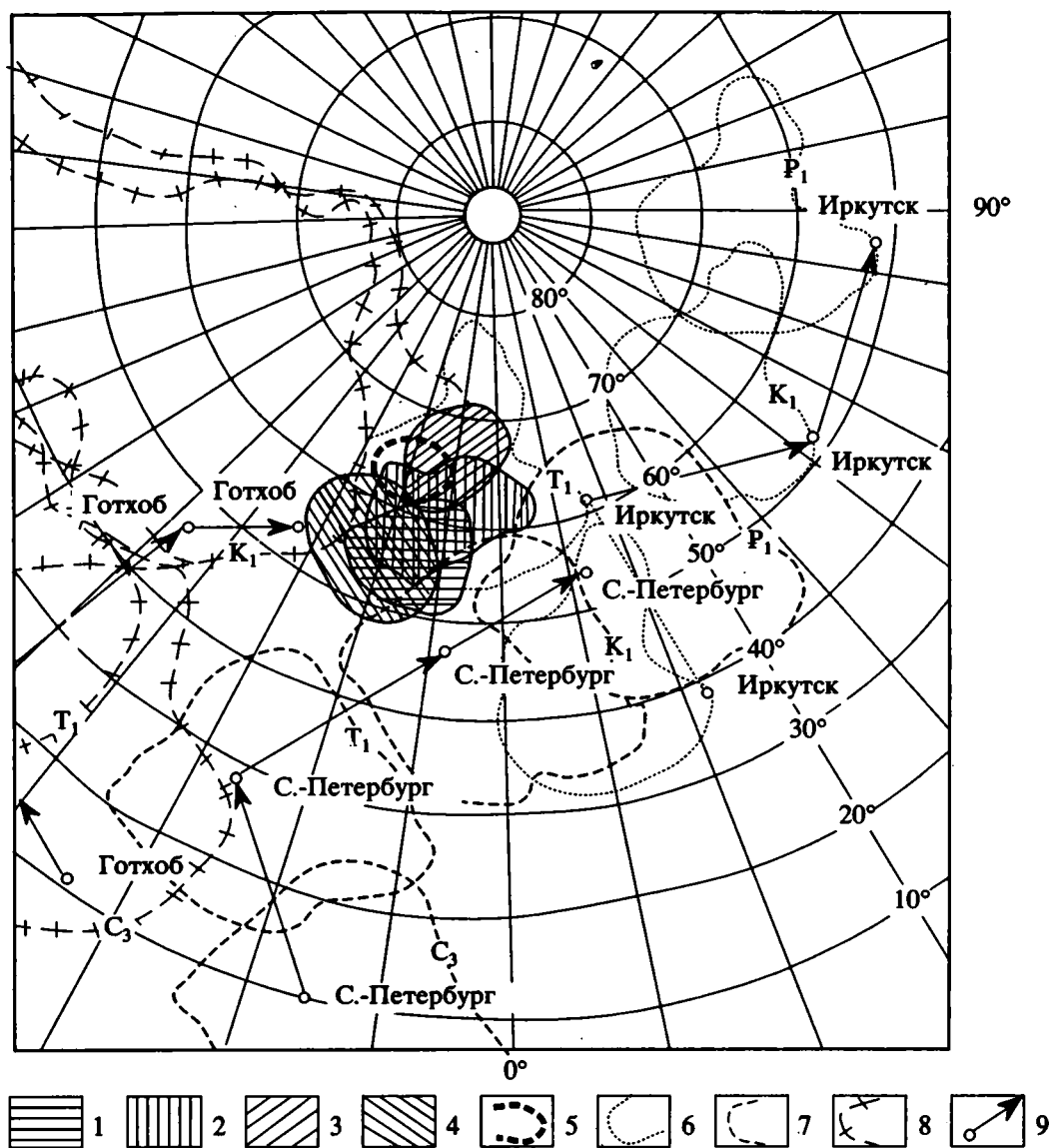


Рис. 8. Реконструкция палеокоординат формирования трапповых провинций обрамления Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана.

1 - 4 - ареалы магматизма в трапповых провинциях: 1 - средне-позднекаменноугольного в Колымо-Омолонской, 2 - раннемезозойского в Сибирской, 3 - раннемелового на Земле Франца-Иосифа, 4 - раннепалеогенового в Бриггано-Арктической; 5 - платобазальты Исландии; 6 - 8 - контуры древних платформ: 6 - Сибирской, 7 - Восточно-Европейской, 8 - Северо-Американской (возрастные индексы на контурах показывают географическое положение платформ на соответствующее время), 9 - направления дрейфа платформ.

частях срединно-океанических хребтов. Кроме того, плюмажи этого типа вызывали раскол континентов, заложение молодых океанических бассейнов и образование асейсмичных хребтов океанов. Последние представляют собой "след" горячих точек и соединяют ареалы траппового магматизма на континентах с ареалами горячих точек на срединно-океанических хребтах.

Нам представляется, что модель В. Моргана [57] полнее других объясняет особенности траппового магматизма, сочетающего в себе призна-

ки геодинамических обстановок горячих точек, континентальных и океанических рифтов. На базе этой модели можно интереснее решать проблемы низкокальциевых толеитов: вариации объемов пород в провинциях, положение в геологических разрезах, структурный контроль, природу мантийных источников.

Провинциальные особенности траппового магматизма показывают, что в трапповых провинциях, расположенных в обрамлении Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана

(Сибирской, Земли Франца-Иосифа и Британно-Арктической) низкокалийевые базальты развиты наиболее широко. Работами многих авторов доказывается, что платобазальты Британно-Арктической провинции своим происхождением связаны с мантийным плюмажом Исландской горячей точки [23, 28, 52, 57]. Наши палинспастические реконструкции свидетельствуют, что в координатах Исландской горячей точки формировались не только раннемезозойские сибирские траппы, но и раннемеловые траппы Земли Франца-Иосифа, а также средне-поздне-каменноугольные траппы Колымо-Омолонской провинции (рис. 8). В пределах последней низкокалийевые толеитовые базальты являются также обычными породами. Широкое развитие низкокалийевых толеитовых базальтов в Исландии общеизвестно [15, 35]. Таким образом, генетические связи трапповых провинций Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с мантийным плюмажом Исландской горячей точки, вытекающие из палинспастических реконструкций, находятся в соответствии с независимым параметром – геохимическими типами пород.

Такое же соответствие можно видеть на примере трапповых провинций Южного обрамления Атлантики – Параны и Намибии. Они характеризуются относительно низкой долей низкокалийевых толеитов. Из реконструкций следует, что трапповые провинции Параны и Намибии своим происхождением связаны с мантийным плюмажом горячей точки Тристан-да-Кунья [23, 28, 57]. В пределах одноименных островов развиты щелочные породы, а толеитовые базальты неизвестны [34]. Однако их незначительное развитие отмечается в Китовом хребте [12], представляющем собой “след” горячей точки Тристан-да-Кунья [23, 28].

Положительная корреляция между составами пород трапповых провинций и горячих точек просматривается также на примере Деканской провинции и горячей точки острова Реюньон. Деканские траппы характеризуются высокой долей низкокалийевых толеитов. Широкое развитие на острове Реюньон толеитовых базальтов отмечается всеми исследователями. Из анализов [64] следует, что среди базальтов, принадлежащих по содержанию калия к умереннокалийевому типу, в большинстве случаев содержание рубидия составляет $< 5 - 10$ г/т, что допускает их трактовку как переходных от умеренных к низкокалийевым.

На связь траппового магматизма с расколом континентов указывает характер распределения мощностей платобазальтов по латерали и составов пород по вертикали. Во всех провинциях максимальные мощности платобазальтов, достигающие в Сибирской провинции 4 км, в провинции Карру 10 км (прогиб Лембомбо), в Британно-Арктической провинции 3 км (Восточная Гренландия и Фарерские острова), приурочены к

краевым зонам, обрамлявшим зарождающиеся океанические бассейны. Во внутренних частях континентов мощности платобазальтов обычно менее 1 км. В краевых зонах (Норильский район, прогиб Лембомбо, Фарерские острова), в нижних частях разрезов широко развиты породы, сходные по геохимическим параметрам с вулканическими породами континентальных рифтов. Низкокалийевые толеиты, близкие по составу к базальтам Т-типа СОХ характерны для верхних частей разрезов.

Наши исследования в Норильском районе показали, что основные магмоконтролирующие зоны связаны с Норильско-Хараелахской, Пясинской, Авамской и другими рифтовыми зонами, непрерывно прослеживаемыми из внутренних частей трапповой провинции в краевую зону, а далее в Енисей-Хатангский прогиб. Последний, как показал С.В. Аглонов [2, 3], является частью одновозрастного с сибирскими траппами Обского палеоокеана. Аналогичная ситуация характерна и для Деканской провинции, в которой магмоконтролирующие рифтовые зоны Нормада и Камбей [48] раскрываются в сторону Аравийской океанической котловины.

По-видимому можно утверждать, что трапповые провинции являются теми объектами геологического прошлого, в которых запечатлены вещественные и пространственно-временные связи перерастания континентального рифтогенеза в океанический. При этом низкокалийевые толеиты, как континентальные аналоги океанических базальтов, являются индикаторами ранних стадий раскрытия океанических бассейнов.

Геохимическое родство низкокалийевых толеитов и океанических базальтов позволяет предположить, что толеиты океанических рифтов и трапповых провинций продуцировались одинаковым по глубинности источником. Такая ситуация реализовывалась на начальной стадии раскрытия океанического бассейна, когда поперечные размеры подкорового мантийного очага во много раз превышали ширину океанического бассейна. Поэтому базальты океанического типа изливались не только в области океанического рифта, но и на прилегающих окраинах континентов. Широкое развитие низкокалийевых толеитов далеко за пределами приокеанических зон континентов в Сибирской и Деканской провинциях, по-видимому, следует связывать с проникновением магмоконтролирующих рифтовых зон в глубь континентов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование содержания калия в качестве дискриминантного признака, позволяет выделить среди континентальных толеитовых платобазальтов низкокалийевый (K_2O менее 0.4 масс. %), умереннокалийевый ($K_2O - 0.4 - 0.7$ масс. %) и

высококалийевый ($K_2O - 0.7 - 1.3$ масс. %) типы, которые характеризуются различными петрохимическими и геохимическими составами. Низкокалийевый тип базальтов по содержанию петрогенных и редких элементов наиболее близок к базальтам Т-типа срединно-океанических хребтов и может рассматриваться как их аналог на континентах. Однако от океанических базальтов он заметно отличается повышенными содержаниями железа, ванадия, стронция, бария.

Низкокалийевые базальты являются постоянным членом трапповых провинций Мира. В Воронежской провинции и в Гренландии это единственный петрогенетический тип, а в Сибирской провинции низкокалийевые толенты являются резко преобладающими. Формирование трапповых провинций большинством исследователей связывается с мантийными плюмажами горячих точек, последующим расколом континентов и новообразованием океанических бассейнов. Связь трапповых провинций с начальными стадиями формирования океанов подчеркивается не только наличием низкокалийевых базальтов, близких к океаническому, но и тем, что наиболее мощные разрезы низкокалийевых толентов локализируются в краевых зонах, прилегающих к побережью современных океанов или океанических бассейнов геологического прошлого. Можно предполагать, что в провинциях, где низкокалийевые толенты являются единственным типом пород, их образование связано с селективным плавлением истощенной мантии, сходной с мантийным источником СОХ. В случае же совместного развития низкокалийевых базальтов с другими типами, следует допустить две неальтернативные гипотезы: 1 – базальты с различными геохимическими составами формируются в периодически подпитываемом и периодически опорожняющемся магматическом очаге с непрерывной дифференциацией (по схеме О'Хара и Метьюза), 2 – мантийный источник характеризуется геохимической гетерогенностью по вертикали. Во всех случаях ассимиляция корового материала при формировании низкокалийевых континентальных базальтов не имела существенного значения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Золотухин В.В. Основные проблемы траппового магматизма на примере Сибири и Декана // Траппы Сибири и Декана. Новосибирск: Наука, 1991. С. 196 - 212.
2. Аплонов С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты // Сов. геология. 1989. № 7. С. 27 - 36.
3. Аплонов С.В. Океаническая литосфера в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1992. № 5. С. 23 - 28.
4. Волож Ю.А., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Б., Янишин А.Л. Основные аспекты строения докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамления с позиции сейсмостратиграфического анализа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 6. С. 1440 - 1445.
5. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, ЯФ СОАН СССР, 1988. 128 с.
6. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000. М.: Мингео СССР, 1989.
7. Гладких В.С., Гусев Г.С. Петрохимические и геохимические особенности внутриплитовых базальтов континентов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1202 - 1205.
8. Гусев В.Б. Сравнительная характеристика магнетизма платобазальтов Сибири, Таймыра, Земли Франца-Иосифа и других регионов земного шара // Геофизические методы в Арктике. Вып. 6. Л.: НИИГА, 1971. С. 20 - 29.
9. Дмитриев Ю.И. Мезозойский трапповый вулканизм в центре и на периферии Тунгусской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1973. № 10. С. 58 - 67.
10. Дмитриев Ю.И., Шарков Е.В. Основные принципы и критерии сравнения изверженных горных пород океанов и их аналогов // 27 сессия МГК. Доклады. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 62 - 68.
11. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1989. 272 с.
12. Золотарев Б.П., Котенев Б.Н. Тектоника и магматизм Китового хребта и поднятия Дискавери (Атлантический океан) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 55 - 68.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28 - 45.
14. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 328 с.; Кн. 2, 334 с.
15. Исландия и срединноокеанический хребет. В.И. Герасимовский, А.И. Полякова, Н.А. Дурасова, В.Л. Барсуков, Р.П. Кравцова. Том 4. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
16. Ковалева Г.А., Буров Ю.П. Основные особенности мезо-кайнозойских базальтовых комплексов архипелага Свальбарда // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 21 - 28.
17. Куренков С.А. Рассеянный спрединг в мезозойской истории Сибирской платформы и Таймырской складчатой области // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 57 - 70.
18. Куренков С.А., Перфильев А.С. Геодинамика базальтового магматизма в океанах и трапповых провинциях континентов // Океанский магматизм – эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 77 - 86.
19. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
20. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
21. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 436 с.

22. *Масайтис В.Л.* Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Зап. Всесоюзн. минер. об-ва. 1983. Вып. 4. Ч. 112. С. 412 - 425.
23. *Мирлин Е.Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 250 с.
24. *Мусатов Д.И., Федоровский В.С., Афанасьев Ю.Т. и др.* Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций новых тектонических концепций // 27 сессия МГК. К. 01. Доклады. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 102 - 114.
25. *Нестеренко Г.Ф.* Океанические аналоги континентальных базальтов // Геохимия. 1984. № 7. С. 997 - 1001.
26. *Нестеренко Г.В., Тихоненков П.И., Романова Т.В.* Базальты плато Путорана // Геохимия. 1991. № 10. С. 1419 - 1425.
27. *Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Атлас литологопалеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 74 с.
28. *Сейферт К.К.* Мантийные плюмы и горячие точки // Структурная геология и тектоника плит. Т. 2. М.: Мир, 1991. С. 19 - 38.
29. *Сетна С.Ф., Сетна Б.С.* Сравнение геохимических характеристик базальтов деканских траппов из Западных Гат вблизи Игатпури и восточных обнажений вблизи Нагпура и их петрогенетическое значение // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск: Наука, 1991. С. 97 - 108.
30. *Федоренко В.А.* Тектонический контроль магматизма и закономерности размещения никеленосных площадей на северо-западе Сибирской платформы // Геолог. и геоф. 1991. № 1. С. 48 - 56.
31. *Феоктистов Г.Д., Баженова Г.Н.* Особенности тектонического развития, магматизма и состава траппов в некоторых очаговых зонах западной части Сибирской платформы // Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 46 - 64.
32. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
33. *Alexander P.O.* Petrogenesis of low potassic quartz normative Deccan tholeiites // J. Geol. Soc. India. 1980. V. 21. No. 6. P. 261 - 272.
34. *Baker P.E., Gass I.G., Harris P.G., Le Matre W.R.* The volcanological report of the royal society expedition to Triste da Cunna, 1962 // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1964. Ser. A. 256. No. 1075. P. 439 - 578.
35. Basaltic volcanism of the Terrestrial planet. Pergamon Press, 1981.
36. *Baxter A.N.* Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritices, Indian Ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. No. 7. P. 1028 - 1034.
37. *Beckinsale R.D., Pankhurst R.J., Skelhorn R.R., Walsh J.N.* Geochemistry and petrogenesis of the Early Tertiary lava pile of the isle of Mull, Scotland // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66. No. 4. P. 415 - 427.
8. *Bertrand H., Dostal J., Dupuy C.* Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco // Earth and Planet Sci. Lett. 1982. V. 58. No. 2. P. 225 - 239.
39. *Bertrand H., Goffrant D.* Geochemistry of tholeiites from North-East American Margin, correlation with Morocco. A statistical approach // Contrib. Mineral and Petrol. 1977. V. 63. No. 1. P. 65 - 74.
40. *Bollinberg H., Brooks C.R., Noe-Nygaard A.* Trace element variations in Faeroese basalts and their possible relationships to ocean floor spreading history // Bull. Geol. Soc. of Denmark. 1975. V. 24. Part 1 - 2. P. 55 - 61.
41. *Bristow J.W.* Flood basalts in new perspective // Nucl. Activ. 1988. No. 39. P. 26 - 36.
42. *Bristow J.W., Saggerson E.P.* A general account of Karoo vulcanicity in Southern Africa // Geol. Rundsch. 1983. V. 72. No. 3. P. 1015 - 1059.
43. *Cox K.G.* The Karoo province of Southern Africa: origin of trace element enrichment patterns // Contin. basalts and mantle xenoliths. Nantwich, 1983. P. 139 - 157.
44. *Cox K.G., Hawkesworth C.J.* Detailed stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar Western Ghats, India, with implications for open system processes // Journ. Petrol. 1985. V. 26. Part 2. P. 355 - 377.
45. *Feigenson M.D., Hofmann A.W., Spera F.J.* Case studies on the origin of basalt. The transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kona volcano, Hawaii // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 84. No. 4. P. 390 - 405.
46. *Fodor R.V., Vetter S.K.* Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, south-eastern Brasil margin // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. V. 88. No. 4. P. 307 - 321.
47. *Frey F.A., Creen D.H., Roy S.D.* Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilites from south-eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // Journ. of Petrology. 1978. V. 19. Part 3. P. 463 - 513.
48. *Ghose N.C.* Composition and origin of Deccan basalts // Lithos. 1976. V. 9. No. 1. P. 65 - 73.
49. *Holm P.E.* The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophice element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chemical Geology. 1985. V. 51. No. 3 - 4. P. 303 - 323.
50. *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite of 0 - 15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol., 1980. V. 73. No. 3. P. 287 - 310.
51. *La Roex A., Dick H., Reid A., Frey F., Erlank A., Hart S.* Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of Bouvet mantle plume // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 367 - 380.
52. *Larsen L.M., Watt W.S., Watt M.* Geology and petrology of the Lower Tertiary plateau basalts of Scoresby Sund region, East Greenland // Crønlands geologiske undersøgelse. 1989. Bull. No. 157. 164 p.
53. *Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J.* Origin of the Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies // Earth Planet Sci. Lett. 1988. V. 91. No. 1/2. P. 189 - 194.
54. *Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Doherty W., Fedorenko V.A.* Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. No. 6. P. 631 - 644.

55. *Marsh J.S.* Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1987. V. 32. No. 1 - 3. P. 35 - 49.
56. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. No. 3 - 4. P. 207 - 218.
57. *Morgan W.J.* Deep mantle convection, plums and plate motions // *Am. Ass. Petroleum Geol. Bull.* 1972. V. 56. No. 2. P. 203 - 213.
58. *Noe-Nygaard A., Rasmussen J.* Petrology of 3000 m sequence of basaltic lavas in Faeroe islands. *Lithos.* 1968. V. 1. 286 p.
59. *O'Hara M.J., Mathews R.E.* Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber // *J. Geol. Soc. London.* 1981. V. 138. No. 3. P. 237 - 277.
60. *Paul D.K., Kresten R., Ray Barmant, McNutt R.H., Brunfelt A.O.* Geochemical and petrological relations in some Deccan basalts, western Manarashtra, India // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1984. V. 21. No. 1 - 2. P. 165 - 176.
61. *Siders M.A., Elliot D.H.* Major and trace elements geochemistry of Kirpatrick basalts, Mesa range Antarctica // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1985. V. 72. No. 1. P. 54 - 64.
62. *Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P., Hendry G.L.* Continental flood basalt arachnids rule O.K.? // *Cont. Basalts and mantle xenoliths.* Nantwich, 1983. P. 158 - 185.
63. *Upton B.G., Emeleus C.H., Beckunsale R.D.* Petrology of northerneast Greenland tertiary flood basalts: evidence from hold with hope and wollaston for land // *J. Petrol.* 1984. V. 25. No. 1. P. 151 - 184.
64. *Upton B.G., Wadsworth W.J.* Aspect magmatic evolution on Reunion Island // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 1972. Ser. A 271. No. 1213. P. 105 - 130.
65. *Watson E.B., Jurewicz S.R.* Behavior of alkalies during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma // *J. Geol.* 1984. V. 82. No. 2. P. 121 - 131.

Рецензенты: В.И. Ковалёвко. А.С. Перфильев

Low-K Tholeiites of Continents: Geodynamic Settings, Petrochemistry, and Geochemistry

V. S. Gladkikh, G. S. Gusev

The continental plateau basalts fall into three types: low-, moderate- and high-K. The low-K basalts inherent in all world's trap provinces are closest to T-MORB and can be interpreted as their analogues on continents. Their affinity is supported by the trap provinces that emerge as continents break up and new oceanic basins form. The continents low-K basalts are due to selective melting of the mantle similar to a MORB source; crust assimilation was virtually of no significance in this process.

УДК 551.24.055(470.22)

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ КЕРЕТСКАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СИСТЕМА КАРЕЛИИ

© 1993 г. А. И. Слабунов

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Поступила в редакцию 14.03.92 г.

Керетская гранит-зеленокаменная система состоит из зеленокаменного пояса и гнейсово-купольной зоны. Зеленокаменный пояс находится в пределах Карельского сегмента Балтийского щита, а большая часть гнейсово-купольной зоны – в западной части Беломорского. Супракрустальные образования (парапороды и метавулканиды) обеих зон системы являются одновозрастными – позднеархейскими. Сопряженные зоны охвачены единым зональным метаморфизмом, в них синхронизированы тектонические процессы. Вместе с тем в каждой части системы отмечаются особенности разреза супракрустальных образований, структуры метаморфизма. Анализ геологической информации, включая петрохимические особенности метавулканидов района, позволяет констатировать, что ранние стадии развития протоструктуры гранит-зеленокаменной системы проходили в условиях пульсирующего растяжения сиалической земной коры. Причем коматит-базальтовый вулканизм фиксирует этапы интенсивного раскрытия, а средне-кислый – его замедления (или даже остановки). На завершающих стадиях развития происходит интенсивное сжатие протоструктуры и гранитизация сиалического фундамента.

ВВЕДЕНИЕ

Палеотектоническая природа главных рудоносных структур докембрия – зеленокаменных поясов – одна из широко обсуждаемых проблем геологии. Ее решение невозможно без вовлечения в рассмотрение латеральных вариаций существенных комплексов, отражающих развитие этих структур. В конечном счете необходимо выделить максимально полный набор структурно-формационных зон, составляющих единый тектонический ансамбль, который только и может служить базой для геодинамических моделей. Однако объективной причиной, сдерживающей такие работы, является то, что за пределами зеленокаменных поясов супракрустальные комплексы развиты, как правило, значительно меньше и сильно переработаны.

Некоторым исключением в этом отношении является Керетская гранит-зеленокаменная система, выделенная [16] в зоне сочленения Карельской гранит-зеленокаменной и Беломорской высокометаморфизованной областей (рис. 1А, 1Б). Она является одной из структур, входящих в состав Парандово-Тикшозерской группы зеленокаменных поясов [1]. Гранит-зеленокаменная система района оз. Кереть включает в себя Керетский зеленокаменный пояс и гнейсово-купольную зону, расположенную к востоку от него (западный борт системы срезается крупной интрузией раннепротерозойских чарнокитов топорского типа; см. рис. 1В). В обоих элементах системы сохранились супракрустальные образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Керетский зеленокаменный пояс представляет собой относительно узкую (1 - 15 км), вытянутую в северо-западном направлении на 80 км структуру (см. рис. 1В). Развитые в его пределах вулканогенные и осадочные образования известны как хизоваарская [8] серия. В ее составе выделяются три свиты (снизу вверх): верхнекумозерская, хаттомозерская и майозерская [17, 25].

Нижняя часть серии контактирует с гетерогенным комплексом гранитогнейсов-гнейсогранитов [15], который формирует, главным образом, ядра купольных структур. Гнейсовидность в породах этого комплекса и полосчатость в амфиболитах конформны. Гетерогенный комплекс представлен плагиомикроклиновыми, микроклин-плагиоклазовыми гнейсогранитами и тоналитовыми гранитогнейсами. На классификационной петрохимической диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ фигуративные точки их составов находятся в полях от кварцевых диоритов до лейкогранитов, а по соотношению нормативных Ab, An, Orт большая их часть отвечает тоналитам. Гнейсограниты, вероятно, сформировались как автохтонные (редко интрузивные) синметаморфические образования в процессе преобразования пород древнего сиалического фундамента. Реликтами последнего, в частности, могут быть тоналитовые гнейсы – наиболее древний компонент комплекса [17].

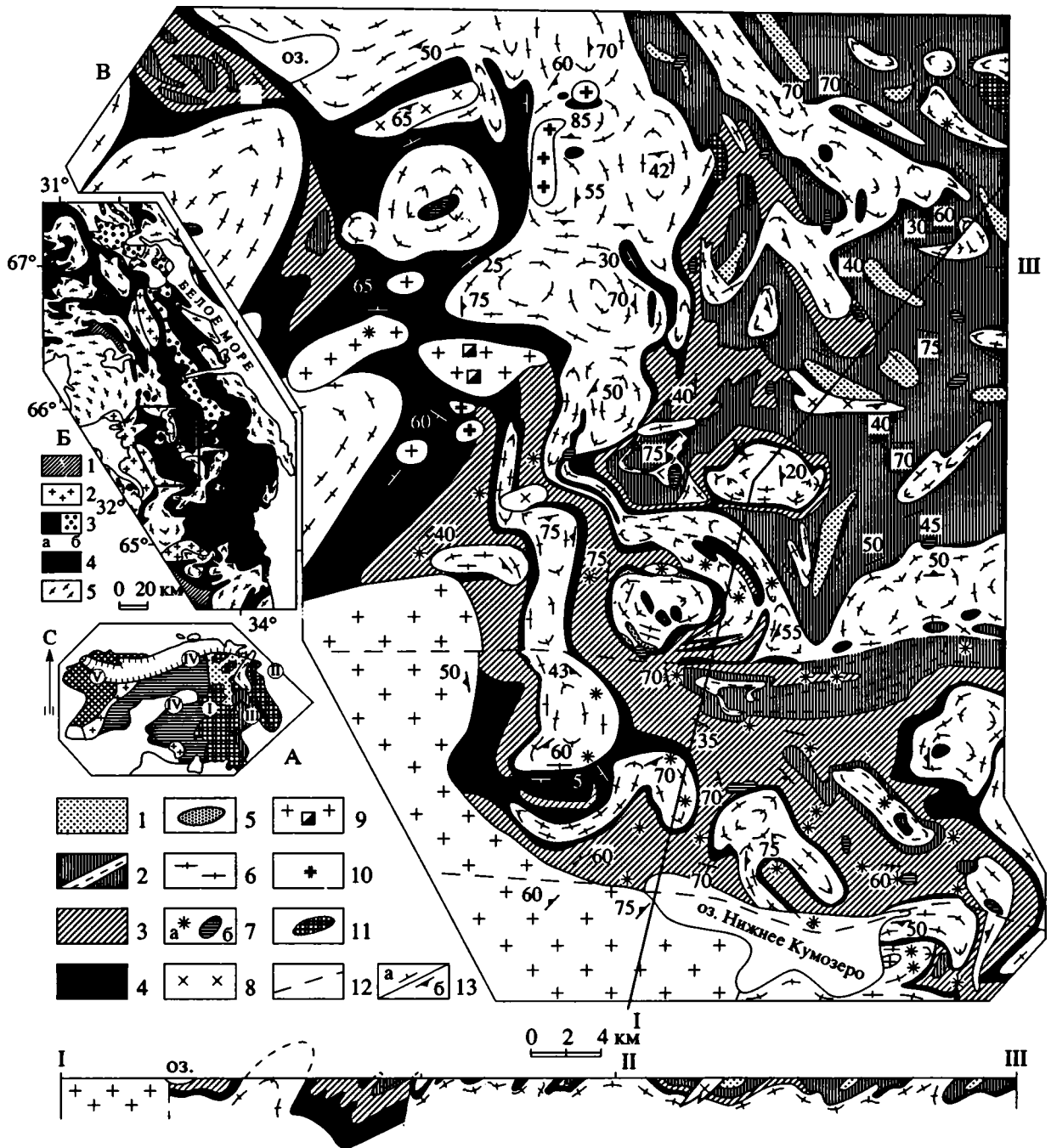


Рис. 1. Схемы: А – тектонического районирования Балтийского щита [24] с упрощениями, Б – геологического строения северо-западного Беломорья (составил А.И. Слабунов с использованием материалов Карельского Научного Центра АН СССР, а также [3]), В – геологического строения района оз. Кереть (составил А.И. Слабунов по данным личных наблюдений с использованием материалов О.И. Володичева, Н.В. Горлова, В.Н. Кожевникова, В.С. Степанова, Ю.И. Сыстры, В.В. Щипцова, В.В. Южановой).

Для А: Римские цифры – провинции: I – Карельская, II – Кольская, III – Беломорская, IV – Свеккофеннская, V – Юго-Западная Скандинавия). Оконтурено положение рис. 1Б. Для Б: 1 – карельские (PR₁) супракрустальные комплексы; 2 – раннепротерозойские интрузивные чарнокиты и эндербиты; 3 – беломорский супракрустальный комплекс: а – амфиболиты, чередующиеся с гнейсами (хетоламбинская свита), б – “глиноземистые” гнейсы (чупинская свита и ее аналоги); 4 – лопийский (AR₂) супракрустальный комплекс; 5 – гетерогенный комплекс гранитогнейсов–гнейсогранитов и различные гранитоиды и диоритоиды. Контурной линией показано положение рис. 1В. Для В: 1 – “глиноземистые” гнейсы с прослоями магнетитсодержащих гранатов; 2 – 5 – хивозаарская серия: 2 – амфиболиты майозерской свиты с картируемым горизонтом парагнейсов (показан на схеме) и телами метаультрабазитов, 3 – сланцы хаттомозерской свиты, 4 – амфиболиты верхнекумозерской свиты с телами метаультрабазитов, 5 – парагнейсы в основании разреза; 6 – гетерогенный комплекс гранитогнейсов–гнейсогранитов; 7 – интрузии друзитов: а – комплекс гранатовых габбро, б – комплекс лерцолитов–габброноритов; 8 – раннепротерозойские гранитоиды; 9 – чарнокиты и метачарнокиты с блоками (полузальитые квадраты) пироксеновых роговиков по вулканитам хивозаарской серии (о. Вичаны, п-ов Мундинаволок); 10 – метаэндербиты; 11 – интрузии комплекса габбро-анортозитов; 12 – зоны предполагаемых разломов; 13 – элементы залегания: а – полосчатость, б – гнейсовидность.

Верхнекумозерская свита слагается амфиболитами, которые ассоциируют с телами метаультрабазитов. Петрохимические и в единичных случаях текстурные их особенности позволяют интерпретировать амфиболиты как metabазальты, а метаультрабазальты – как метакоматиты [5, 19]. В районе Шобозерского купола в восточном борту зеленокаменного пояса в основании этой толщи отмечена маломощная (несколько метров) пачка (Ку)-Gr-Bi¹ гнейсов, имеющих, вероятно, параприроду. Мощность свиты варьирует от 150 до 500 м (рис. 2), а тел метакоматитов в ее составе – от нескольких до десятка метров в южной части зеленокаменного пояса до 200 м в районе горы Хизоваара (северо-восточная его часть) [5, 23].

Выше по разрезу согласно залегает хаттомозерская свита. Она сложена (Er)-Amf-Bi, Bi сланцами. В них достаточно часто наблюдаются реликты агломератовой текстуры, что, наряду с их петрохимическими особенностями, дает возможность уверенно идентифицировать эти породы как метатифы средне-кислого состава. В пределах пояса отмечаются закономерные вариации текстурных особенностей, что позволяет реконструировать две вулканические постройки. Центр одной из них находится в районе горы Хизоваара [12], другой – в районе оз. Северное Хаттомозеро. В районе горы Хизоваара состав свиты более разнообразный, здесь появляется толща метаосадков, а также субвулканические тела риолитов [23]. Мощность свиты варьирует от 700 до 1300 м.

Майозерская свита, представленная амфиболитами с прослоями парагнейсов, залегает несогласно на нижележащих образованиях и завершает разрез хизоваарской серии в пределах зеленокаменного пояса. Несогласие уверенно фиксируется в районе горы Хизоваара [23]. Здесь же в нижней части этой толщи отмечаются тела базальтовых метакоматитов [5]. В амфиболитах, лучше в северо-восточной и хуже в южной частях зеленокаменного пояса, сохранились реликты шаровых текстур, что позволило с учетом их петрогеохимических особенностей надежно определить первичную metabазальтовую природу этих пород и, что очень важно, верх и низ толщ. Характернейшим хорошо картируемым элементом свиты является прослой (Ку)-Gr-Bi гнейсов, мощность которого меняется от нескольких метров на крыльях структуры до 200 м в их ядрах (см. рис. 1В).

Мощность всего супракрустального комплекса в пределах Керетского зеленокаменного пояса, представленного хизоваарской серией, варьирует от 1200 до 2100 м (см. рис. 2).

¹ Принятые сокращения названий минералов: Amf – амфибол, Bi – биотит, Срх – клинопироксен, Er – эпидот, Gr – гранат, Ку – кванит, Мт – магнетит, Му – мусковит, Ол – оливин, Орт – ортоклаз, Pl – плагиоклаз.

Расположенная к востоку от зеленокаменного пояса гнейсово-купольная зона представляет собой обширное поле, в котором среди пород супракрустального комплекса относительно широко развиты купола и валы, ядра которых сложены гнейсогранитами (см. рис. 1В). В крайней западной непосредственно примыкающей к зеленокаменному поясу части гнейсово-купольной зоны (рис. 3, см. рис. 2) супракрустальный комплекс состоит из трех толщ: нижней, представленной амфиболитами, средней, состоящей из метатифов, в том числе и агломератовых, средне-кислого состава, и верхней, образованной амфиболитами с прослоем (Ку)-Gr-Bi гнейсов. Отмечается полная аналогия этих образований с хизоваарской серией: нижняя толща – верхнекумозерская свита, средняя – хаттомозерская и верхняя – майозерская. Однако уже в нескольких километрах к востоку резко (до 10 м) сокращается мощность верхнекумозерской свиты (см. рис. 2, 3).

В северо-восточной части гнейсово-купольной зоны в составе супракрустального комплекса выделяются две толщи (см. рис. 2): нижняя, представленная амфиболитами с прослоями (Ку)-Gr-Bi гнейсов, и верхняя – глиноземистыми гнейсами с прослоями Мт-содержащих гранатитов. Нижняя толща при прослеживании по латерали на юго-запад сливается с породами майозерской свиты (см. рис. 1В, 3), что и позволяет надежно идентифицировать ее. Среди амфиболитов, а в ряде случаев среди парагнейсов встречены тела метаультрабазитов (см. рис. 1В), которые интерпретируются как метакоматиты.

Мощность супракрустальных образований хизоваарской серии в гнейсово-купольной зоне варьирует от 700 до 1000 м.

Майозерская свита, выделенная в обеих зонах, является своеобразной маркирующей толщей, встречающейся как в зеленокаменном поясе, так и в сопряженной гнейсово-купольной зоне. Таким образом, в пределах обеих частей системы развиты разновозрастные супракрустальные образования хизоваарской серии. Вместе с тем при переходе из зеленокаменного пояса в гнейсово-купольную зону постепенно выклиниваются две нижние свиты серии (см. рис. 2). Одновозрастность осадочно-вулканогенных толщ зеленокаменного пояса и гнейсово-купольной зоны означает, что, по крайней мере, в изученной части зоны сочленения Карельского и Беломорского сегментов Балтийского щита лопийский и беломорский супракрустальные комплексы – это разновозрастные позднеархейские образования [17, 25].

Принадлежность супракрустальных образований хизоваарской серии к позднеархейскому (лопийскому) комплексу основывается на значительном сходстве их разреза с типовыми разрезами лопия Карелии как по набору входящих в состав пород, так и по их генеральной последова-

Гранит-зеленокаменная система

Зоны

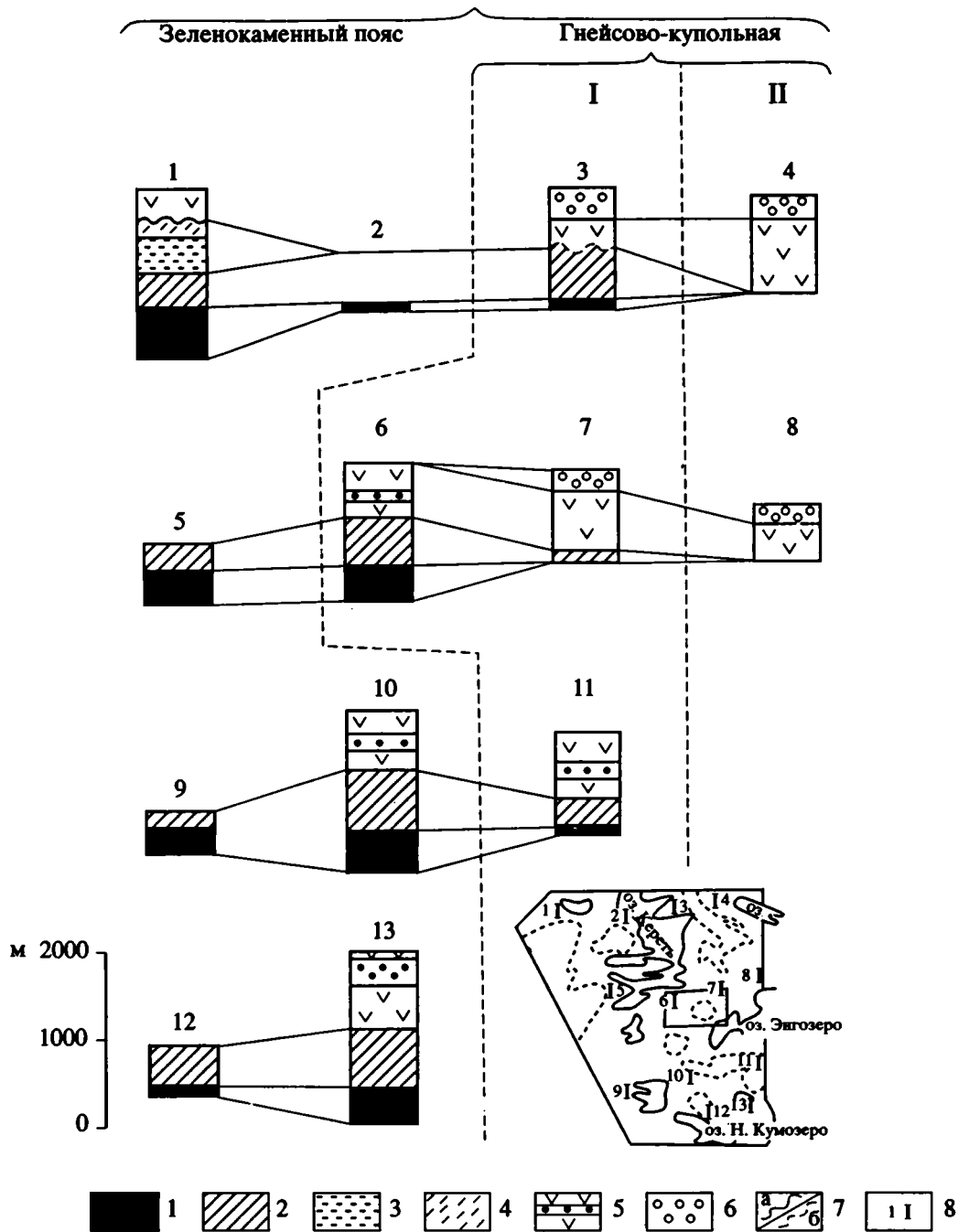


Рис. 2. Схема корреляции лопийских разрезов района оз. Кереть.

1 – амфиболиты, ассоциирующие с метаультрабазиитами (верхнекумозерская свита); 2 - 4 – породы хаттомозерской свиты: 2 – метатUFFы средне-кислого состава, 3 – метасадки, 4 – туфы кислого состава; 5 – амфиболиты с прослоями Gr-Vi гнейсов, точками показан маркирующий горизонт этих гнейсов (майозерская свита); 6 – “глиноземистые” гнейсы с прослоями Mn-содержащих гранатитов; 7 – несогласные соотношения: а – доказанные, б – предполагаемые; 8 – местоположение разрезов на врезке (пунктиром показаны контуры структур). Сплошной линией околочен рис. 3. Арабские цифры обозначают частные лопийские разрезы: 1 – района горы Хизоваара (по В.Н. Кожевникову, с упрощением), 2 – оз. Серебряное, 3 – губы Широкой оз. Кереть, 4 – 8 – озера: 4 – Железное, 5 – Пиртозеро, 6 – Первое Ногтево, 7 – Пилкозеро, 8 – Аланьозеро, 9 – западного берега оз. Верхнее Кумозеро, 10 – оз. Северное Хаттомозеро, 11 – восточного окончания оз. Майозеро, 12 – северного берега оз. Нижнее Кумозеро, 13 – оз. Вангозеро. I, II – типы разрезов гнейсово-купольной зоны: I – переходный, II – типичный.

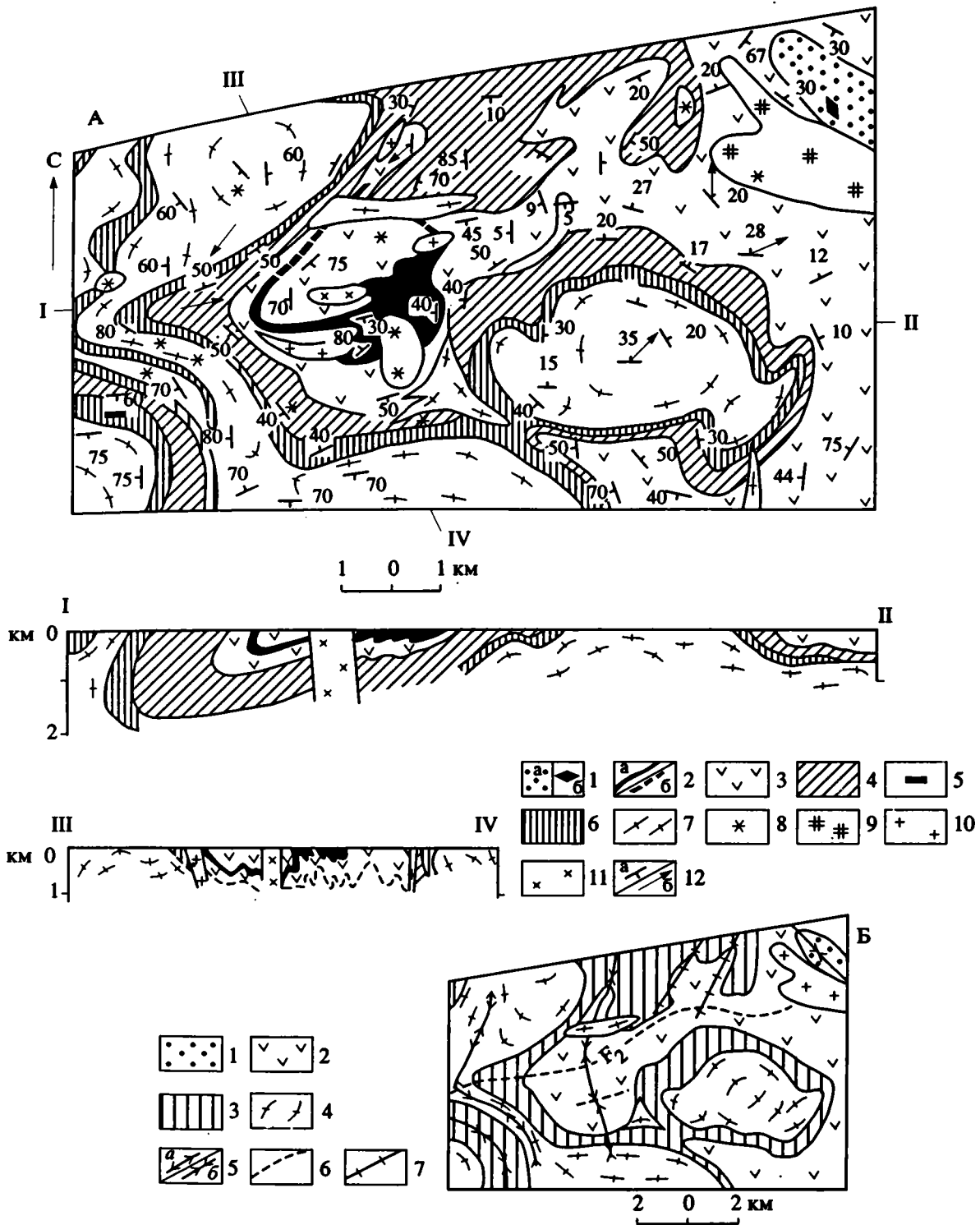


Рис. 3. Схема геологического строения, разрезы по профилям I - II и III - IV (А), структурная схема (Б) района оз. Первое Ногтево.

Для А: 1 - толща "глиноземистых" гнейсов (а) и тела метаультрабазитов в них (б); 2 - 6 - свиты хязоваарской серии: 2, 3 - майозерская: 2 - прослой парагнейсов (а - прослеженный при картировании, б - предполагаемый), 3 - амфиболиты, 4 - хаттомозерская, 5, 6 - верхнекумозерская: 5 - метакоматиты, 6 - амфиболиты; 7 - гетерогенный комплекс гранитогнейсов-гнейсогранитов; 8 - интрузии друзитов; 9 - крупнозернистые плагиомикроклиновые граниты; 10 - субщелочные лейкограниты; 11 - флюоритсодержащие субщелочные граниты; 12 - элементы залегания: а - плоскостные, б - линейные. Для Б: 1 - толща "глиноземистых" гнейсов; 2 - майозерская свита; 3 - нерасчлененные хаттомозерская и верхнекумозерская свиты; 4 - гетерогенный комплекс гранитогнейсов-гнейсогранитов; 5 - 7 - следы ОП: 5 - складок F_1 ; а - антиклиналей, б - синклиналей, б - синклиналей F_2 , 7 - складок F_3 . Положение рис. 3 см. на врезке к рис. 2.

тельности [1, 2]. Кроме того, этот вывод подтверждается геохронологическими данными: U-Pb возраст магматических цирконов из гнейсогранитов Северной Карелии (в том числе и из района оз. Кереть) составляет 2725 ± 80 млн. лет [21], что, очевидно, можно считать верхней возрастной границей супракрустального комплекса. Более того, в последнее время получены данные об U-Pb возрасте цирконов из риолитов района Хизоваары, равном 2.8 млрд. лет (О.А. Левченков и В.Н. Кожевников, устное сообщение).

Изучение структурной эволюции участков территории и сопряженных районов [14, 18, 20] позволило выделить, по крайней мере, три главные этапа деформации (D_{1-3}). Все они проявлены как в зеленокаменном поясе, так и в гнейсово-купольной зоне, хотя ранние структуры в каждой из них отличаются своеобразием.

Главными элементами строения исследованной территории являются складчатые структуры и гранитогнейсовые купола. Их сочетание во многом и определяет тектоническое своеобразие структурно-формационных зон района.

Керетский зеленокаменный пояс представляет собой синклиорий (см. рис. 1В). Синклиорное строение этой структуры доказывается прежде всего характером расположения толщ супракрустального комплекса: по бортам выходят породы верхнекумозерской свиты (нижняя часть разреза), а в центральной – майозерской и хаттомозерской. В ряде случаев определена кровля и подошва горизонтов, что позволяет однозначно решить вопрос о последовательности свит.

Главными элементами строения зеленокаменного пояса являются крупные линейные изоклинальные складки, запрокинутые на восток, осевые поверхности которых ориентированы по азимуту СЗ $320^\circ - 330^\circ$. Размах крыльев этих структур меняется от 0.2 до 5 км. Обычным структурным мотивом в поясе являются S-образные изгибы осевых поверхностей складок F_1^1 , что указывает на существование левосдвиговых движений. Можно полагать, что деформации раннего этапа (D_1) включали в себя два эпизода: в ходе раннего из них (D_1^1) сформировались линейные складки (F), которые позднее (D_1^2) были запрокинуты на восток, а, кроме того, их осевые поверхности были S-образно изогнуты.

В гнейсово-купольной зоне на раннем этапе деформации (D_1) сформировались так же, как и в зеленокаменном поясе, складки с северо-западной ориентировкой осевых поверхностей. Эти структуры также запрокинуты на северо-восток. Шарниры складок в синформах погружаются к ядрам. В плане они имеют брахиформный вид, чем морфологически отличаются от складок это-

го этапа в зеленокаменном поясе. Кроме того, размеры этих складок здесь несколько меньше.

Обращает на себя внимание то, что существует закономерное изменение особенностей залегания плоскостных элементов при переходе из западной подзоны гнейсово-купольной зоны в восточную. В западной подзоне доминируют пологие, вплоть до горизонтального залегания, в восточной подзоне преобладают крутые залегания полосчатости.

Главное отличие строения зеленокаменного пояса от гнейсово-купольной зоны заключается в широком развитии в пределах последнего гранитогнейсовых куполов, которые, вероятно, начали формироваться на поздней стадии деформации D_1^1 . В целом ранний структурный ансамбль гранит-зеленокаменной системы оказывается морфологически и генетически неоднородным, хотя формировался он в сопряженных зонах практически одновременно, что связано с тем, что интенсивное куполообразование проходило лишь в одной из них.

Время формирования структур F_1 можно оценить по соотношению их с супракрустальным комплексом и магматическими образованиями с возрастом 2.7 млрд. лет.

Ранний этап структурообразования является одним из проявлений специфической геодинамической обстановки, которая существовала в позднем архее, на завершающем этапе формирования гранит-зеленокаменной системы. Наложенный характер по отношению к ранним складкам F_1 имеют субширотные (F_2) и северо-восточные (F_3) структуры. Они связаны с деформациями, отражающими геотектонические процессы протерозойского времени.

МЕТАМОРФИЗМ

Структурные преобразования вещественных комплексов синхронны с протекающими в них метаморфическими процессами, что устанавливается микроструктурными исследованиями [18]. Условия метаморфизма менялись главным образом в пределах эпидот-амфиболитовой - амфиболитовой фаций (с раннепротерозойскими интрузивными чарнокитами о-ва Вичаны и оз. Кереть связан контактовый метаморфизм вулканитов в условиях гранулитовой фации). Наиболее высокотемпературные фации синхронны с деформациями D_2 . Выявлена позднеархейская метаморфическая зональность. В центральной зоне, приуроченной к осевой части зеленокаменного пояса, минеральные парагенезисы соответствуют Ку-Gr-Vi субфации ставролитовой фации (по метабазитам – нижней субфации амфиболитовой фации, переходной к альбит-эпидот-амфиболитовой). Парагенезисы следующей зоны, наиболее

широко развитой в зеленокаменном поясе, отвечают фации Ви-Му гнейсов (по метабаазитам – нижней субфации амфиболитовой фации). В краевых частях зеленокаменного пояса, где супракрустальные образования контактируют с гнейсогранитами, и в пределах большей части гнейсово-купольной зоны минеральные парагенезисы отвечают нижней субфации Ку-Ви-Орт фации (по метабаазитам – верхней субфации амфиболитовой фации).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИТОВ

Общепризнано, что химический состав вулканитов – чуткий индикатор геодинамических режимов. Более того, для метавулканитов, в которых не сохраняются первичные минералы, изучение петрогеохимических особенностей – одна из немногих возможностей установить условия их генерации, что имеет ключевое значение для геодинамических построений.

Метабазальты верхнекумозерской свиты, средний химический состав которых приводится в табл. 1, в соответствии с петрохимической классификацией [11] относятся главным образом к толеитам натрового ряда (рис. 4). Эти метатолиты при сопоставлении их с современными обнаруживают значительное сходство с базальтами MORB (рис. 5а) и резко отличаются от толеитов островных дуг. По соотношению Co-Ni, Ti-V, V-Cr они также близки к океаническим базальтам (см. рис. 5б - 5г). Анализ характера вариаций составов этих метабаазальтов с помощью бинарных диаграмм позволяет предположить, что главный тренд отвечает фракционированию умеренно-магнезиальных расплавов при низких давлениях (под контролем Pl, Crx и Ol), а второстепенный может свидетельствовать о фракционировании расплава при повышенных (около 10 кбар) давлениях (под контролем Ol и Crx).

Ведущая роль Ol, Crx и Pl при образовании этих толеитов подтверждается и особенностями распределения в них Ti, Y, Zr, Co, что продемонстрировано на диаграммах (рис. 6а - 6г). На них видно также, что рассматриваемая вулканическая серия сформировалась при высокой (60 - 70%) степени дифференциации расплава.

График распределения РЗЭ в метабаазальтах имеет “плоский” вид, а содержания РЗЭ в 8 - 14 раз выше хондритовых (см. рис. 5д), т.е. они по этим параметрам близки толеитам ТН-1 Конди [7]. Базальты такого состава могли сформироваться из расплавов, близких к коматиитовым базальтам, путем отделения 10 - 20% кумулата, состоящего из Ol и Crx (т.е. при давлениях 10 - 15 кбар).

Таким образом, формирование толеитов ранней стадии проходило в разноглубинных камерах (главная из которых находилась на глубине до

Таблица 1. Средний химический состав (окислы в масс. %, элементы в г/т) и оценка дисперсии (в скобках – среднее квадратичное отклонение) содержания окислов и элементов в главных типах пород позднерхейской Керетской гранит-зеленокаменной системы

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.19 (1.69)	46.84 (2.8)	49.98 (1.78)	47.15 (2.95)	61.65 (5.31)
TiO ₂	0.93 (0.32)	0.44 (0.18)	1.01 (0.34)	0.46 (0.18)	0.60 (0.17)
Al ₂ O ₃	14.71 (1.19)	7.96 (2.88)	14.79 (0.93)	8.33 (3.36)	16.49 (1.5)
Fe ₂ O ₃	2.50 (0.93)	3.39 (2.10)	2.65 (0.91)	3.79 (2.32)	1.39 (1.0)
FeO	9.35 (1.47)	8.91 (1.56)	8.85 (1.62)	8.81 (1.21)	4.69 (2.1)
MnO	0.23 (0.07)	0.24 (0.05)	0.21 (0.08)	0.23 (0.03)	0.10 (0.05)
MgO	7.10 (1.65)	24.04 (7.23)	6.56 (1.26)	24.24 (8.07)	3.21 (1.57)
CaO	11.60 (1.70)	7.51 (3.10)	11.58 (1.61)	5.60 (2.49)	6.06 (2.82)
Na ₂ O	1.93 (0.67)	0.54 (0.42)	2.04 (0.45)	0.85 (0.72)	3.08 (1.26)
K ₂ O	0.25 (0.13)	0.07 (0.05)	0.47 (0.51)	0.19 (0.19)	1.27 (0.89)
H ₂ O	0.10 (0.06)	0 (-)	0.10 (0.04)	0 (-)	0.14 (0.06)
P ₂ O ₅	- (-)	0.06 (0.03)	- (-)	- (-)	0.31 (0.07)
Rb	6 (6.1)	4 (2.8)	9 (4.13)	7 (7.8)	36 (22)
Ni	110 (44)	896 (479)	88 (21.6)	596 (255)	30 (19)
Co	49 (15)	105 (36)	50 (5.81)	108 (47)	26 (9)
Cr	270 (120)	2423 (1477)	272 (68.5)	2410 (839)	186 (90)
V	320 (80)	183 (70)	288 (39.5)	162 (44)	148 (45)
Cu	96 (98)	72 (73)	85 (54)	49 (30)	19 (24)
Ba	120 (68)	26 (30)	106 (82)	32 (12)	579 (280)
Sr	197 (210)	84 (40)	117 (60.4)	65 (72)	840 (333)
Y	23 (4.5)	7 (10)	23 (4.5)	10 (4)	17 (5)
Zr	51 (11)	25 (20)	56 (14.2)	44 (17)	124 (50)
n	39	23	28	8	40

Примечание. 1, 2 – верхнекумозерская свита: 1 – амфиболиты (метабаазальты), 2 – метакоматииты; 3, 4 – майозерская свита: 3 – амфиболиты (метабаазальты), 4 – метакоматииты; 5 – метавулканиты среднекислого состава хаттоумозерской свиты; n – количество использованных силикатных анализов.

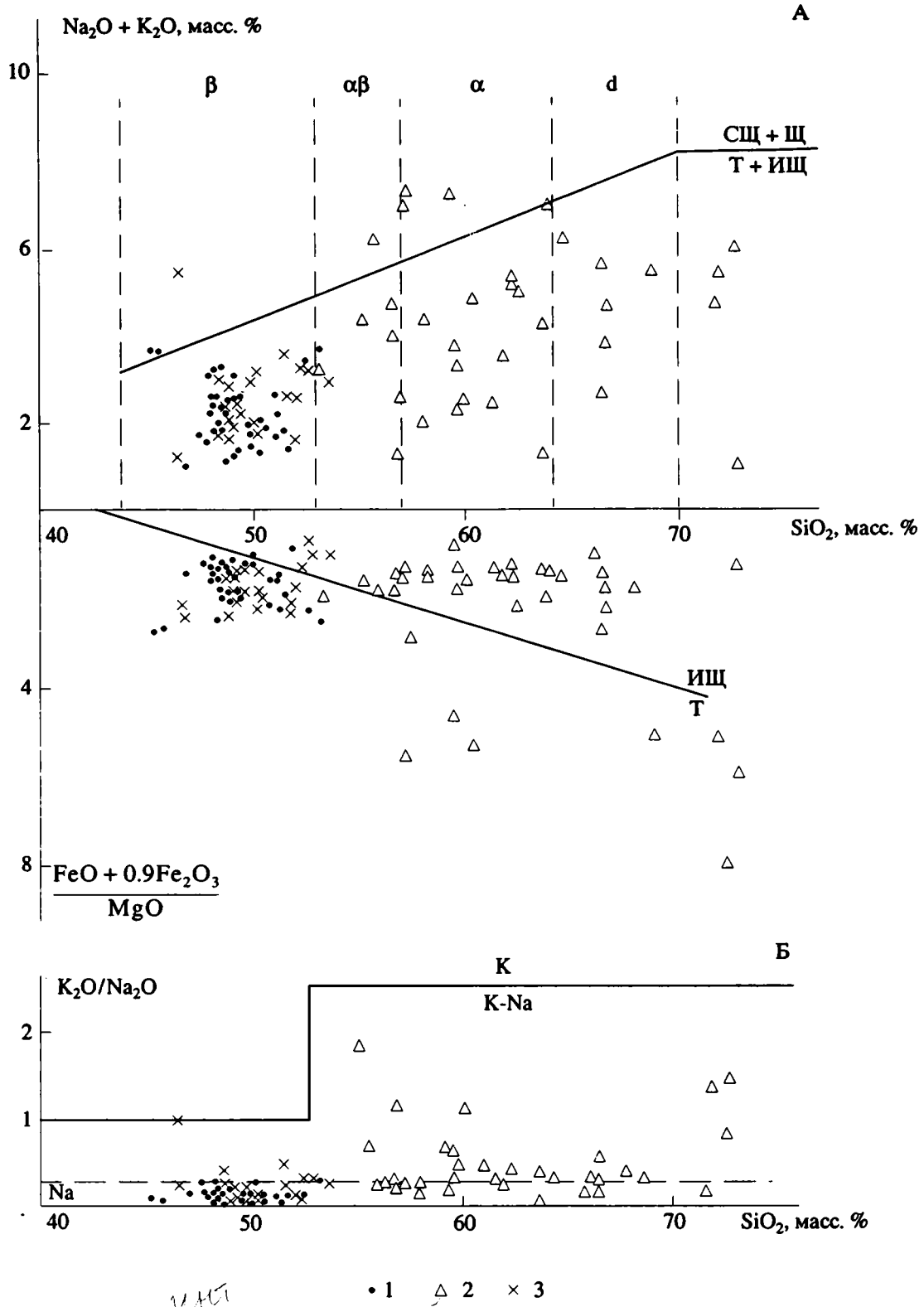
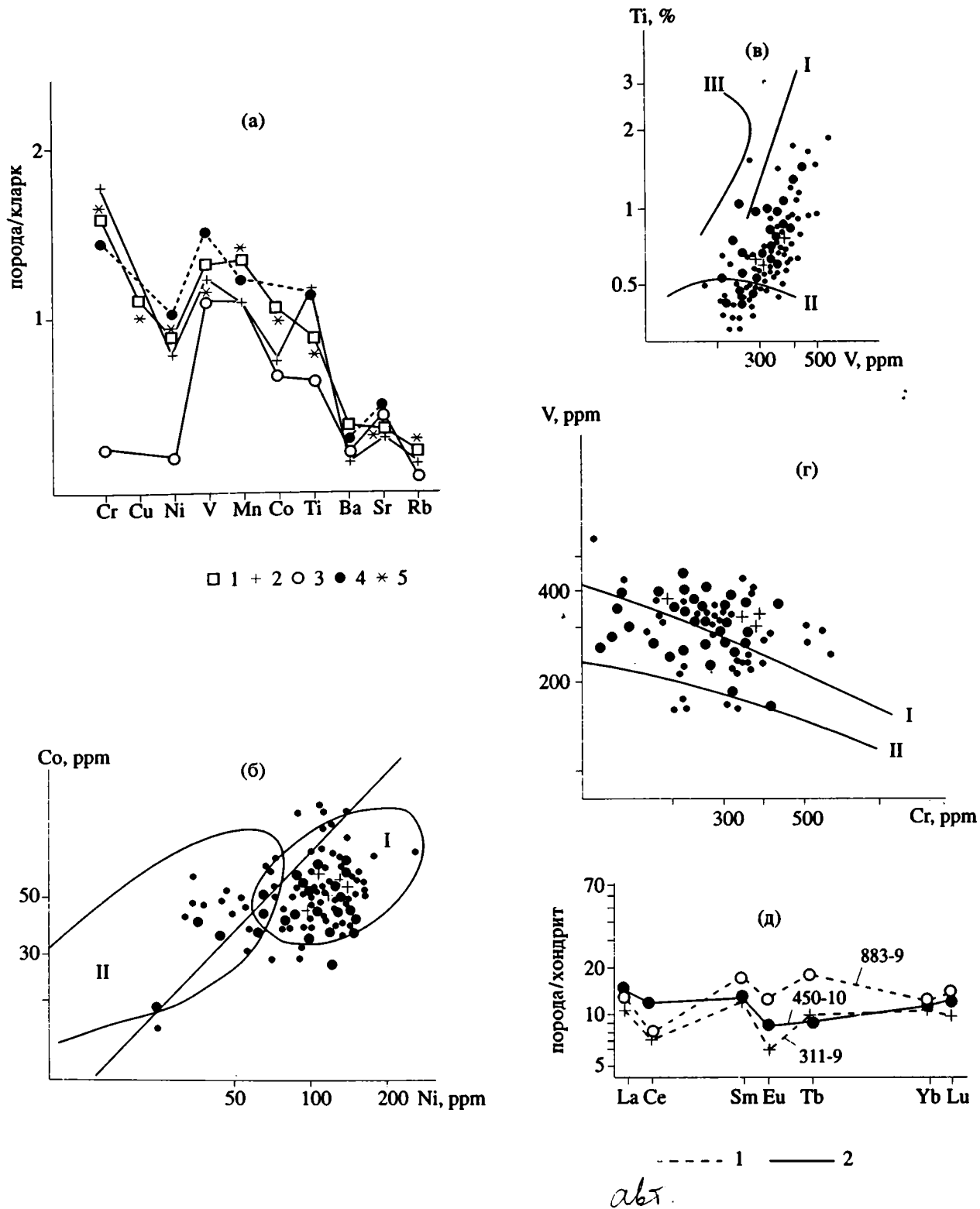


Рис. 4. Составы позднеархейских вулканитов Керетской гранит-зеленокаменной системы на классификационных диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$, $(\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (А), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Б).

1, 2 – метабазальты свит: 1 – верхнекумозерской, 2 – майозерской; 3 – метатUFFы хаттозерской свиты. Серии: Т – толентовая, ИЩ – известково-щелочная, СЩ – субщелочная, Щ – щелочная; тип щелочности серий: К-Na – калиево-натриевый, К – калиевый.



авт.

Рис. 5. Геохимические особенности метабазальтов Керетской гранит-зеленокаменной системы.

(а) – графики нормализованных по кларку в основных породах содержаний малых элементов в верхнекумозерских метабазальтах (1), океанических (2), островодужных (3) базальтах, базальтах зеленокаменных поясов ТН = 1 (4) и майозерских метабазальтах (5); (б - г) – составы верхнекумозерских (мелкие точки) и майозерских (крупные точки) метабазальтов на диаграммах Co–Ni (б), Ti–V (в), V–Cr (г); (д) – графики нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в верхнекумозерских (1) и майозерских (2) метабазальтах; I, II – поле и тренды базальтов: I – океанических, II – островодужных; III – тренд платформенных базальтов [10].

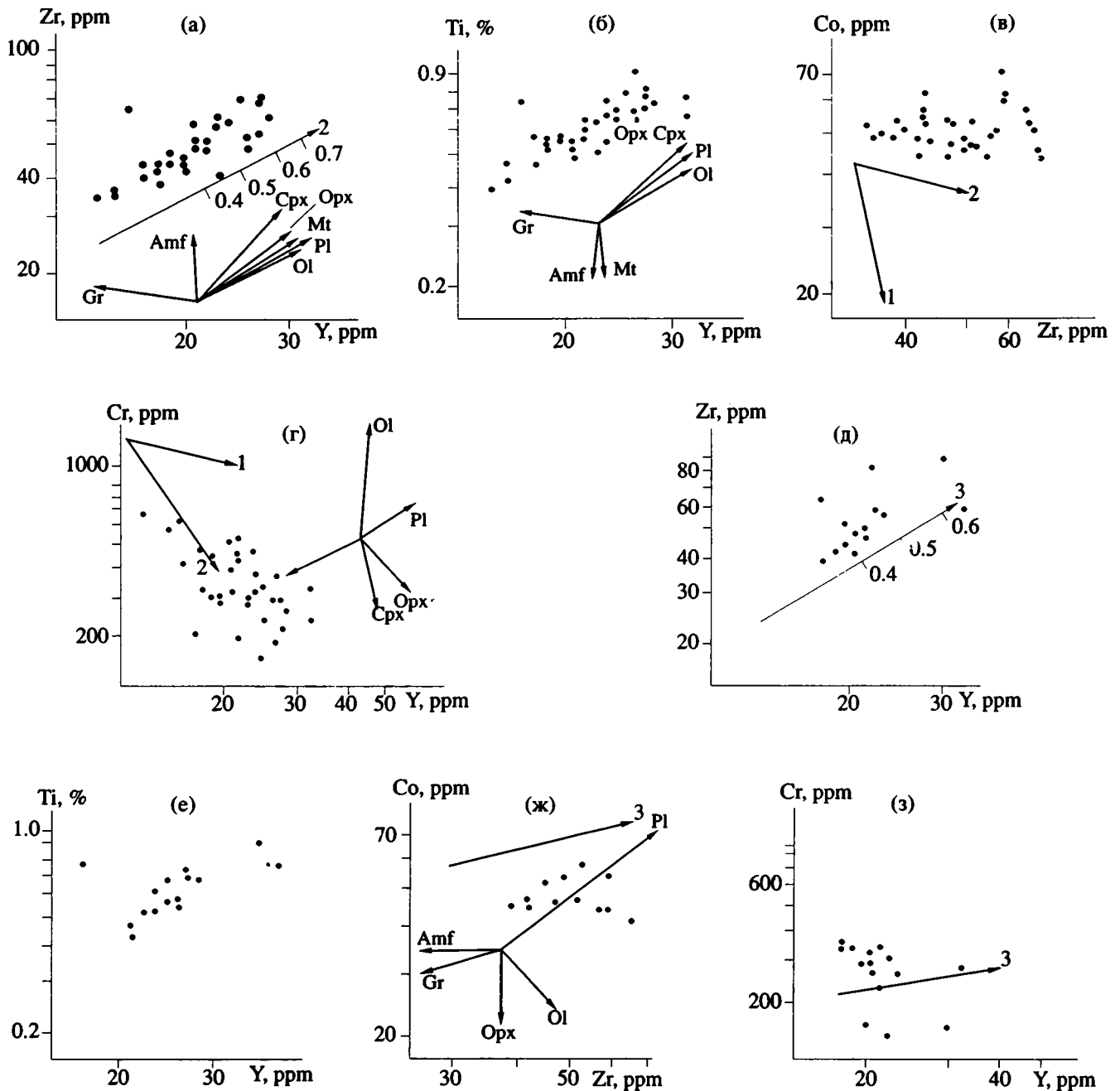


Рис. 6. Фигуративные точки составов верхнекузнецких (а - в) и майзнецких (д - з) метабазальтов на диаграммах Zr-Y, Ti-Y, Co-Zr, Cr-Y и рассчитанные тренды изменения содержания редких элементов в расплавах при фракционной кристаллизации под контролем обозначенных минералов или их совокупности при степени дифференциации 0.4 - 0.7.

15 км) в ходе фракционной кристаллизации первичных выплавов (имевших, вероятно, состав коматитовых базальтов). Этот вывод хорошо согласуется с существующими данными по другим зеленокаменным поясам [4, 9]. Важной составной частью нижней толщи, как уже отмечалось, являются метавултрабазиты, состав которых (см. табл. 1) отвечает высокомагнезиальным коматитовым базальтам. Как показывают теорети-

ческие расчеты [6, 13], выплавки с таким составом могли сформироваться при 40-процентном плавлении мантийного субстрата на глубине около 80 км. Дифференцированное распределение РЗЭ в данных метаконатитовых базальтах (рис. 7) указывает на формирование их при участии Gr, т.е. при давлениях не менее 25 кбар. Эта оценка согласуется с той, которая получена на основании петрохимических данных.

Следующий этап развития протоструктуры гранит-зеленокаменной системы фиксируется вулканитами средне-кислого состава, которые на классификационных петрохимических диаграммах занимают поле, главным образом, известково-щелочных андезитов-базальтов, андезитов и дацитов калиево-натровой и натриевой рядов (см. рис. 4). Средний химический состав этих вулканитов приводится в табл. 1.

Образование этой серии вулканитов могло происходить при кристаллизационной дифференциации базальтовых магм при участии Amf, Mt, Crx, Pl. На такую возможность указывают тренды изменения их составов. Соотношение редких элементов в этих вулканитах (рис. 8а, 8б) не противоречит сделанному предположению.

Содержания РЗЭ и графики их распределения в андезито-базальте и даците, принадлежащих хатумозерской свите (см. рис. 8в), сопоставимы соответственно с андезитами (тип II) и дацитами (F = I) К. Конди [7]. Содержания РЗЭ в породах ставит под сомнение значительную роль Pl в процессе фракционирования и указывает на участие в нем Gg.

Таким образом, средне-кислые вулканиты могли сформироваться при фракционной кристаллизации базальтового расплава в условиях относительно высоких содержаний воды на глубинах порядка 25 км; вероятно также, что существовала и более глубинная магматическая камера.

Метабазальты майозерской свиты по петрохимическим параметрам относятся главным образом к толеитам натрового и калиево-натриевого ряда (см. рис. 4), чем мало отличаются от верхнекумозерских. Подобно последним, фигуративные точки их составов на геохимических диаграммах занимают поле или совпадают с трендами океанических базальтов (см. рис. 5а - 5г). В среднем же (см. табл. 1) майозерские метабазаьты менее магнезиальны и более титанисты, чем верхнекумозерские [19], особенно резко отличаются тренды изменения состава двух этих комплексов в координатах MgO-Ni: тренды имеют противоположную направленность.

Вариации состава метабазаьтов позволяют предположить, что главными минеральными фазами, контролирующими процесс фракционной кристаллизации низкомагнезиальных расплавов, были Pl, Crx и Ol (в пропорции 80 : 10 : 10). Проверка этого предположения по соотношениям в породах Co-Zr, Cr-Y, Zr-Y, Ti-Zr (см. рис. 6д - 6з) дает основание предполагать, что роль Pl не была столь значительной, по крайней мере соотношение Cr-Zr противоречит этому. Степень дифференциации первичного расплава для этой вулканической серии оценивается примерно в 50%. По содержанию РЗЭ, за исключением Eu (см. рис. 5д), эти метабазаьты подобны верхне-

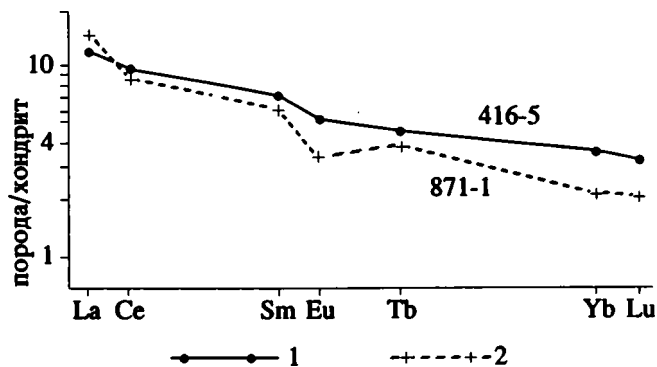


Рис. 7. Графики нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в верхнекумозерских (1) и майозерских (2) метакоматиштах.

416-5, 871-1 – авторские номера проб.

кумозерским. Представленные материалы указывают на малоглубинные условия образования базальтовых расплавов этой стадии.

Метаультрабазальты, ассоциирующие с майозерскими метабазаьтами, по петрохимическим особенностям, большей частью, относятся к коматиштам (см. табл. 1), а в северо-западной части пояса (Хизоваара) отмечаются высоко- и низкомагнезиальные коматиштитовые базальты. Коматиштиты такого состава (содержание MgO = 30%, mg = 0.84) могли сформироваться при 50-процентном плавлении примитивной мантии на глубине 100 - 150 км [13]; содержания и характер распределения в них РЗЭ (см. рис. 7) не противоречат этому.

Из вышесказанного о генезисе вулканитов можно заключить, что формирование протоструктуры гранит-зеленокаменной системы происходило в режиме пульсирующего растяжения мощной (не менее 25 км) сиалической земной коры под воздействием активизированной мантии. Наиболее глубинные очаги магмогенерации находились на глубинах 100 - 150 км, главные магмогенерирующие процессы протекали в коровых условиях, причем существовало несколько магматических камер, поставлявших расплавы.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СИСТЕМЫ

Синтез всего имеющегося в настоящее время материала по геологии, метаморфизму, петрологии вулканитов позволяет предложить модель формирования протоструктуры Керетской гранит-зеленокаменной системы. Ранняя стадия сопряжена с активизацией мантии и образованием мантийного диапира, который воздействует на сиалическую кору. Это воздействие проявилось в образовании сводового поднятия, появлении зоны растяжения в его центральной части и как

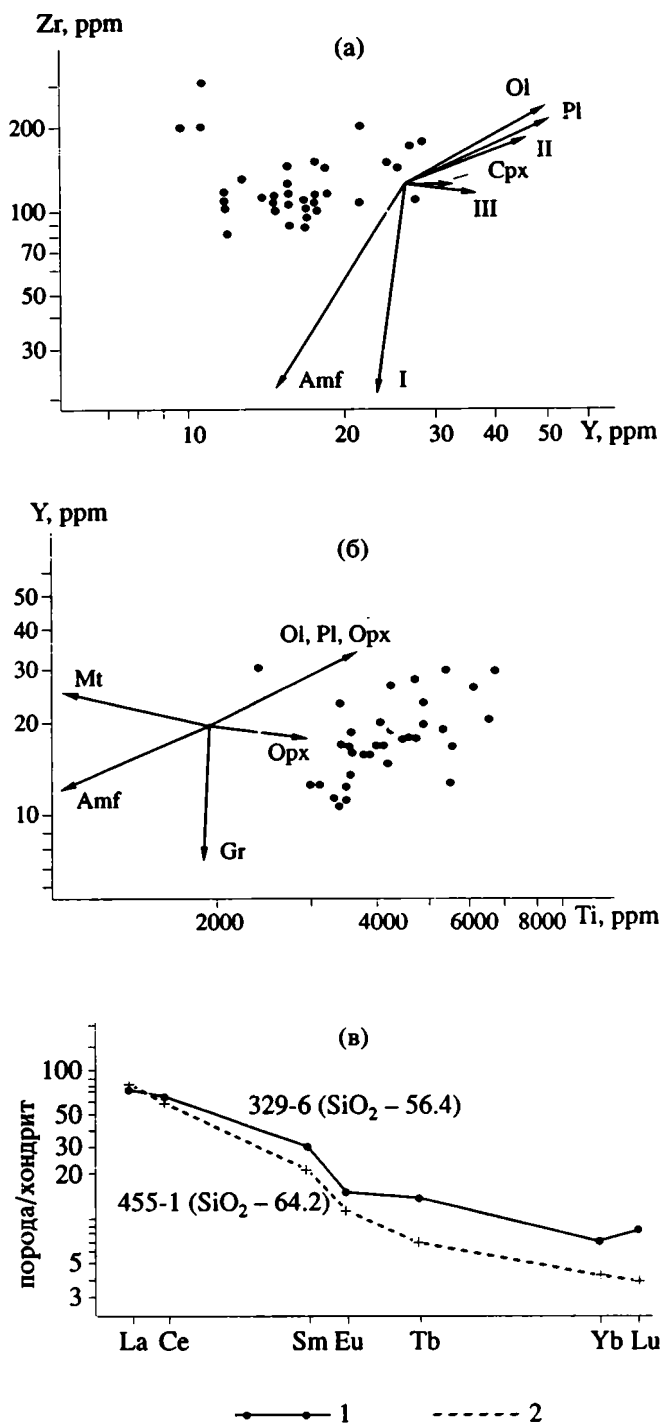


Рис. 8. Геохимические особенности вулканитов хаттомозерской свиты.

(а), (б) – фигуративные точки составов метатупов на диаграммах Zr–Y (а) и Y–Ti (б) и рассчитанные тренды изменения содержаний редких элементов в расплавах при фракционной кристаллизации под контролем обозначенных минеральных фаз и их совокупностей; (в) – графики нормализованных по хондриту содержаний РЗЭ в метаандезито-базальте (1) и метадаците (2) хаттомозерской свиты.

I – $Pl_{0.36}Mt_{0.07}Amf_{0.57}$; II – $Pl_{0.52}Mt_{0.06}Crx_{0.42}$; III – $Crx_{0.55}Mt_{0.35}Amf_{0.1}$. 329-6, 455-1 – авторские номера проб.

следствие формирования мало контрастной депрессии, в которой проходило осадкообразование. На определенной стадии развития разломы зоны растяжения начинают дренировать магматические очаги, в результате появилась ранняя коматит-базальтовая серия вулканитов.

Последующее развитие протоструктуры гранит-зеленокаменной системы является, очевидно, результатом уменьшения притока тепловой энергии к активизированному мантийному очагу, что приводит к уменьшению (вплоть до нулевой) скорости раскрытия зоны растяжения. В этих условиях в коровых магматических камерах может происходить накопление флюидов, включающих H_2O , кислород, так как затрудняется их диссипация. Это, в свою очередь, способствует появлению в базальтовых расплавах среди кристаллизующихся фаз Amf и Mt, что ведет к генерации средне-кислых магм. Последние поступают на поверхность по единичным каналам, формируя вулканические постройки центрального типа, каких в пределах рассматриваемой структуры выделено две.

Позднее, мантия вновь становится более энергонасыщенной, возобновляется относительно интенсивное растяжение коры, коровые магматические камеры вновь функционируют в режиме генерации базальтов. С больших (100 - 150 км) глубин поступают небольшие порции коматитовых выплавов. На поверхности происходит снос обломочного материала с бортов, а, возможно, и с внутренних положительных форм рельефа существующей депрессии, который образует прослой среди вулканических покровов. Осадкообразование на поздней стадии формирования протоструктуры становится более интенсивным, вулканическая деятельность затухает.

Условия растяжения земной коры сменяются интенсивным сжатием (образуются складки F_1^1 , а затем и сдвиги-надвиги). В силу большей дезинтегрированности наиболее интенсивно эти процессы проходили в центральной магмоподводящей зоне системы (протоструктуре зеленокаменного пояса). В условиях сжатия прекращается диссипация энергии и флюидов, которые все еще поступают из постепенно угасающего мантийного очага. Они, как это предложено в модели В.С. Федоровского [22], накапливаются в верхней части коры, бронированной вулканическими толщами и, наконец, реализуются путем гранитизации, механическим проявлением которой является интенсивное куполообразование. Супракристалльные комплексы метаморфизуются в меньшей степени в пределах будущего зеленокаменного пояса, сильнее за его пределами, что отражает интенсивность гранитизации в этих зонах.

Представляется, что ранние стадии развития протоструктуры гранит-зеленокаменной систе-

мы имеют черты сходства с рифтогенным режимом, хотя и весьма специфическим, если судить по продуктам вулканизма, завершающей стадии развития и масштабам явления. В этом, вероятно, проявляется специфика архейского тектогенеза.

Представленный материал позволяет считать, что именно гранит-зеленокаменные системы являются элементарными самостоятельными тектоническими единицами архейской литосферы, а зеленокаменные пояса и гнейсово-купольные зоны, маркирующие соответственно главную магмоподводящую часть протоструктуры и ее борта, — это составные части этих систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 152 с.
2. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
3. Горлов Н.В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л.: Наука, 1967. 111 с.
4. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология). Л.: Наука, 1988. 212 с.
5. Кожевников В.Н., Мельянцева Н.В., Белоусов Е.Ф., Дербасова А.Д. Геолого-геохимическая типизация коматиитов Северной Карелии // Геология и метаморфизм архейских зеленокаменных поясов. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1988. С. 40 - 56.
6. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
7. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
8. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 209 с.
9. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Крылов И.Н., Матреничев В.А. Фракционная кристаллизация в архейских коматиит-базальтовых сериях, установленная по распределению редких элементов // Геохимия. 1989. № 10. С. 1437 - 1448.
10. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
11. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 438 с.
12. Рыбаков С.И., Мельянцева Н.В. Хизоваарская палеовулканическая постройка // Геология докембрия Северной Карелии: Опер.-информ. материалы за 1985 г. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1986. С. 16 - 18.
13. Рябчиков И.Д., Богатилов О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625 - 638.
14. Скорнякова Н.И. Структура Хизоваарского участка // Вопросы геологии и петрологии докембрийских комплексов Карелии: Опер.-информ. Материалы. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1985. С. 41 - 44.
15. Слабунов А.И. Геология и петрохимия докембрийских образований района оз. Кереть-Нижнее Кумозеро (Северная Карелия) // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1987. С. 18 - 35.
16. Слабунов А.И. Керетская позднеархейская гранит-зеленокаменная система Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 24 с.
17. Слабунов А.И. Лопийские осадочно-вулканогенные образования и их соотношение с беломорским супракрустальным комплексом в районе оз. Кереть // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1990. С. 141 - 155.
18. Слабунов А.И. Структурно-метаморфическая эволюция лопийского супракрустального комплекса района оз. Кереть // Актуальные проблемы геологии, петрологии и геохимии Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1990. С. 25 - 36.
19. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.
20. Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 168 с.
21. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций // Геохимия. 1970. № 3. С. 303 - 308.
22. Федоровский В.С. Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенезис докембрия Байкальской горной области // Геология докембрия. 27-й МК. Секция С. 05. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 125 - 132.
23. Хизоваарское кианитовое рудное поле (Северная Карелия). Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1988. 104 с.
24. Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R., Kesola R., Lenton M.I., Marker M., Raase P. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // Tectonophysics. 1989. V. 162. С. 1 - 25.
25. Slabunov A.I. Late Archean sedimentary and volcano-genic deposits in the link zone of the Karelian and Belomorian segments of the Baltic Shield in the lake Keret, northern Karelia (On the relation of Lopian and Belomorian supracrustal complexes) // Precambrian geology of the southern Canadian Shield and the eastern Baltic Shield // U.S. - U.S.S.R. - Canada joint seminar. St. Paul: University of Minnesota, 1991. P. 122 - 130.

Рецензент: К.Х. Авакян

Upperarchean Keret Granite-Greenstone System of Karelia

A. I. Slabunov

The Keret granite-greenstone system is composed of a greenstone belt and a gneiss-dome zone. The greenstone belt is situated with the Karelian segment of the Baltic Shield while most of the gneiss-dome zone is in the western White – Sea Shield. Supracrustal units (para-rocks and meta-volcanics) in both zones of the system are contemporaneously Late Archean. The conjugated zones show single zonal metamorphism effects with synchronous tectonic processes in them. At the same time, each of the parts of the system shows their unique patterns of supracrustal units, structure or metamorphism. Analysis of the geologic data, including the petrochemistry of the region's meta-volcanics, suggests that early stages of the granite-greenstone system's proto-structure evolved under conditions of pulse-like extension of the sialic crust. The komatiite-basalt volcanism marks stages of the intense opening, while intermediate and acid volcanics are typical of slow-rate or even halted movement. The closing stages saw intense compression of the proto-structure and granitization of the sialic basement.

УДК 551.24(261/264)

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА (ДО 1970 ГОДА)

© 1993 г. А. О. Мазарович

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 18.01.93 г.

Рассмотрена эволюция взглядов на строение и развитие Атлантического океана с середины XIX века до 1970 года. Установлено, что возникновение новых тектонических гипотез во многом зависит от уровня развития техники морских исследований, в частности от способов измерений глубин. Обзор содержит также сведения о формировании неомобилистских взглядов и краткий очерк экспедиционных работ разных стран, которые внесли существенный вклад в изучение тектоники Атлантики.

В XVI веке стало понятным, что земли, открытые 500 лет назад, во время путешествий Христофора Колумба, представляют собой континент, (названный в 1507 году Мартином Вальдземюллером Америкой [10]), а огромное водное пространство, известное тогда как Западное море, между вновь открытым материком и Европой получило в 1650 году от Бернхарда Варениуса название Атлантический океан [25]. История его изучения исчисляется столетиями, однако в этом обзоре сконцентрируем внимание на развитии представлений о тектоническом строении дна Атлантического океана и его отдельных частей. В связи со спецификой поставленной задачи будут затрагиваться более общие вопросы теоретической тектоники, развитие которых играло существенную роль в исследованиях Атлантического океана. Сведения об истории развития геологии, тектоники, геоморфологии и географии Атлантики можно найти во многих работах [14, 15, 28, 34, 54].

Предлагаемый обзор преследует цель выявить закономерности в становлении тектонических представлений о природе Атлантического океана. Знания в этой области могут быть полезными при разработке стратегии исследований океанов тем более что Атлантика в течение десятков лет представляла собой полигон, на котором выдвигались, опробовались многие тектонические гипотезы: геосинклинальная теория, представления о трансформных разломах, перикратонных прогибах и т.д.

Основную часть обзора хотелось бы предвратить следующими замечаниями. Как правило автор ссылался не на первоисточники, а на их переводы, стремясь ориентировать российского читателя на более доступные издания. В тех случаях, когда при переводе появлялась неоднозначность, в тексте приводились оригинальные термины из иностранных работ. Наконец, отсутствие соответствующих пояснений на некоторых иллюстрациях означает, что они отсутствуют в оригиналах.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ И ТЕКТОНИКЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ДО ВТОРОЙ МИРОВОЙ ВОЙНЫ

В 1852 году в акватории Атлантического океана начались работы, весьма далекие от тектонических гипотез, — промеры глубин, которые проводились тремя судами в связи с прокладкой трансатлантического телеграфного кабеля. В 1854 году лейтенант Мэтью Фонтейн Мори, возглавлявший Депо карт и приборов Военно-морского флота США (впоследствии Военно-морской океанографический офис), сообщил министру ВМФ, что дно океана между Ирландией и Ньюфаундлендом представляет собой подводное плато [52]. В 1855 году М. Мори составил первую батиметрическую карту Северной Атлантики, написал книгу "Физическая география океана", выдержавшую 22 издания, и стал иностранным членом-корреспондентом Петербургской Академии наук. В 1872 году начались обстоятельные исследования океана на судне "Челленджер" (1872 - 1876). На его борту работал английский океанограф Джон Меррей, данные которого послужили основой для создания (1885 г.) батиметрической карты Атлантического океана [10], на которой стали проступать контуры поднятия, протягивающегося с севера на юг примерно по середине океанского дна и известного ныне как Срединно-Атлантический хребет (САХ) (рис. 1).

"Дно Атлантического океана открывается состоящим из двух параллельных долин, имеющих в общем направлении с севера на юг и разделенных на глубине 1660 - 1830 м широкой плоской возвышенностью, как бы плоскогорьем, на котором расположены почти исключительно вулканические острова. Этот подводный хребет распознан и прослежен довольно полно и подробно" [50]. Это географическое открытие стало привлекать в первой четверти XX века внимание геологов и положило начало длительной дискуссии о природе САХ, которая, кстати, не окончена и сегодня.

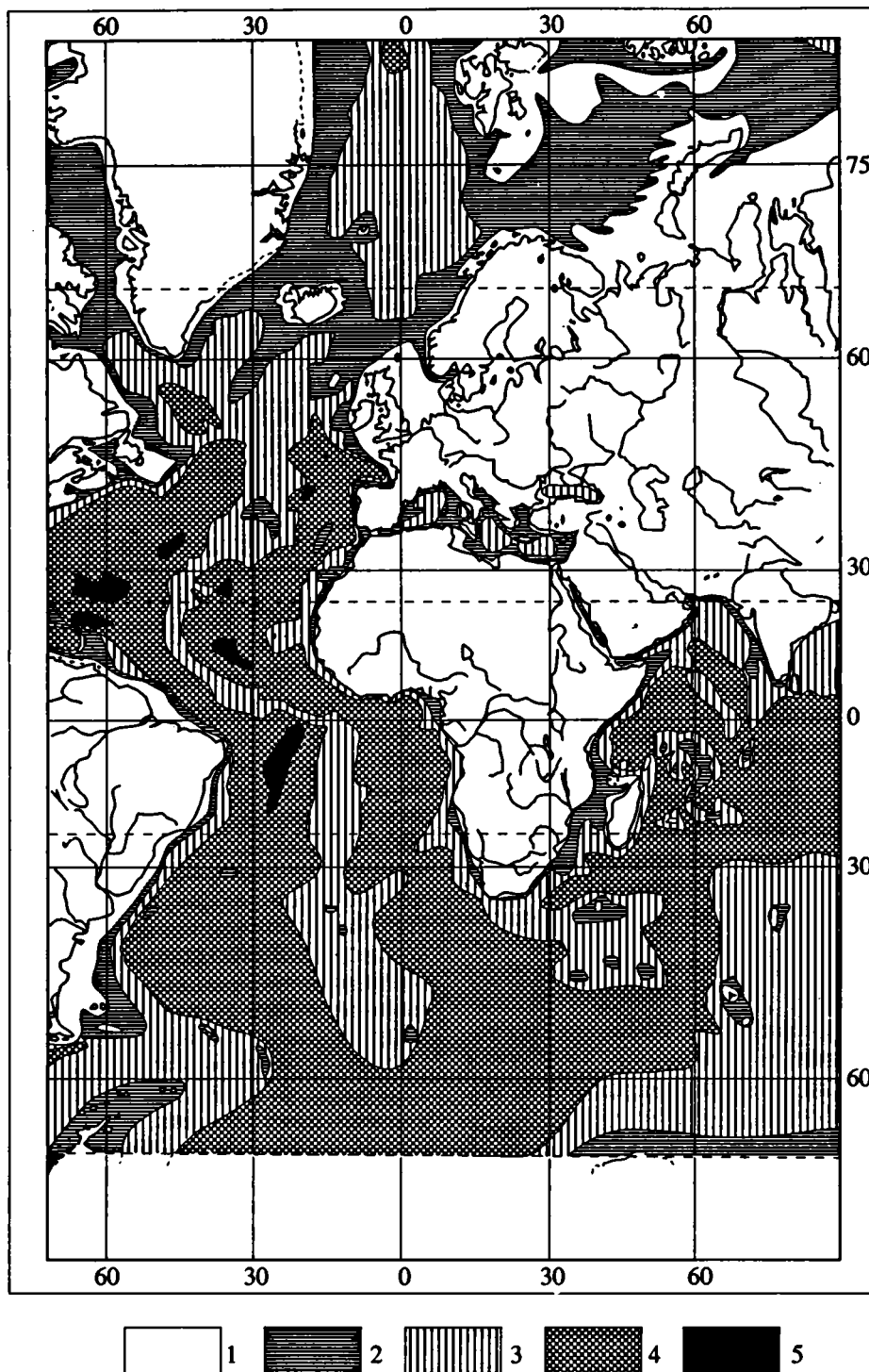


Рис. 1. Распределение океанических глубин, м (по Джону Меррею, А. Зупану и карте Принца Монакского [27]).
1 – 0 – 200, 2 – 200 – 2000, 3 – 2000 – 4000, 4 – 4000 – 6000, 5 – более 6000.

Первые обстоятельные рассуждения о природе рельефа Атлантического океана стали появляться позже. Профессор Парижского университета Эмиль Ог писал: “Атлантический океан можно... считать за громадную геосинклинали в период ее раздвоения, причем осевая возвышенность этого океана соответствует геоантиклинали” [27, с. 154].

В главе, посвященной орогеническим гипотезам, Э. Ог делает вывод, что впадина Атлантики с направлением, поперечным к складкам, является общей областью погружения для всех пересекающих ее складчатых зон. Она “превратилась теперь в геосинклинали, и ее ось симметрии уже наметилась в виде срединной складки...” [27, с. 485].

Иная точка зрения отстаивалась сторонниками дрейфа материковых глыб (К. Андре, А. Вегенер). В частности, Альфред Вегенер писал о том, что Средне-Атлантический вал “представляет собой во всяком случае остаточный материал после разделения глыб. При этом можно предположить, что вместо единой трещины в этом месте возникло сетчатое переплетение трещин, т.е. целая полоса обломков, большая часть которых погрузилась ниже уровня моря, т.к. подстилающий их субстрат растягивался и сплющивался” [6, с. 86]. При этом А. Вегенер подчеркивал, что природа вала “представляет собой явление, которому теории дрейфа должна найти объяснение” [6, с. 194].

Критически к идеям Э. Ога отнесся А.А. Борисьяк в работе “Теория геосинклиналей”: “На беду Ог, ища аналога геосинклинали в современном рельефе земного шара, остановился между прочим на Атлантическом океане; надо сознаться, что более убийственный пример для теории дрейфа трудно было придумать...” [3, с. 6].

В связи с теорией А. Вегенера было бы несправедливым не упомянуть “прамобилистов”, которых необычайное сходство берегов Северной и Южной Америк с Африкой и Европой не раз приводило к идее о том, что они некогда представляли единое целое: 1620 – барон Френсиз Бэкон [52], 1658 – аббат Ф. Плассе (сочинение “Доказательства того, что перед всемирным потопом Америка не была отделена от других частей света”) [39], 1877 – Е.В. Быханов (сочинение “Астрономические предрассудки” [6, 29]), 1910 – Ф. Тейлор (Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan) [6].

Сторонником идей мобилизма был также приват-доцент Цюрихской высшей технической школы Рудольф Штауб. Он считал, что воззрения А. Вегенера революционны, однако “применяя основную идею Вегенера о смещении материков, мы пришли на основании более точного тектонического анализа строения Земли к совершенно иной картине движения Земли... Материки движутся от полюсов к экватору и от экватора к полюсам” [47, с. 254]. “Более точный анализ” заключался в прослеживании основных альпийских линий Земли, и в этих исследованиях немало важную роль играло взаимоотношение Альпийских цепей с Новым Светом и их сопоставление с батиметрией Атлантического океана. Штауб пишет: “Северная Атлантика... скрывает в себе от острова Св. Павла и почти до края Телеграфного плато альпийские элементы. Оба больших бассейна Северной Атлантики оказываются альпийскими междугорьями величайшего масштаба” [47, с. 143], которые слагались по его мнению фрагментами герцинид Европы и Северной Америки, либо иными образованиями, входившими в структуру Гондваны или Лавразии (рис. 2).

Из вышесказанного следует, что к 20 годам нашего столетия определились основные направления в теоретической тектонике – мобилизм и

фиксизм, каждое из которых имело множество оттенков. Характерно, что идеи подвижности материков весьма неодинаково оценивались различными исследователями.

“Вегенер первый дал возможность по-настоящему вырваться на свободную дорогу великой идее о полной подвижности материковых глыб в своей поистине революционной книге о происхождении материков и океанов. В последнее время к идее континентальных сдвижек пришли, хотя и иными путями, Амперер, Космат и Швинер... Арган и автор” [47].

“Штауб обрабатывает факты под стиль теории континентальных перемещений – теории, не выражающей законов геологической истории” [47, с. 17], – писал в предисловии к книге Р. Штауба Д.И. Вычурин. Он называет автора “теоретизирующим натуралистом” и подчеркивает, что “работа Штауба, как и большинство геотектонических построений ученых капиталистических стран, не воспитывает строгого научного отношения к фактам и исторического их понимания” [47, с. 18]. Для иллюстрации можно привести также рассуждения автора первого учебника по геотектонике СССР М.М. Тетяева [35], который не обсуждал специально вопросы тектоники Атлантического океана, однако с философских и весьма субъективных позиций оценивал работы А. Вегенера и некоторые общие вопросы тектоники океанов. Он считал, что развитие идей мобилизма было связано с возможностью посмотреть на особенности развития океанов и материков в неожиданном ракурсе и “казалось бы, что эта теория совершенно переворачивала все наши представления и вносила нечто новое в понимание геологических явлений... Вместе с тем появление этой новой теории представляет определенный шаг назад в отношении анализа и понимание структурных форм. Выступив против контракционной теории, она выкинула за борт установленные закономерности структурных форм, превратив их в простой хаос сматия по краям континентов” [35, с. 29].

Наряду с критикой, в ряде случаев справедливой, М.М. Тетяев призывал к глобальному изучению Земли. “И эту задачу мы, советские геологи, должны взять на себя, т.к. буржуазная геология в условиях своего метафизического мировоззрения не в силах справиться с такой задачей, требующей не только правильной методологии, но и дерзости и смелости, на которую способна только советская наука” [35, с. 348 - 349].

Тем не менее “буржуазная геология” стремительно накапливала в многочисленных экспедициях сведения о строении дна Атлантического океана. Данные, собранные германской экспедицией на научно-исследовательском судне “Метеор” (1925 - 1927), дополненные эхолотными промерами с судов различных типов, включая военные (крейсер “Эмден”), легли в основу новой батиметрической карты Атлантического океана (1 : 20000000, рис. 3, [65]). В результате работы

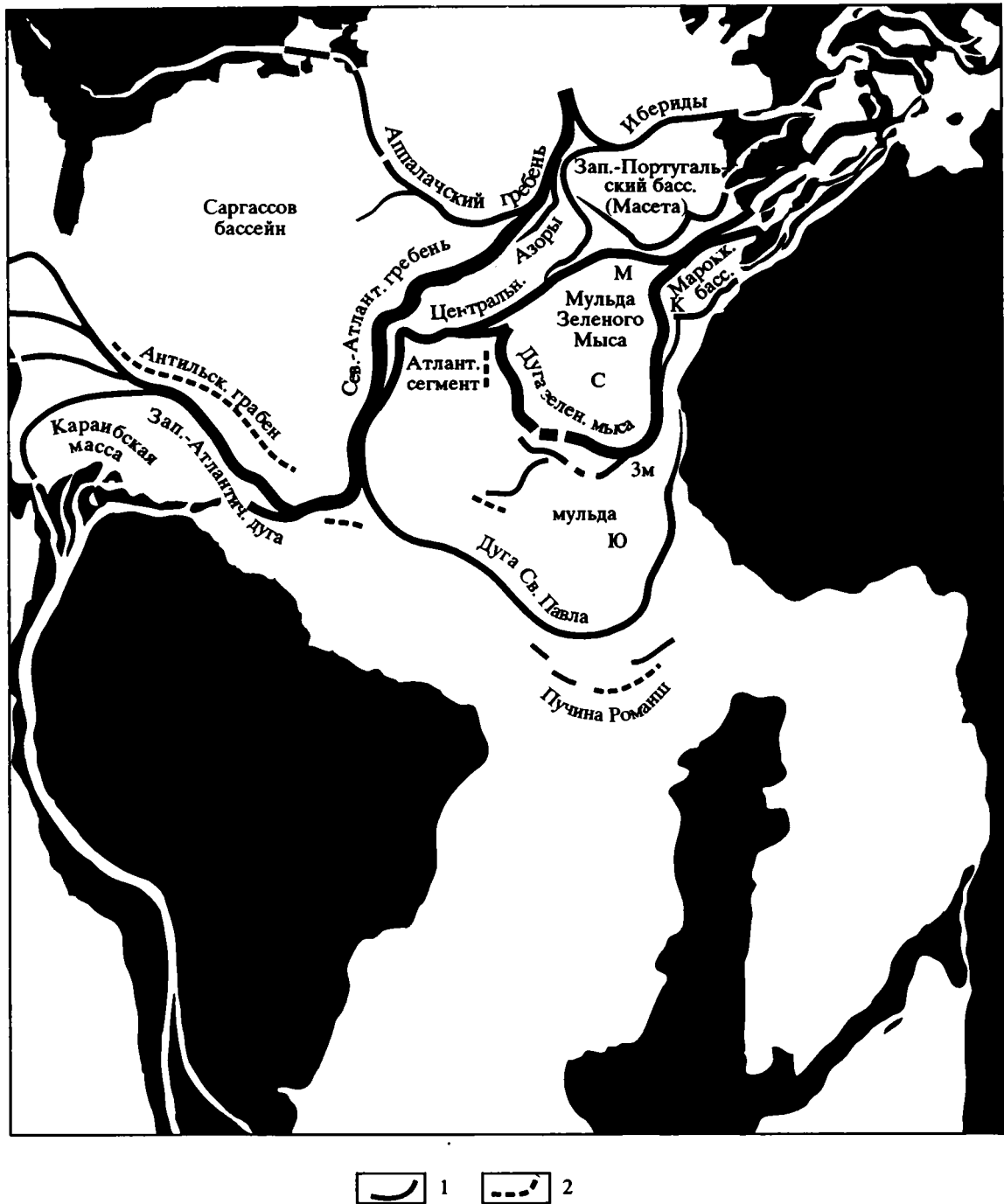


Рис. 2. Альпийские основные линии Атлантического океана, набросанные по картам морских глубин Р. Штаубом [47].
1 – кордильеры, 2 – грабены.

над ней были типизированы основные формы рельефа, появился обширный список новых географических названий, составивших основу современной топонимики Атлантического океана. В объяснительной записке к карте океан был разделен на следующие геоморфологические провинции: а) шельф и континентальный склон, б) Атлантический океан, в) поперечные пороги 1-го и 2-го порядков, г) глубоководные впадины, д) глубоководные грабены [66]. Под последними пони-

мались как глубоководные желоба, сопряженные с островными дугами, так и впадина Романш. Несмотря на такое объединение авторы понимали, что это разные тектонические формы. Выделение многих поперечных порогов ("Querschwellen") основывалось на анализе распределения придонных вод и, следовательно, их существование является во многом гипотетическим. Под хребтами подразумевались крутые поднятия типа Китового, под порогами 1-го порядка – пологие поднятия (Рок-

кол, Канарский, Зеленого Мыса), 2-го порядка – платообразные образования (Сьерра-Леоне, Азоры, Рио-Гранде). Позже Г. Вюст отмечал, что Срединный хребет имеет сводообразную форму, а океан в целом характеризуется структурой “впадин и порогов” (“Becken-Schwellen-Struktur”) [68]. Примечательно наблюдение, что в местах резкого изменения простираания Атлантического хребта находятся седловины горного хребта (“Einsattelung”), причем из карты следует, что южная совпадает с расположением разломов Романш, Чейн, более северная – Архангельского, Долдрамс и Вернадского (рис. 3). Среди многочисленных иллюстраций [68] приводился продольный профиль вдоль Атлантического хребта, на котором легко узнаются многие известные теперь трансформные разломы (например, Кейн, рис. 4).

В конце 30-х годов была опубликована монография профессора Московского университета А.Н. Мазаровича [22]. Он считал, что “Атлантический океан состоит из очень неоднородных участков. Северная его часть представляет собой опустившуюся и расколовшуюся часть древней Канадской платформы и прилегающих каледонских складок. Центральная часть океана – остаток мезозойского Тетиса, увеличенный новейшими погружениями. Южная часть Атлантики представляет собою... растянутую часть платформы, позднее собранную в складки и затем, по-видимому, вновь погруженную под уровень океанических вод” [22, с. 406]. Касаясь вопроса о присутствии складчатых структур в Срединно-Атлантическом хребте, А.Н. Мазарович пришел к выводу о том, что “наличие мезозойских складок здесь возможно, как об этом говорит складчатая юра островов Зеленого Мыса и наличие мощных известняков нижнего мела” [22, с. 304]. В целом А.Н. Мазарович поддерживал идеи мобилизма, считая, что, не принимая явлений подвижности материков, крайне трудно понять ряд фактов, о которых говорит историческая геология: “Нам нужно научиться, хотя это и очень трудно, представить наши геологические факты в постоянном процессе развития, перемещения, так как статическая точка зрения отжила свой век” [22, с. 411].

В конце 30-х - начале 40-х годов профессор Ганс Штилле рассматривал Атлантический океан как молодое образование, существовавшее с мелового времени и в значительной мере утратившее сиалический слой [48]. В строении дна океана он предлагал выделять “весьма разнородные по возрасту элементы” (с севера на юг): Скандик (парагеосинклинальное повторение большей части каледонской ортогеосинклинали Северной Европы); северную позднюю Атлантику (в пределах прошлого пространства Лаврентии); северную раннюю Атлантику (древнейшее звено, соединявшее средиземноморский и антильский Тетис); южную позднюю Атлантику (область прежнего материкового моста между Южной Америкой и Африкой); южную раннюю Атлантику.

“Северо-Атлантический срединный гребень” оценивался как молодое сооружение, при его возникновении “важную роль играли силы, вызвавшие подъем, носителями которых была подкоровая магма, частично оставшаяся под областью подъема, но в большей мере получающаяся возможность излияния по тем линиям разломов, которые представляли собой сложение элементов атлантической территории” [48, с. 259].

В это же время вышла в свет работа А. Дю Тойта, в которой приводились схемы сопоставления структур Северной Америки и Европы, а также Южной Америки и Африки [57]. Автор считал, что рельеф дна Атлантического океана свидетельствует о том, что это впадина-растяжения (“stretch basin”). Срединно-Атлантический хребет, по мнению Дю Тойта, вторичен и сформировался при подъеме легких дифференциатов, т.е. им поддерживались взгляды Ван Беммелена [53], высказанные в 1936 году на 16 сессии Международного геологического конгресса.

Работы на “Метеоре” оправдали надежды А. Вегенера на то, что они принесут много нового и помогут в объяснении батиметрии Атлантики [6, с. 194]. Появление обильного фактического материала стимулировало размышления о природе океанов и послужило поводом для проведения целого ряда научных симпозиумов и конференций (например, “Атлантическое заседание” во Франкфурте в январе 1939 года). “Доклады господ из Берлинского института океанографии, – говорилось в обсуждениях, – показали нам, что начинается новый период в знаниях о рельефе океанского дна” [63, с. 383].

Вместе с тем, в представлениях о структуре дна Атлантического океана в предвоенное время существенных изменений не произошло. Недостаток геологической информации о коренных породах океана, вернее ее отсутствие, вынуждал тектонистов использовать косвенные данные: сопоставление простирааний горных сооружений, общие соображения в рамках геосинклинальной теории, данные о составе пород с океанических островов. В области геодинамики по-прежнему приводились аргументы в пользу контракционной гипотезы (например, [62]).

Однако именно в довоенный период сделаны крупные шаги в области картографирования дна Атлантического океана – очерчены контуры срединно-океанического хребта, всех котловин и отдельных поднятий. Сложился взгляд на дно как на нечто особенное (выходы симы), не имеющее аналогов на континентах, и идеи о полной идентичности структур континентов и океана. Эти выводы получили развитие в двух геодинамических концепциях: мобилистической и фиксистой, которые сходились только в одном – дно Атлантического океана весьма гетерогенно с тектонической точки зрения.

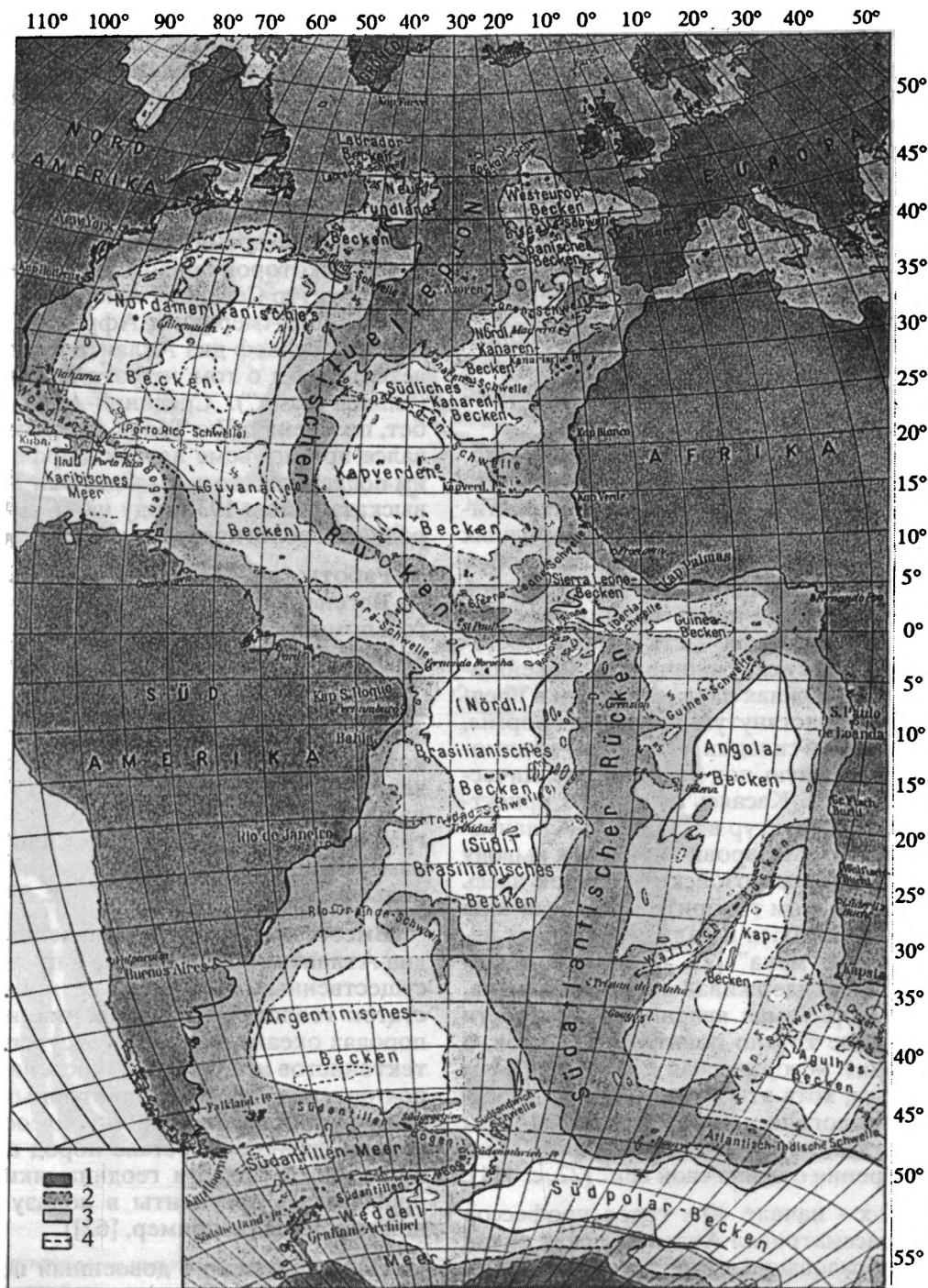


Рис. 3. Деление Атлантического океана [по 65]. Масштаб: 1 : 70 000 000.

1 – суша, 2 – 0 - 4000 м, 3 – 4000 - 5000 м, 4 – изобата 6000 м.

Наибольшее внимание исследователей довоенного времени привлекал САХ (“Средне-Атлантический вал” – по Вегенеру, “Срединный кряж” – по Огу, “Атлантический хребет” – по Стоксу и Вюсту, “продольный гребень Атлантического океана” – по Мазаровичу, “среднеатлантический порог” – по Кнечу). Он рассматривался в разных

качествах: остатки от разрушения древнего континента в месте его разрыва (А. Вегенер); молодое сводовое поднятие – складка или геоантиклиналь (Э. Ог); опустившаяся ось палеозойского складчатого пояса (А. Кобер); структурный элемент, сформировавшийся в результате эпейрогенетических движений или, как складчатая область, под-

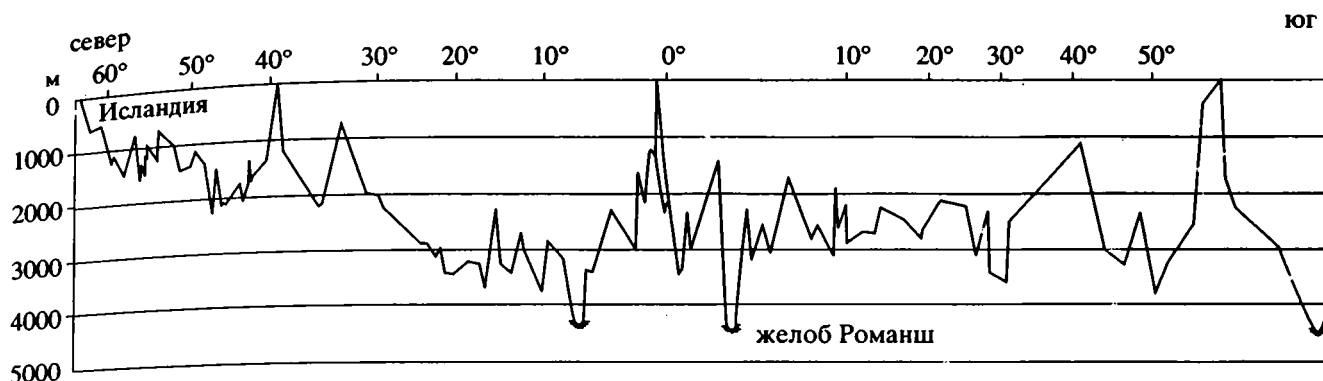


Рис. 4. Продольный профиль вершинной поверхности Атлантического хребта [по 66] с небольшими упрощениями. Масштаб: горизонтальный – 1 : 92 600 000, вертикальный – 1 : 1 000 000.

нятая кислыми и более легкими дифференциатами (Ван Беммелен), горст (Р. Зондер [64]); первичная складка основания, не покрытого осадками (У. Бухер); складчатое сооружение (А.Н. Мазарович). Все исследователи соглашались, что САХ представляет собой подводную горную систему, в которой после экспедиций “Метеора” стали выделяться седловины и глубоководный грабен Романш. Абиссальные котловины привлекали значительно меньше внимания и рассматривались как альпийские междугорья [47], аналогичные Паннонскому массиву. Перед войной появилось представление [66], что единые бассейны к востоку и западу от хребта разделены поперечными порогами разных типов.

Таким образом, уже к концу 30-х годов полностью сложились основные парадигмы в теоретической тектонике Атлантического океана (фиксизм и мобилизм) и были выявлены основные объекты исследования.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ И ТЕКТОНИКЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ДО КОНЦА 50-х ГОДОВ

После 2-ой мировой войны начали бурно разрабатываться и внедряться новые технические средства, позволившие резко ускорить изучение дна океана и повысить надежность аппаратуры [36]. Произошла замена тросового способа измерения глубин звуковыми методами и прежде всего на базе приборов фирм Англии, США и Германии. Значительно улучшились навигационные привязки, появились подводные фото- и телеустановки. В Атлантическом океане начали научные исследования вновь создаваемые океанологические центры США: Ламонтская геологическая обсерватория, Океанографический институт в Вудс Холле, Скриппсовский океанологический институт, а также различные подразделения ВМФ США. В восточной и северной частях Атлантики развернулись работы океанологов Англии, в меньшей степени – Германии, Франции и СССР, в котором в 1949 году был создан Инсти-

тут океанологии АН СССР. Все это позволило “рассматривать послевоенный период развития океанологии как этап, качественно отличающийся от предшествовавшего ему периода” [36, с. 27]. Вместе с тем, во взглядах на тектонику Атлантического океана существенных изменений не произошло, в чем легко убедиться.

В конце 40-х годов в советской литературе отмечалось присутствие “подводного высокого кряжа, простирающегося параллельно берегам океана” [49, с. 72], разделяющего его на две почти равные части. Обращалось внимание на существенно различающиеся типы островов и предлагалось разделять их на континентальные и таласохтонные (не имеющие связей с континентальной корой). По-прежнему считалось, что дно Атлантического океана образовано погруженными частями континентов, а в океанических впадинах либо не происходит процессов горообразования, либо “Средне-Атлантический хребет” отражает начало орогенеза [5].

В 1947 году Ж.П. Роте была высказана идея, что САХ – это истинная западная граница европейско-африканского блока. “Западнее хребта Атлантический океан имеет такое же строение, как и Тихий, и слой симы не перекрывается здесь кислыми сиалическими или промежуточными по составу породами. Дрейф континентов в смысле, придаваемом этому термину Вегенером, происходит только между Америкой и Срединно-Атлантическим хребтом” [7, с. 428 - 429].

К началу 50-х годов продолжали развиваться две группы представлений об эволюции Атлантического океана. Согласно первой (ее отстаивали Неймаейр, Зюсс, Армдт, Кайзер, От) под океанической водой скрыты те же части литосферы, что и на континентах, но расположенные на ином гипсометрическом уровне. Другая группа, представленная американской геологической школой (Шухерт, Грэбо), считала, что все океаны существовали изначально – теория перманентности океанов.

В течение 50-х годов в советской геологической литературе появилось несколько работ, которые затрагивали вопросы строения Атлантики [2, 18, 21, 23, 42 и др.]. Однако они были весьма ограничены по своим объемам, основывались на устаревших фактических материалах. Несколько приведенных ниже цитат вполне позволяют составить представление об отстаивавшихся тезисах.

“Атлантический океан представляет собой... геосинклинальную область, находящуюся в различных своих частях на разных этапах развития... В этой Атлантической геосинклинали в верхнем мелу создавалась меридиональная складчатая система, ныне вновь погруженная под уровень моря” [23, с. 107]. “Зафиксированы также землетрясения, приуроченные к Срединному Атлантическому гребню, причем зона сейсмичности в точности повторяет изгиб гребня и уходит на юг, постепенно замирая” [23, с. 102]. “Атлантический океан представляет образование сложное, отдельные части которого имеют различную геологическую историю, следует поэтому сначала провести анализ отдельных областей океана, а затем уж рассматривать имеющиеся представления о природе всего океана в целом” [23, с. 103]. В цитированной работе предлагалось выделять древние и вторичные океанические бассейны – океан-геосинклинали, при этом Атлантика относилась ко второму типу.

В.А. Магницкий подчеркивал прерывистость поверхности Мохо в Атлантике, а дно океана разделял на “собственно океаническое дно”, “глубоководные впадины” и “подводные валы и плато” [21]. Он обращал внимание на то, что ровность дна делает его сходным с платформами континентов, отмечая при этом, что “сходство это чисто внешнее” [21, с. 185]. Область подводных валов и плато является структурным элементом совсем иного типа. “Средне-Атлантический вал” представляет собой систему параллельных хребтов и долин, которые “являются тектоническими формами” [21, с. 186]. Отмечалось, что “поперечные провалы вала” также тектонического генезиса. В пределах хребта имеются участки, испытавшие крупноамплитудные вертикальные движения, вплоть до выхода из-под уровня моря, а сами области валов – это “или недоразвитые геосинклинальные области или участки океанского дна, которые начали переходить к геосинклинальному этапу развития” [21, с. 187].

В.В. Белоусов считал, что вдоль всего Атлантического океана протягивается геосинклиналь, которой соответствует подводный кряж [2]. Его строение определяется складчатыми и сбросовыми дислокациями. По мнению В.В. Белоусова, в котловинах продолжают существовать структуры прилегающих материков, но расположенные на более низком уровне, и следовательно в океанах можно выделять антеклизы и синеклизы. В.В. Белоусов неоднократно подчеркивал, что теория А. Вегенера

нера фантастична и “построение тектонического обобщения в свете современных данных возможно только в том случае, если все тектонические движения будут подчинены вертикальным силам и если колебательные движения станут в наших представлениях главной формой тектогенеза” [2, с. 573].

В середине 50-х годов появилась работа, в которой, помимо обширного очерка по исторической геологии Земли, была сделана типизация основных элементов рельефа дна [18]: 1 – “линейно вытянутые подводные возвышенности и хребты”, вершинные участки которых могут подниматься над уровнем океана в виде островов; 2 – “обширные подводные равнины”; 3 – “изолированные подводные возвышенности”, “горы”, “горные массивы”, часто увенчанные вулканами; 4 – “линейно вытянутые глубоководные депрессии”. Анализ строения океана привел Г.П. Леонова к выводу, что в пределах акваторий скрыты области основных очагов траппового магматизма: “Впадины Атлантического и Индийского океанов образовались на месте стабилизировавшихся участков земной коры в результате их разломов, погружений. Процесс этот сопровождался колоссальными излияниями основных лав, обширные покровы которых выстилают, вероятно, дно образовавшихся таким образом океанических впадин” [18, с. 353].

В самом конце 50-х годов Г.Б. Удинцев обращал внимание на широкое развитие подводных гор и подчеркивал [36], что главная особенность рельефа Атлантического океана – это горное сооружение Срединно-Атлантического хребта, в пределах которого можно выделить три морфологические зоны: центральную с глубоководным продольным желобом, террасовую (промежточную) и внешнюю горную.

Идеи мобилизма в рассматриваемый промежуток времени рассматривались вяло. Например, С. Бубнов считал, что возникновение Атлантики “в результате взаимного разбегания Европы и Америки и другие специфические взгляды Вегенера встречаются сегодня сильные и обоснованные сомнения” [55, с. 215].

СТАНОВЛЕНИЕ НЕОМОБИЛИЗМА И РАЗВИТИЕ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 60-е ГОДЫ

В 1959 году вышла в свет книга Б. Хейзена и его соавторов “Дно Атлантического океана”, которая сопровождалась физиогеографической картой [41]. В этом обстоятельном исследовании обобщен огромный фактический материал: рассматривались все основные геоморфологические элементы дна океана и делались попытки объяснить их происхождение. САХ рассценивался как часть “системы срединноокеанических хребтов Мирового океана” (СОХ). В монографии авторы приводят свое районирование хребта: “провинция гребня”, “рифтовая долина” (или несколько до-



Рис. 5. Геоморфологические провинции и строение земной коры по разрезу через Атлантический океан [по 41].

лин), “рифтовые горы”, “высокое раздробленное плато”, “провинции склонов” с верхней, средней и нижней ступенями, которые разделялись сериями наклонных сбросов или взбросов.

Рифтовая долина представлялась в виде глубокого ущелья или трещины, местами не устанавливавшаяся. Она обрамляется “рифтовыми горами”, рассматривавшимися как “наклонные глыбы, сбросовые склоны, которые образуют рифтовую долину” [41, с. 117]. Горы граничат с высоким расчлененным плато по обеим сторонам хребта. Авторы полагали, что “рельеф САХ – результат нормального сбросообразования” [41, с. 131] и сравнивали его с африканскими рифтами (рис. 5).

Кроме САХ были рассмотрены многие элементы рельефа и за его пределами. Азорское плато представлялось раздробленным тектоническим поднятием, в пределах которого был незначительный вулканизм. Азоро-Гибралтарский хребет описывался как слабо развитый срединно-океанический хребет типа САХ. Авторы подчеркивали [41], что абиссальные равнины были открыты только благодаря применению эхолотов-самописцев, и приводили описание абиссальных холмов, которые рассматривались ими как рельеф первичной поверхности, погребенной местами под осадками. Проанализировав все возможные варианты, авторы пришли к выводу, что для объяснения природы холмов нельзя отдать предпочтение ни вулканизму, ни складкообразованию, ни сбросовой тектонике.

Б. Хейзен и его соавторы поддержали представления Г. Хесса [43] о том, что поднятия в океанах – это результат серпентинизации верхней мантии, и идею братьев Юингов о том, что породы со скоростями 7.3 км/с это результат физической смеси пород океанической коры и верхней мантии. “Интенсивный вулканизм и интрузии в пределах САХ были причиной перемешивания пород коры и мантии и это было связано с конвекционными течениями в глубине мантии, которые поставляют большие количества базальтовой маг-

мы и порождают силы, растягивающие земную кору и верхнюю часть мантии” [41, с. 127 - 128].

Столь подробно нами рассмотренная работа, вместе с картой, стала базовой для многих последующих исследований, в которых предлагались те или иные модели геодинамического развития или строения земной коры Атлантического океана.

Попытки объяснить строение дна Мирового океана в целом и Атлантики в частности привели Р. Дица (Электронная лаборатория ВМФ США, Калифорния) в 1961 году к принципиально новым представлениям на развития океанической литосферы: “Концепция, выдвигаемая нами – ее можно назвать теорией раздвигания океанического дна, или теорией спрединга, – является в значительной мере интуитивной; она возникла при попытках интерпретировать данные батиметрии океанического дна” [9, с. 26]. Эти выводы стали возможны после принятия автором новой модели строения земной коры, суть которой вытекала из самой концепции. Никаких попыток к ее обоснованию им не предпринималось. По мнению Р. Дица, океаническое дно представляет собой обнаженную мантию, слегка прикрытую тонким слоем осадков с примесью эффузивов. Принималось, что неровности рельефа являются показателем его молодости, а поэтому “почему бы не предположить, что абиссальные холмы были сформированы на ювенильном океаническом дне в результате чередования внедрения интрузий и экструзий, которые впоследствии переместились в стороны. Срединное положение хребтов не может быть случайным, а следовательно континенты контролируют систему конвекции. Итак, все предложенные до настоящего времени гипотезы... несостоятельны... Хотя идея о высокоомобильном океаническом дне может показаться экстравагантной, она вряд ли явится насильем над геологической историей” [9, с. 30].

В этой революционной работе были заложены основы современной геодинамики: понятие о литосферных плитах, сделана попытка интерпре-

тировать появление магнитных аномалий как результат воздействия напряжений, перпендикулярных движению конвекционного потока, высказана идея о трехслойном строении коры под океанами. Практически все эти идеи интенсивно разрабатываются до настоящего времени.

В 1962 году Г. Хесс (Принстонский университет, Нью-Джерси) подробно рассмотрел [43, 44] возможность существования конвекционных ячеек и геодинамические следствия этого. Он считал, что под срединно-океаническими хребтами существуют восходящие ветви, под желобами – нисходящие, вследствие чего дно океана обновляется каждые 300 - 400 млн. лет. “Срединно-Атлантический хребет – медианный, поскольку континентальные области движутся в обе стороны от него с одинаковой скоростью (1 см/год)... Континенты не “вспахивают” океан... они пассивно перемещаются на мантийном материале. Поэтому на гребнях хребтов могут быть обнаружены лишь современные осадки, на крыльях современные и третичные” [43, с. 17].

В 1963 году сопоставление профилей дна северной части Атлантического океана и аномалий магнитного поля привели Ф. Вайна и Д. Метьюза (Кембриджский университет) к созданию оригинальной модели, в основе которой было два допущения [4]. Во-первых, “если происходит раздвижение океанического дна, перемещающиеся блоки нормально и обратно намагниченного материала должны двигаться в стороны от океанического хребта и вытягиваться параллельно его гребню” [4, с. 36]. Во-вторых, во времени происходит периодическая инверсия магнитного поля Земли. В конце статьи подчеркивалось: “...авторы понимают, что магнитные контрасты океанической коры могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли, например, тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала” [4, с. 37]. Вместе с тем, основные идеи Ф. Вайна и Д. Метьюза нашли широкое применение для объяснения строения и истории развития Атлантического океана.

В 1963 году группой сотрудников Океанографического института в Вудс Холле, Ламонтской геологической обсерватории и Колумбийского университета [59], была сдана в печать превосходная работа, в которой предполагалось существование огромных левых сдвигов в экваториальной Атлантике, получивших название Чейн и Романш. Там же сделано заключение, что желоба пересекают весь САХ, а входящие в них породы сходны с кристаллическими образованиями, драгированными ранее из других районов срединно-океанических хребтов. На прилагаемой схеме изображено 11 разломных зон между 10° с.ш. и 5° с.ш., что учитывало результаты работ в районе открытого разлома Вема [60]. Это немедленно повлекло необходимость теоретического объяс-

нения открытого природного явления. И оно появилось в 1965 году.

Дж. Уилсон, изучив размещение горных систем, СОХ и крупных разломов Земли, отметил факт резкого обрыва этих структур по простиранию. Он предположил, что все мобильные пояса связаны в единую цепь, обрамляющую несколько крупных жестких плит. При этом “любая” из вышеупомянутых структур в своем окончании может переходить или трансформироваться в структуры одного из двух типов... Область сочленения, в которой один структурный элемент преобразуется в другой, предлагается назвать трансформой (transform), или областью трансформации” [37, с. 58 - 59]. Дж. Уилсон предположил, что существуют особый класс разломов-сдвигов, резко обрывающиеся на концах, но по которым могут фиксироваться значительные смещения. Для этих образований был предложен термин “трансформный разлом”.

Используя идеи Р. Дица, Дж. Уилсон предполагал, что срединно-океанический хребет расширяется с образованием новой океанической коры, оставляя в рельефе дна неактивные следы своего бывшего положения. Свои рассуждения автор проиллюстрировал рядом примеров и, в частности, рассмотрел структурный рисунок экваториальной Атлантики (“Экваториальная Атлантическая зона нарушений”). Дж. Уилсон приходит к выводам, что видимое смещение хребта “является лишь отражением формы первоначального раскалывания двух континентальных блоков” [37, с. 62] и что места пересечения трансформных разломов с противоположными берегами “представляют собой сопряженные точки, которым следовало бы быть совмещенными перед началом рифтинга” [37, с. 63]. Модель в силу своей простоты была быстро принята геологами и без существенных изменений используется до настоящего времени. Хотелось бы отметить, что в статье остались неопределенными рамки применения термина “трансформный разлом”. В тексте под ним понималась лишь та часть разлома, которая располагалась между осями хребта, а на рисунке ([37], рис. 6) уже понимается все разрывное нарушение (АА’), включая его отрезки в пределах континентов.

В последующие пять лет продолжалось бурное развитие вышеупомянутых идей многими авторами, создавшими принципиально новую картину тектоники Земли, которая охватывала как континенты, так и океаны.

В 1968 году В. Морганом (Принстонский университет, Океанографический институт в Вудс Холле) была предложена геометрическая модель, согласно которой поверхность Земли можно разделить на 12 частей, или блоков, из которых три попадали на район Атлантического океана [24]. “Мы должны сделать допущение, – писал автор, – которое может придать предложенной модели математическую строгость, а именно мы допускаем,

что каждый блок коры обладает абсолютной жесткостью" [24, с. 69]. "В пределах же... любого... блока коры", как предполагает автор, "отсутствуют растягивающие усилия, инъекции крупных даек, утолщения коры или какие-либо иные нарушения, которые вызвали бы изменения расстояний между отдельными точками" [24, с. 70]. Кроме этого, для восстановления траекторий движений блоков предлагается довольно простой способ: "... по направлению даже одного трансформного разлома уже можно судить о направлении перемещения этих блоков... При этом следует учитывать разломы ... которые не согласуются с другими" [24, с. 70]. Подтверждая эти положения, В. Морган проанализировал строение экваториальной Атлантики и пришел к выводу, что все разломы должны лежать концентрично на малых окружностях вокруг полюса относительного движения.

В том же, 1968 году Кс. Ле Пишон опубликовал статью, в которой идеи Р. Дица, В. Моргана, Г. Хесса и других американских исследователей получают дальнейшее развитие [19]. Во-первых, неоднократно подчеркивается, что отсутствуют какие-либо сведения о деформациях или короблении крупных океанских блоков. В свете этого развитие Атлантики представляется следующим: "...если Атлантический океан раскрывается вдоль САХ, раскрытие это должно происходить таким образом, чтобы огромные тела горизонтально залегающих стратифицированных осадков этих бассейнов и континентальных окраин не подвергались деформации или короблению. Этот процесс не должен включать и коробление Африканского и Южно-Американского континентов... Движение происходит параллельно трансформным разломам" [19, с. 94]. Реконструируя этапы эволюции Атлантики, Ле Пишон приходит к выводу, что в палеогене САХ "как в северной, так и в южной частях этого океана образовался в результате спрединга, происходящего в течение кайнозоя, в то время как сами бассейны являются докайнозойскими структурами. Следовательно, аномалию N 31 следует искать на границе хребтов и бассейнов в северной части Атлантического океана" [19, с. 121].

Во-вторых, в цитированной работе много внимания уделялось методике палинспастических реконструкций и определению движения блоков относительно друг друга, которое базировалось на нескольких допущениях: Земля сферическая, длина ее радиуса не меняется, блоки и гребни хребтов мигрируют на поверхности Земли. В результате этих процедур поверхность планеты разделилась на шесть жестких блоков и это упрощение позволяло применить математический аппарат.

В том же, 1968 году, Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс (Ламонтская геофизическая обсерватория, Колумбийский университет) опубликовали крупное обобщение, в котором была выдвинута концепция "новой глобальной тектоники", объ-

единившая гипотезу А. Вегенера, спрединга и трансформных разломов [1]. Тектоника плит сейчас является практически общепринятой. Она вобрала в себя все наиболее остроумные разработки и базировалась на фактах о строении дна океана, известных к середине 60-х годов.

На фоне крупных прорывов в теоретической области происходило постоянное накопление фактического материала. Объем обзора не позволяет проанализировать результаты всех экспедиций. В связи с этим мы заострим внимание только на некоторых, помимо упомянутых, иностранных и советских экспедиционных работах, которые состоялись в 60-е годы.

В СССР лидирующее положение в геологических исследованиях Атлантического океана занимал Институт океанологии, включая его филиал в Калининграде. В приполярных районах Атлантики большое значение имели работы Арктического и Антарктического научно-исследовательского института и Полярного института рыбного хозяйства и океанографии. Например, данные, полученные во время рейсов судов "Севастополь", "Академик Книппович", "Тунец" (1955 - 1965), "Обь", "Лена" (1957 - 1958), позволили возобновить продолжение САХ в сторону полюса тремя звеньями: Исландия - Ян Майен, хребты Мона и Книпповича [20]. Эти данные хорошо соответствовали также результатам норвежских экспедиций, проведенных на судах "Г.О. Старе", "Юхан Иорт" (1956 - 1960 г.).

В 1966 году, в результате обобщения эхолотных промеров 1848 - 1962 годов, включая данные судов "Седов", "Экватор", "Крузенштерн", "Полюс", "Михаил Ломоносов", "Петр Лебедев", "Вима", "Кроунфорд", "Дана" и "Дискавери 2", Калининградским отделением ИОАН была составлена новая батиметрическая карта Северо-Западной Атлантики [8].

Чуть позже, в 1968 году, обобщены многочисленные данные, полученные немагнитным судом "Заря", которое начало свои исследования аномального магнитного поля в 1952 году. Был сделан вывод о трех существенно разных типах магнитных полей: над гребнем САХ, на его флангах и в котловинах, что интерпретировалось как свидетельство магнитной неоднородности пород океанического дна [13]. Работы в районе Исландии позволили предположить, что "... как Ферреро-Исландский порог, так и Исландия с прилегающими участками дна имеют континентальную структуру" [17, с. 1052].

В более южных районах исследования, направленные на изучение тектоники, проводились менее интенсивно. В ноябре 1963 - январе 1964 годов Калининградским отделением ИОАН проведены первые советские сейсмические работы методом МОВ в районах Восточной Атлантики, которые показали, что здесь мощность осадков доходит до 1900 м [11].

В 1965 году свой первый рейс в экваториальной Атлантике провел НИС “Академик Курчатов”. По результатам обработки каменного материала сделаны выводы: гипербазиты трога Романш формировались в гетерогенных условиях [31], они коагматичны габброидам [32], базальты по составу близки к щелочным [40]. Кроме того было отмечено, что гипербазиты сходны с континентальными разностями, но их отличает повышенное содержание титана в темноцветных минералах [32].

Интенсивно развивались работы в зарубежных странах. Остановимся лишь на некоторых из них. Во-первых, необходимо отметить начало проведения глубоководного бурения на НИС “Гломар Челленджер” (США, 1968 г.), во время которых стали получать прямые данные о составе, возрасте и физических характеристиках коренных пород Атлантического океана. Основной целью этих исследований была проверка гипотезы спрединга и движения литосферных плит.

В 1965 году на НИС “Вайдл” сняли несколько широтных профилей НСП через Атлантический океан между 10° и 15° с.ш. [56]. Впервые достоверно установлено, что в пределах САХ осадочный чехол отсутствует, а в котловинах достигает мощности до 2000 м. Авторы обратили внимание на сходные геофизические характеристики акустического фундамента под чехлом и в пределах гребня САХ. В конце 60-х годов опубликованы данные о хребте Барракуда [54], согласно которым это поднятие формировалось в результате развития продольных разломов, благодаря подъему мантии и подошвы коры на 3 км. Кроме этого указывалось, что поднятие находится на границе двух областей с существенно различными характеристиками аномального магнитного поля – линейного на севере, мозаичного – на юге. Параллельно с этими работами исследовалась сейсмичность САХ [58]. Расчет 75 землетрясений показал, что имеются резкие отличия в сейсмичности САХ и разломных зон. Изучение продольных профилей вдоль трогов южнее разлома Вима позволило сделать заключение о существовании современных вертикальных движений на флангах САХ [51]. Стали появляться все более обстоятельные сведения о составе и деформациях коренных пород (например, [61]), в частности поднятые впервые в Атлантике (1964 г. 22° с.ш.) зеленокаменные породы рассматривались как продукт регионального метаморфизма.

НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ, НАПРАВЛЕННЫЕ НА РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИКИ В КОНЦЕ 60-х ГОДОВ

Работы, которые привели к созданию новой глобальной тектоники, получили высокую оценку международного сообщества. Это способствовало созданию крупных исследовательских про-

грамм по изучению Мирового океана. В частности, в 1968 году ООН приняла резолюцию 2172/XXI, которая послужила толчком к разработке программы “Глобальные исследования океанов” (1969 г.). “Пока... проверка еще не осуществлена, представляется весьма возможным, что огромные пространства океанского дна сформировались за последние этапы геологической истории вследствие интрузий глубинных пород, происходивших вдоль осевых частей срединно-океанических хребтов и вызвавших горизонтальные смещения коры в стороны от них. В то же время значительные пространства океанических котловин могли образоваться либо в результате погружения материковых блоков, либо могли сохраниться в качестве остатков более древних океанов” [33, с. 933].

В программе были намечены объекты для изучения в первую очередь: системы рифтовых зон и срединно-океанических хребтов, включая исследования их структуры коры и распределения напряжений, и, во-вторых, океанические котловины. “Особый интерес представляют деформации и другие геологические феномены, сопутствующие краям океанических плит” [33, с. 935]. Было предложено 11 важнейших подпрограмм, выполнение которых могло существенно изменить представления о тектонике океана: бурение, картирование морфологии дна и другие. В качестве одной из первоочередных задач было выдвинуто изучение оси САХ в районах 40° - 60° с.ш. и 20° - 40° ю.ш.

Одновременно с этим правительство ФРГ заявило, что изучение океана представляется важнейшим полем деятельности, и в 1969 году приняло Генеральную программу изучения океана [67].

В СССР также были определены основные направления фундаментальных океанологических исследований, и в том числе в области геотектоники. Они были подготовлены коллективом ИОАН СССР и суммированы в обобщающем докладе Л.Р. Зенкевича [12]: происхождение океанических впадин и рельефа хребтов, неоднородность мантии, рифтовая система, проверка и развитие гипотез конвекции, расширения океанического дна и движения материков.

В 1969 году в ИОАН была создана секция геофизики и геотектоники дна океанов, которую возглавил Г.Б. Удинцев.

Организационные мероприятия повлияли самым благоприятным образом на развитие тектонических исследований в Атлантическом океане, позволили более целенаправленно ориентировать развитие экспедиционных исследований.

Таким образом, с концом 60-х годов совпадает принципиальный рубеж в развитии теоретической тектоники, на фоне которого проводились крупные организационные мероприятия по интенсивному развертыванию экспедиционных работ. Эти процессы не существовали обособленно, а дополняли друг друга. Необходимо также подчеркнуть,

что к середине 60-х годов были полностью развернуты и начали широко применяться на практике все основные геолого-геофизические методы изучения дна океанов. Кроме этого были сформированы очертания современного научного флота, который включал в себя суда разных типов: геолого-геофизические, геофизические, буровые, обитаемые подводные аппараты и т.п.

* * *

Анализ советских журналов: "Океанология", "Геотектоника", "Известия АН СССР" и "Доклады АН СССР" (с 1961 г. по 1970 г.) показывает, что обсуждение идей спрединга или новой глобальной тектоники в литературе были скорее исключением, чем правилом. В той или иной мере они поддерживались в работах В.Е. Хаина [38], П.Н. Кропоткина [16] и некоторых других. По-прежнему широко были развиты взгляды прошедших десятилетий. В частности, Ю.М. Шейнманн, практически дословно повторяя свои взгляды, высказанные тремя годами ранее, писал: "... начальные стадии формирования складчатых поясов (еще до того как на их месте оформляются типичные геосинклинали) и современные океаны типа Атлантики суть одно и то же" [46, с. 35]. "Океаны типа Атлантического являются лишь начальной стадией образования складчатого пояса" [45, с. 780], а формирование их завершилось базификацией коры, ее опусканием в юрское или раннемеловое время. Близкие точки зрения продолжали отстаиваться и на Западе, например в работах М. Обуэна [26], считавшего САХ эвгеоантиклинальным поднятием.

Несколько обособленными выглядят представления о развитии океанической коры, высказавшиеся академиком А.В. Пейве, к которому он пришел через опыт изучения структуры континентальных областей в начале 60-х годов. Он считал, что океанские разломы представляют собой сверхглубинные образования, проникающие глубоко в мантию, а дно океанов охвачено процессами тектонического дробления "на большие и малые глыбы и блоки, испытывающие большие взаимные перемещения" [30, с. 177]. Он подметил, что процессы деформации верхней части мантии и земной коры континентов имеют много сходного и "весь земной шар (континенты и океаны) характеризуется мозаично-глыбовой структурой, охватывающей как кору, так и верхнюю мантию Земли. Это деформации, возникшие в результате затраты колоссальной энергии перемещений блоков земной коры и мантии" [30, с. 178]. Однако А.В. Пейве считал, что суперперемещения материков в духе А. Вегенера не могут быть приняты безоговорочно. Развивая свои идеи, А.В. Пейве в 1967 году пришел к выводу, что "... система гигантских сдвигов в тонкой и хрупкой океанической коре САХ... связана с неравномерным, "струй-

чатым" пластичным тектоническим течением вещества в... астеносфере. Но так как астеносфера под континентами расположена в 2 - 3 раза глубже, чем под океанами, то скорости тектонического течения горных масс на одной и той же глубине увеличивают градиент скорости тектонического течения, вызвавшей дисгармонию структур океанов и континентов" [29, с. 276].

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

Произведенный обзор показывает, что изучение тектонического строения океана имеет ряд специфических особенностей, которые отличают его от исследований на континентах.

Во-первых, дно океана представляет собой закрытый объект, изучение которого было возможно дистанционными методами или косвенным путем – через различного сорта моделирование или путем сравнения простираций крупных геоморфологических объектов с последующей экстраполяцией данных наземной геологии в океан. Особенно широко это направление развивалось до 60-х годов.

Эти обстоятельства приводят ко второй особенности – зависимость теоретических выводов от развития исследовательской техники и внедрения новой аппаратуры, что влечет за собой огромные финансовые затраты. Проиллюстрируем это примером.

В рассмотренный период времени почти все тектонические представления зависели (и сейчас зависят!) от понимания строения рельефа глубоководной части дна океана. Они, в свою очередь, находятся в прямой связи с точностью батиметрических карт, создание которых зависит от способов измерения глубин. С 1840 по 1970 год, от первого промера глубин Атлантического океана Дж. Росса до становления новой глобальной тектоники произошло три смены "аппаратуры": в 1870 году веревочный линь сменился металлическим тросом, в 1922 году появился эхолот, в 1935 – эхолот-самописец. Теперь сопоставим эти рубежи с появлением результатов.

В 1855 году была создана первая карта М. Мори, на которой было отмечено Телеграфное плато, в 1885 году на карте Д. Меррея был изображен Средне-Атлантический вал, который становится объектом пристального внимания тектонистов (Э. Ог, А. Вегенер, Р. Штауб и др.). В 1934 году создается карта Стокса и Вюста, на которой изображаются многие особенности строения Атлантики. Они подталкивают к созданию все большего количества тектонических моделей. Наконец, многолетние работы с применением новейших для того времени приборов привели в 1959 году к созданию физиографической карты Б. Хизена и его соавторов, которая подтолкнула к идеям конвекции, спрединга, а в конечном итоге – к новой глобальной тектонике.

В 1965 году свой первый рейс в экваториальной Атлантике провел НИС “Академик Курчатов”. По результатам обработки каменного материала сделаны выводы: гипербазиты трога Романш формировались в гетерогенных условиях [31], они комагматичны габброидам [40], базальты по составу близки к щелочным [40]. Кроме того было отмечено, что гипербазиты сходны с континентальными разностями, но их отличает повышенное содержание титана в темноцветных минералах [32].

Интенсивно развивались работы в зарубежных странах. Остановимся лишь на некоторых из них. Во-первых, необходимо отметить начало проведения глубоководного бурения на НИС “Гломар Челленджер” (США, 1968 г.), во время которых стали получать прямые данные о составе, возрасте и физических характеристиках коренных пород Атлантического океана. Основной целью этих исследований была проверка гипотезы спрединга и движения литосферных плит.

В 1965 году на НИС “Вайдл” отсняли несколько широтных профилей НСП через Атлантический океан между 10° и 15° с.ш. [56]. Впервые достоверно установлено, что в пределах САХ осадочный чехол отсутствует, а в котловинах достигает мощности до 2000 м. Авторы обратили внимание на сходные геофизические характеристики акустического фундамента под чехлом и в пределах гребня САХ. В конце 60-х годов опубликованы данные о хребте Барракуда [54], согласно которым это поднятие формировалось в результате развития продольных разломов, благодаря подъему мантии и подошвы коры на 3 км. Кроме этого указывалось, что поднятие находится на границе двух областей с существенно различными характеристиками аномального магнитного поля – линейного на севере, мозаичного – на юге. Параллельно с этими работами исследовалась сейсмичность САХ [58]. Расчет 75 землетрясений показал, что имеются резкие отличия в сейсмичности САХ и разломных зон. Изучение продольных профилей вдоль трогов южнее разлома Вима позволило сделать заключение о существовании современных вертикальных движений на флангах САХ [51]. Стали появляться все более обстоятельные сведения о составе и деформациях коренных пород (например, [61]), в частности поднятые впервые в Атлантике (1964 г. 22° с.ш.) зеленокаменные породы рассматривались как продукт регионального метаморфизма.

НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ, НАПРАВЛЕННЫЕ НА РАЗВИТИЕ ТЕКТониКИ В КОНЦЕ 60-х ГОДОВ

Работы, которые привели к созданию новой глобальной тектоники, получили высокую оценку международного сообщества. Это способствовало созданию крупных исследовательских про-

грамм по изучению Мирового океана. В частности, в 1968 году ООН приняла резолюцию 2172/XXI, которая послужила толчком к разработке программы “Глобальные исследования океанов” (1969 г.). “Пока... проверка еще не осуществлена, представляется весьма возможным, что огромные пространства океанского дна сформировались за последние этапы геологической истории вследствие интрузий глубинных пород, происходивших вдоль осевых частей срединно-океанических хребтов и вызвавших горизонтальные смещения коры в стороны от них. В то же время значительные пространства океанических котловин могли образоваться либо в результате погружения материковых блоков, либо могли сохраниться в качестве остатков более древних океанов” [33, с. 933].

В программе были намечены объекты для изучения в первую очередь: системы рифтовых зон и срединно-океанических хребтов, включая исследования их структуры коры и распределения напряжений, и, во-вторых, океанические котловины. “Особый интерес представляют деформации и другие геологические феномены, сопутствующие краям океанических плит” [33, с. 935]. Было предложено 11 важнейших подпрограмм, выполнение которых могло существенно изменить представления о тектонике океана: бурение, картирование морфологии дна и другие. В качестве одной из первоочередных задач было выдвинуто изучение оси САХ в районах 40° - 60° с.ш. и 20° - 40° ю.ш.

Одновременно с этим правительство ФРГ заявило, что изучение океана представляется важнейшим полем деятельности, и в 1969 году приняло Генеральную программу изучения океана [67].

В СССР также были определены основные направления фундаментальных океанологических исследований, и в том числе в области геотектоники. Они были подготовлены коллективом ИОАН СССР и суммированы в обобщающем докладе Л.Р. Зенкевича [12]: происхождение океанических впадин и рельефа хребтов, неоднородность мантии, рифтовая система, проверка и развитие гипотез конвекции, расширения океанического дна и движения материков.

В 1969 году в ИОАН была создана секция геофизики и геотектоники дна океанов, которую возглавил Г.Б. Удинцев.

Организационные мероприятия повлияли самым благоприятным образом на развитие тектонических исследований в Атлантическом океане, позволили более целенаправленно ориентировать развитие экспедиционных исследований.

Таким образом, с концом 60-х годов совпадает принципиальный рубеж в развитии теоретической тектоники, на фоне которого проводились крупные организационные мероприятия по интенсивному развертыванию экспедиционных работ. Эти процессы не существовали обособленно, а дополняли друг друга. Необходимо также подчеркнуть,

что к середине 60-х годов были полностью развернуты и начали широко применяться на практике все основные геолого-геофизические методы изучения дна океанов. Кроме этого были сформированы очертания современного научного флота, который включал в себя суда разных типов: геолого-геофизические, геофизические, буровые, обитаемые подводные аппараты и т.п.

* * *

Анализ советских журналов: "Океанология", "Геотектоника", "Известия АН СССР" и "Доклады АН СССР" (с 1961 г. по 1970 г.) показывает, что обсуждение идей спрединга или новой глобальной тектоники в литературе были скорее исключением, чем правилом. В той или иной мере они поддерживались в работах В.Е. Хаина [38], П.Н. Кропоткина [16] и некоторых других. По-прежнему широко были развиты взгляды прошедших десятилетий. В частности, Ю.М. Шейнманн, практически дословно повторяя свои взгляды, высказанные тремя годами ранее, писал: "... начальные стадии формирования складчатых поясов (еще до того как на их месте оформляются типичные геосинклинали) и современные океаны типа Атлантики суть одно и то же" [46, с. 35]. "Океаны типа Атлантического являются лишь начальной стадией образования складчатого пояса" [45, с. 780], а формирование их завершилось базификацией коры, ее опусканием в юрское или раннемеловое время. Близкие точки зрения продолжали отстаиваться и на Западе, например в работах М. Обуэна [26], считавшего САХ эвгеоантиклинальным поднятием.

Несколько обособленными выглядят представления о развитии океанической коры, высказывавшиеся академиком А.В. Пейве, к которым он пришел через опыт изучения структуры континентальных областей в начале 60-х годов. Он считал, что океанские разломы представляют собой сверхглубинные образования, проникающие глубоко в мантию, а дно океанов охвачено процессами тектонического дробнения "на большие и малые глыбы и блоки, испытывающие большие взаимные перемещения" [30, с. 177]. Он подметил, что процессы деформации верхней части мантии и земной коры континентов имеют много сходного и "весь земной шар (континенты и океаны) характеризуется мозаично-глыбовой структурой, охватывающей как кору, так и верхнюю мантию Земли. Это деформации, возникшие в результате затраты колоссальной энергии перемещений блоков земной коры и мантии" [30, с. 178]. Однако А.В. Пейве считал, что суперперемещения материков в духе А. Вегенера не могут быть приняты безоговорочно. Развивая свои идеи, А.В. Пейве в 1967 году пришел к выводу, что "... система гигантских сдвигов в тонкой и хрупкой океанической коре САХ... связана с неравномерным, "струй-

чатым" пластичным тектоническим течением вещества в... астеносфере. Но так как астеносфера под континентами расположена в 2 - 3 раза глубже, чем под океанами, то скорости тектонического течения горных масс на одной и той же глубине увеличивают градиент скорости тектонического течения, вызвавшей дисгармонию структур океанов и континентов" [29, с. 276].

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

Произведенный обзор показывает, что изучение тектонического строения океана имеет ряд специфических особенностей, которые отличают его от исследований на континентах.

Во-первых, дно океана представляет собой закрытый объект, изучение которого было возможно дистанционными методами или косвенным путем – через различного сорта моделирование или путем сравнения простирающихся геоморфологических объектов с последующей экстраполяцией данных наземной геологии в океан. Особенно широко это направление развивалось до 60-х годов.

Эти обстоятельства приводят ко второй особенности – зависимость теоретических выводов от развития исследовательской техники и внедрения новой аппаратуры, что влечет за собой огромные финансовые затраты. Проиллюстрируем это примером.

В рассмотренный период времени почти все тектонические представления зависели (и сейчас зависят!) от понимания строения рельефа глубоководной части дна океана. Они, в свою очередь, находятся в прямой связи с точностью батиметрических карт, создание которых зависит от способов измерения глубин. С 1840 по 1970 год, от первого промера глубин Атлантического океана Дж. Росса до становления новой глобальной тектоники произошло три смены "аппаратуры": в 1870 году веревочный линь сменился металлическим тросом, в 1922 году появился эхолот, в 1935 – эхолот-самописец. Теперь сопоставим эти рубежи с появлением результатов.

В 1855 году была создана первая карта М. Мори, на которой было отмечено Телеграфное плато, в 1885 году на карте Д. Меррея был изображен Средне-Атлантический вал, который становится объектом пристального внимания тектонистов (Э. Ог, А. Вегенер, Р. Штауб и др.). В 1934 году создается карта Стокса и Бюста, на которой изображаются многие особенности строения Атлантики. Они подталкивают к созданию все большего количества тектонических моделей. Наконец, многолетние работы с применением новейших для того времени приборов привели в 1959 году к созданию физиографической карты Б. Хизена и его соавторов, которая подтолкнула к идеям конвекции, спрединга, а в конечном итоге – к новой глобальной тектонике.

Таким образом, внедрение новых типов техники происходило соответственно через 30 лет, 52 года, 17 и 45 лет. Внутри этих интервалов создавалось по 1 - 2 международно признанных карты с периодом создания около 25 лет. Продолжая этот ряд в наше время, отметим, что изобретение многолучевого эхолота (конец 70-х годов) знаменует новый этап. Сейчас мы находимся в стадии накопления информации, которая может быть обобщена где-то на рубеже 2000 года. Причем можно предполагать, что введение новой информации о строении таких объектов, как трансформные разломы, срединно-океанические хребты, может привести к созданию новых тектонических концепций.

Приведенный пример касался влияния картографирования поверхности дна океана, однако успешное развитие различных геофизических методов, а также внедрения новейшей геохимической аппаратуры и техники, позволяющей получать прямую тектоническую информацию (например, замеры простираания даек с подводных аппаратов) имеет огромное влияние на создание новых тектонических гипотез. Причем роль этих методов стала резко возрастать в первой половине 60-х годов.

Автор не мог охватить все многообразие работ, изданных на протяжении многих десятков лет, поэтому представляется, что ряд важных направлений не попал в поле зрения.

В заключение хотелось бы поблагодарить академика Ю.М. Пушаровского и старшего научного сотрудника ГИН РАН Г.В. Агапову за труд по прочтению статьи и конструктивную критику.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 133 - 179.
2. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: ГНТИ литературы по геологии и охране недр, 1954. 606 с.
3. Борисяк А.А. Теория геосинклиналей // Изв. Геол. ком., 1924. Т. 43. № 1. С. 1 - 15.
4. Вайн Ф., Мэтьюс Д. Магнитные аномалии под океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32 - 37.
5. Ван Бемжелен Р.В. Геология Индонезии. М.: Изд-во иностр. литературы, 1957. 395 с.
6. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 283 с.
7. Гогель Ж. Основы геотектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
8. Гребовский Н.А. Геоморфология дна в районе Большой Ньюфаундлендской банки // Океанология. 1966. Т. VI. Вып. 2. 1966. С. 285 - 293.
9. Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 26 - 32.
10. Джеймс П., Мартин Дж. Все возможные миры. История географических идей. М.: Прогресс, 1988. 672 с.
11. Здорovenin В.В. Сейсмические исследования в Восточной Атлантике // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 6. 1965. С. 999 - 1009.
12. Зенкевич Л.А. при участии Безрукова П.Л., Богорова В.Г., Бруевича С.В., Добровольского А.Д., Зенковича В.П., Корта В.Г., Лисицина А.П., Расса Т.С., Романова Ю.А., Самойленко В.С., Таубера Т.М., Удинцева Г.Б., Цурикова В.П. Научные основы десятилетней программы исследований Мирового океана // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 5. С. 779 - 802.
13. Иванов М.М., Новый В.В., Фигнер Д.Л. Результаты и задачи советских исследований геомагнитного поля в Мировом океане // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 3. С. 369 - 372.
14. Ильин А.В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 231 с.
15. Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 450 с.
16. Кропоткин П.Н. О возрасте и происхождении океанов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. XLIII. Вып. 5. С. 23 - 38.
17. Котенков Б.Н. Морские геологические исследования в районе Исландии // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 6. С. 1049 - 1052.
18. Леонов Г.П. Историческая геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 364 с.
19. Ле Пишон Кс. Спрединг океанического дна и дрейф континентов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 93 - 132.
20. Литвин В.М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 1. С. 86 - 94.
21. Магницкий В.А. Основы физики Земли. М.: Геодезиздат, 1953. 290 с.
22. Мазарович А.Н. Историческая геология. М.; Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 463 с.
23. Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952. Ч. II. 327 с.
24. Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 68 - 93.
25. Морской энциклопедический словарь. Т. I. / Под ред. Дмитриева В.В. Л.: Судостроение, 1991. 504 с.
26. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 300 с.
27. Ог Э. Геология. Том I. Геологические явления. М.: Гос. издательство, 1922. 496 с.
28. Панов Д.Г. Морфология дна Мирового океана. М.; Л. Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
29. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. С. 173 - 190.
30. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. С. 283 - 298.
31. Плошко В.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Князева Д.Н., Солдатов А.В. Петрохимия гипербазитов глубоководной впадины Романш // Океанология. 1969. Т. IX. Вып. 5. С. 807 - 822.

32. Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Князева Д.Н., Богданов Ю.А. Оливин, пироксены и плагиоклаз из гипербазитов впадины Романш Атлантического океана // *Океанология*. 1973. Т. XIII. Вып. 4. С. 625 - 631.
33. Равел Р., Зейболд Е., Уеда С., Удинцев Г.Б., Гурман Г., Перес Ж. Проблемы морской геологии в связи с использованием минеральных ресурсов Земли // *Океанология*. 1970. Т. X. Вып. 6. С. 215 - 240.
34. Резанов И.А. История геотектонических идей. М.: Наука 1987. 256 с.
35. Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит-ры Комитета по делам геологии при СНК Союза ССР, 1941. 356 с.
36. Удинцев Г.Б. Исследования рельефа дна морей и океанов // *Успехи в изучении океанических глубин (биология и геология)*. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 27 - 90.
37. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу // *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 1974. С. 58 - 67.
38. Хаин В.Е. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции // *Океанология*. 1969. Т. IX. Вып. 5. С. 816 - 827.
39. Хаин В.Е. Геотектоника // *История геологии*. Раздел "Развитие точных методов в геологии (XX в.)". М.: Наука, 1973. С. 179 - 200.
40. Харин Г.С., Богданов Ю.А. Базальты глубоководной впадины Романш // *Океанология*. 1974. Т. XIV. Вып. 4. С. 677 - 681.
41. Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. Ч. I. 145 с.
42. Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры // *Тектоника и формации*. М.: Наука, 1967. С. 246 - 355.
43. Хесс Г. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана // *Геология и геофизика морского дна*. М.: Мир, 1969. С. 246 - 261.
44. Хесс Г. История океанических бассейнов // *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 1974. С. 9 - 26.
45. Шейнманн Ю.М. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли // *Докл. АН СССР*, 1958. Т. 119. № 4. С. 778 - 781.
46. Шейнманн Ю.М. Значение океанов атлантического типа для развития структур Земли // *Бюлл. МОИП*. 1961. Т. 36. Вып. 2. С. 29 - 38.
47. Штауб Р. Механизм движения земной коры. Л.; М.: ГЕОНТИ, 1938. 372 с.
48. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 820 с.
49. Эдельштейн Я.С. Основы геоморфологии. М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. 399 с.
50. Энциклопедический словарь / Под ред. проф. Андреевского И.Е. Т. II. С.-Петербург: Семеновская типо-литография (И.А. Ефрона), 1890. 479 с.
51. Van Andel T.H. Recent uplift of the Mid-Atlantic Ridge South of the Vema Fracture Zone // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 7. No. 3. P. 228 - 230.
52. Bates C.C., Gaskell T.F., Rice R.B. Geophysics in the Affairs of Man. (A personalized history of Exploration Geophysics and its allied Sciences of Seismology and Oceanography). Oxford-Frankfurt: Pergamon Press, 1982. 405 p.
53. Bemmelen van R.W. Das Permanenzproblem nach der Undationstheorie // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 10 - 20.
54. Birch F.S. The Barracuda fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies // *Deep-Sea Res.* 1970. V. 17. No. 6. P. 847 - 859.
55. Bubnof von S. Grundprobleme der Geologie. Berlin: Akademie Verlag, 1954. 234 S.
56. Collette B.J., Ewing J.I. et al. Sediment distribution in the Oceans: the Atlantic between 10 and 19 N // *Mar. Geology*. 1969. V. 7. No. 2. P. 279 - 345.
57. Du Toit A.L. The origin of the Atlantic-Arctic Ocean // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 138 - 147.
58. Francis T.J.G. The detailed seismicity of Mid-Oceanic ridges // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1968. V. 4. No. 1. P. 39 - 46.
59. Heezen B.C., Bunce E.T., Hersey J.B., Tharp M. Chain and Romanche fracture zones // *Deep-Sea Research*. 1964. V. 11. No. 1. P. 11 - 33.
60. Heezen B.C., Gerard R.D., Tharp M. The Vema fracture zone in the equatorial Atlantic // *J. geophys. Res.* 1964. V. 69. No. 3. P. 733 - 730.
61. Melson W.G., van Andel T. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge. 22 N latitude // *Mar. geology*. 1966. V. 13. No. 3. P. 165 - 185.
62. Nölke F. Zur Tektonik des Atlantischen Beckens // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 21 - 27.
63. Pratje O. Aussprachen-Bemerkung zu den ozeanographischen Vertragen // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 3/4. S. 383.
64. Sonder R.A. Zur Tektonik des Atlantischen Ozeans // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 28 - 51.
65. Stocks T., Wüst G. Atlantischen Ozean. Übersichtskarte der Tiefenverhältnisse im Masstab 1 : 20 mill. Berlin; Leipzig: Verlag Walter der Grünter & Co., 1934.
66. Stocks T., Wüst G. Die Tiefenverhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans // *Wiss. d. Deutsch. Atlant. Exp.* 3. 1935. Bd. 42. 47 S.
67. Wallrabe-Adams H.-J. Focus on Germany // *InterRidge News*. 1992. V. 1. No. 1. P. 10.
68. Wüst G. Die Grossgliederung des atlantischen Tiefseebodens // *Geol. Rdsch.* 1939. Bd. 30. H. 1/2. S. 132 - 137.

Рецензент: Ю.М. Пущаровский

A Review of the State of Knowledge on the Structure and Evolution of the Atlantic Ocean (up to 1970)

A. O. Mazarovich

The review centers on the evolution of views on the Atlantic Ocean's structure and history from the mid-1800s up to 1970. It is shown that new tectonic hypotheses emerged largely as a result of the upgraded level of marine technology, in particular depth gauging. The review also contains evidence on the evolution of neomobilism and a brief account of expeditions organized by various countries that contributed to the studies of the Atlantic tectonics.

УДК 551.242.5

СОВЕЩАНИЕ “ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ: СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ И ИДЕИ”

© 1993 г. М. П. Антипов, Ю. В. Карякин

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.03.93 г.

2 - 3 февраля 1993 г. состоялось очередное 26-е тектоническое совещание, организованное Междуведомственным тектоническим комитетом (МТК) отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН. Тема совещания – “Тектоника платформ: современные данные и идеи” – привлекла внимание более чем 250 ученых и специалистов. Всего, включая стендовые, заслушано и обсуждено 22 доклада, в которых нашли отражение многие важные проблемы геологии и тектоники платформ.

Во вступительном слове и докладе председатель МТК Ю.Г. Леонов подчеркнул рост интереса к тектонике платформ, наблюдающийся в последнее время, и остановился на современных тенденциях в их изучении. Уже достигнутые успехи и дальнейшие перспективы в изучении тектоники платформ связываются с применением наряду с традиционными подходами ряда относительно новых направлений и методов: изучение земной коры в отраженных волнах (глубинные варианты МОВ–ОГТ и ГСЗ–ОГТ), сейсмостратиграфия, изучение внутриплитных напряжений, изучение внутренней подвижности платформенного фундамента, изучение внутриплитной сейсмичности, математическое моделирование, изучение механических свойств горных пород на разных глубинах. В итоге анализа разных вариантов геологической интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в глубокой коре сделан вывод о ведущей роли тектонического течения и, возможно, образования платформенных мафитовых интрузий.

Проблемы строения земной коры по сейсмическим данным в пределах континентальных платформ были затронуты в докладе Н.Я. Кунина и Э.Р. Шейх-заде. Авторы проанализировали материалы сейсмических наблюдений на территории внутриконтинентальных платформ. В их пределах глобально прослеживаются только две границы раздела физических свойств и структурных этажей: поверхность фундамента и поверхность Мохо. Термином “литопанцирь” обозначена часть разреза земной коры между этими двумя поверхностями. Толщина литопанциря зависит от возраста фундамента континентальных платформ. В зависимости от количества отражающих

площадок выделяются верхний “прозрачный” и нижний “отражательный” слой литопанциря. По данным ГСЗ–ОГТ в нем обнаруживаются пакеты отражающих площадок, структура которых различна для древних и молодых платформ.

Доклад Л.И. Лобковского был посвящен геолого-геофизическому моделированию континентальной земной коры. С его точки зрения, процессы, происходящие в пределах платформ, можно объяснить двухъярусной тектоникой плит с учетом фазовых переходов в основании литосферы и “подплитной” субдукцией.

Проблемы рифтогенеза континентов рассматривались в докладах А.М. Никишина и Е.Е. Милановского. Морфология континентальных рифтов, по мнению А.М. Никишина, тесно связана с реологией литосферы, степенью ее латеральной неоднородности, скоростью, величиной и длительностью растяжения. Выделяются три типа рифтогенеза: 1) рифтогенез в толстой “холодной” литосфере, 2) промежуточный тип и 3) рифтогенез в тонкой “горячей” литосфере. В целом континентальные рифтовые зоны обладают структурной многоэтажностью. Различаются купольные и троговые рифтовые зоны. Для первых характерны значительные проявления дорифтового и синрифтового вулканизма, вторые практически амагматичны.

Е.Е. Милановским рассмотрены основные этапы рифтогенеза в связи с гипотезой расширяющейся Земли. Образование наиболее ранних, рифейско-вендских, авлакогенов на платформах лавразийской группы происходило в обстановке разнонаправленного растяжения. В раннем - среднем палеозое лавразийские и гондванские платформы не испытали существенного горизонтального растяжения. Следующий этап глобального рифтообразования начался в позднем карбоне - ранней перми и продолжался в течение всего мезозоя. Последняя генерация платформенных рифтовых зон начала проявляться в среднем эоцене и активно развивалась в неогеновое время. Почти все рифты древних платформ формировались в условиях “пассивного рифтогенеза”.

Тектонической подвижности фундамента платформ, подтверждающей идею тектонической

расслоенности литосферы, был посвящен доклад М.Г. Леонова. Подвижность фундамента проявляется в виде пластичной деформации, хрупкой макро- и микросколовой деформации, меланжирования, дезинтеграции и катаклаза, а также динамической раскristализации. Все эти процессы возникают в режиме "холодной деформации" и в условиях "жесткой коры". На основе анализа соотношений структур фундамента и осадочного чехла молодых платформ сделан вывод о существовании главной геодинамической триады платформенного тектогенеза: области оттока вещества, области ламинарного течения и области нагнетания.

В докладе В.Е. Хаина были рассмотрены вопросы тектонической терминологии применительно к платформам. С развитием теории тектоники литосферных плит "геосинклиальная" терминология была кардинально пересмотрена, так как не отвечала актуалистическим требованиям. "Платформенной" терминологии это не коснулось, хотя некоторыми исследователями термин "платформа" совершенно неверно стал отождествляться с термином "континент". По мнению автора, термины, используемые в настоящее время применительно к платформенным областям, не нуждаются в пересмотре и вполне отвечают современным требованиям.

Ряд докладов касался проблем тектонической напряженности и сейсмичности на платформах. П.Н. Кропоткин и В.Н. Ефремов продемонстрировали обобщенные данные, полученные в результате исследований по международному проекту "Составление мировой карты напряжений в земной коре". По этим данным в фундаменте докембрийских и эпипалеозойских платформ, кроме геостатического давления, обнаруживаются девиаторные напряжения, имеющие тектоническое происхождение. На фоне разнонаправленности напряжений для обширных пространств многих платформ устанавливается преобладающий режим сжатия. Ориентировка сжимающих напряжений внутри плит соответствует направлению перемещения их от срединно-океанических хребтов.

В.С. Хромовских, О.Н. Сафронов и А.А. Никонов продемонстрировали материалы по внутриплитной сейсмичности. Проблема выяснения природы и причин активности различных частей платформ находится в самом начале решения, но уже сейчас ясно, что уровень сейсмичности здесь существенно выше, чем было принято думать. Главными показателями молодой геодинамической активности платформ являются сейсмичность, проявления новейшей тектоники, современные движения земной коры и тепловой поток. Сравнительный сейсотектонический анализ платформ показал, что наибольшая сейсмическая активность проявляется в изометричных, резко выступающих углах древних платформ, окру-

женных орогенными и рифтогенными областями, а также в погребенных рифтах.

Проблемы дифференциальных тектонических движений платформенных областей касался доклад А.Н. Виноградова и Ф.П. Митрофанова. Тектоническая подвижность кратонов определяется степенью когерентности движений слагающих их доменов. Выделяются две формы проявления тектонической активности: устойчивое эпейрогеническое поднятие щитов и локальные проявления на их территории аркогенно-рифтогенных процессов и магматизма горячих точек. Важная роль в различии тектонической подвижности платформ отводится наличию гипербарического слоя в земной коре. Магматические ассоциации в зонах аркогенеза имеют некоторое сходство с магматизмом внутриконтинентальных рифтовых зон, но их отличает отсутствие троговых осадочно-вулканогенных супракомплексов.

А.Е. Шлезингер с позиций сейсмостратиграфического анализа сделал попытку установить основные закономерности строения и образования осадочных толщ в зависимости от преобладающего типа седиментации и характера тектонического прогибания. На основе большого фактического материала автором выделены осадочные чехлы эпиконтинентальных и глубоководных бассейнов.

Б.А. Соколов с соавторами сконцентрировали внимание на новых подходах к определению нефтегазоносности осадочных чехлов и фундамента древних платформ. Важным фактором тектогенеза и формирования углеводородов является наличие в разрезе земной коры зон различной плотности. Перемещение флюидов в коре зависит от многих факторов, в том числе от пологих надвигов в пределах авлакогенов и синеклиз, где в последнее время обнаружены новые месторождения.

Н.В. Короновский подчеркнул в своем докладе, что зарождение и движение магматических расплавов к поверхности Земли находятся в тесной связи с тектоническими напряжениями в областях магмогенерации. Эти напряжения могут быть различны на разных уровнях коры и верхней мантии.

В.С. Сурковым и Л.В. Смирновым продемонстрирована серия палеотектонических карт основных этапов эволюции Западно-Сибирской плиты. На первом, позднепалеозойском, этапе происходило формирование крупного сводового поднятия. Для второго, раннемезозойского, характерна деструкция, вызвавшая обрушение этого поднятия и начало формирования осадочного бассейна. В течение третьего этапа (середина триаса - конец эоцена) в результате прогрессивного прогибания земной коры происходило накопление мощных осадочных толщ. Во время четвертого (неотектонического) этапа террито-

рия Западно-Сибирской плиты превратилась в аккумуляционно-денудационную равнину.

Палеотектонический анализ Тунгусской синеклизы позволил В.С. Старосельцеву связать формирование траппов с условиями растяжения, о чем свидетельствуют многочисленные находки структур типа "дайка в дайке" или "силл в силле". Структуры сжатия появляются только на пост-трапповом этапе развития Восточно-Сибирской платформы.

В докладе П.А. Беспрозванного с соавторами сделана попытка найти объяснение характеру распределения рифтовых структур в глобальном масштабе на основе упорядоченно-геометрической модели.

Интерес вызвали стендовые доклады. Б.В. Сеннин продемонстрировал комплект геологических и тектонических карт Печоро-Баренцево-Карской окраинно-континентальной платформы. Изученные области шельфа и прилегающей суши характеризуются зонально-узловым распределением мощности земной коры (от 40 до 25 км) при отсутствии "гранитного" слоя. Мощность осадочного чехла также сильно меняется. Большая роль в распределении осадочного чехла отводится развитию позднепермско-триасовых рифтовых структур.

Э.В. Шипилов на основе большого фактического материала выделил на Арктической континентальной окраине Евразии несколько грабен-рифтовых систем, в ходе развития которых произошла существенная переработка земной коры — дробление и утонение.

Выступавшие в общей дискуссии дали высокую оценку совещания и отметили качественно новый уровень геологических исследований платформенных структур. В.Е. Хаин остановился на причинах появления отражающих горизонтов в

нижних частях земной коры и обратил внимание на различия в ориентировке полей напряжений на поверхности и на глубине. По мнению Г.Г. Кочемасова, на совещании было уделено недостаточно внимания проблемам симметрии главных структурных элементов платформ. А.Л. Яншин усомнился в выводах Л.И. Лобковского о роли процессов субдукции в платформенных областях. В.Г. Трифонов, говоря о проблеме происхождения тектонического напряжения на платформах, подчеркнул, что величина тектонических движений на платформах существенно выше, чем считалось ранее. А.Е. Шлезингер призвал более аккуратно использовать актуалистическую терминологию применительно к платформенным структурам. Ю.М. Пуцаровский, характеризуя свои впечатления о совещании, указал на логичность построенный и большой фактический материал, положенный в основу докладов. Концепция расслоенности литосферы, по его мнению, находит подтверждение и в пределах платформенных областей. М.В. Пиотровский обратил внимание на отсутствие исследований механизма образования платформенных структур. Г.Ф. Макаренко подвергла критике доклад Н.В. Короновского и В.С. Старосельцева и предложила свою трактовку магматизма на платформах и в тыловых частях прогибов. И.В. Ананьев подчеркнул связь сейсмического режима платформ с процессами, происходящими в смежных орогенах. Н.И. Грабар отметил отсутствие на совещании докладов о строении щитов. А.Н. Шарданов заметил, что важную роль в ряде докладов играли проблемы нефте- и газоносности.

С заключительным словом выступил Ю.Г. Леонов, который подытожил результаты работы. Совещание убедительно продемонстрировало новые, нетрадиционные подходы к изучению платформенных областей.

К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ А. И. СУВОРОВА



23 марта 1993 г. исполнилось 75 лет Анатолию Ивановичу Суворову.

Имя этого ученого известно в нашей стране и за рубежом. Особенно хорошо знают его работы специалисты по геотектонике и по геологии огромного Центральноазиатского региона, включающего Казахстан, Среднюю Азию, Монголию и сопредельные горные сооружения. Все свои исследования Анатолий Иванович проводил и проводит в Геологическом институте Российской академии наук. Сюда он пришел, еще будучи студентом МГРИ, на должность коллектора в 1939 г., здесь он работает и сейчас в качестве авторитетного и уважаемого доктора геолого-минералогических наук. Только война оторвала Анатолия Ивановича на четыре долгих года от геологических исследований (с июля 1941 по сентябрь 1945 г.) сначала на строительство оборонительных сооружений под Смоленском, потом на службу в войсках противовоздушной обороны Центрального фронта. В Советскую Армию он был мобилизован сразу после получения диплома об окончании Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе. Вернувшись в геологию после войны, А.И. Суворов всецело посвятил себя этой науке.

Геологические исследования и все научное творчество Анатолия Ивановича протекают очень целенаправленно: он изучает разломы и их роль в строении, деформации и вообще развитии земной коры. Для этого он исследует морфологию разрывных и складчатых структур, особенности строения регматической сети, определяет направления перемещения по разломам, историю этих перемещений, соотношение разломов с осадочными формациями, с магматизмом, с гео-

физическими полями, т.е. подходит к проблеме весьма разносторонне.

Анатолий Иванович – неутомимый полевой исследователь, составитель геологических карт, стремящийся не пропустить ни одного полевого сезона. Но в то же время он – мастер обобщения и анализа не только личного, но и литературного материала, активный соавтор Тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1966), Карты разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 2 500 000 (1978), автор серии карт разломов Казахстана, Средней Азии и Монголии, составленных по различным “возрастным срезам” и явившихся иллюстрацией их непростой эволюции, соавтор и ответственный редактор обобщающих сборников “Разломы и горизонтальные движения платформенных областей” и “Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР” (1977), получивших осязательный резонанс в развитии научной геологической мысли. Не меньшее влияние на развитие тектоники имели монографии А.И. Суворова “Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам” (1954), “Закономерности строения и формирования глубинных разломов” (1968), “Глубинные разломы платформ и геосинклиналей” (1973), многочисленные статьи и доклады на всесоюзных и международных конференциях, совещаниях, конгрессах.

Особо следует отметить роль А.И. Суворова в развитии мобилизма, правда, мобилизма умеренного, основанного на конкретных геологических наблюдениях горизонтальных перемещений блоков земной коры. В 1956 - 1957 гг. Анатолий Иванович становится одним из активных участников группы, организованной Александром Вольдемаровичем Пейве для изучения горизонтальных перемещений по разломам, особенно сдвиговых перемещений. Следует иметь в виду, что в те годы среди советских геологов господствовали фиксистские представления о тектогенезе и методы обнаружения горизонтальных движений почти отсутствовали. В 1961 г. появляется небольшая заметка А.И. Суворова “Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане”, а затем – серия статей об Актасской, Спасской, Джалаир–Найманской и других крупных разрывных структурах в Казахстане. Анатолий Иванович определяет горизонтальные движения по смещению границ фациальных зон около сдвигов и по сближению их в зонах надвигов. Сдвиги и надвиги, причленяясь один к другому под крутыми углами, составляют единые “динамопары”. Такое представление о динамопарах быстро распространи-

лось среди геологов. Динамопары появились на картах в разных районах. Позднее на материалах по территории СССР и смежных регионов Анатолий Иванович сформулировал очень емкое представление о “тектонопарах”, проявляющихся в виде сочетаний крупных изометричных впадин и поднимающихся около них валов или антиклинорий, нередко сопровождающихся вулканизмом (1976). По его мнению, возникновение тектонопар определялось горизонтальным перетеканием вещества в земных недрах и составляло основу внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ. Эта особенность строения литосферы была им положена в основу представления о новейшей глобальной кинематике литосферы (1978).

Тектонопары и динамопары в значительной мере характеризовали дифференциальные горизонтальные перемещения блоков и пластин земной коры на разных глубинах, отражали ее геодинамику. Другим отражением геодинамики, по мнению А.И. Суворова, являлся рисунок регматической сети, т.е. конфигурация сети разломов, заметно различающаяся в разных блоках земной коры. На территории Урало-Монгольской области палеозой и прилегающих территорий Анатолий Иванович выделил более двух десятков таких блоков, каждый из которых был охарактеризован определенной розой-диаграммой расположения регматической сети внутри него. Он показал связь

рисунка регматической сети блоков со строением земной коры, выявленным по геофизическим данным, и предложил широко использовать регматическую сеть при геотектоническом картировании. Проблемы и перспективы изучения тектонической делимости литосферы Анатолий Иванович рассмотрел в специальных статьях (1986).

Примечательной чертой научного творчества А.И. Суворова является стремление к чистоте применения терминов и к анализу геотектонических представлений наших предшественников. Еще в 1959 г. появилась статья Анатолия Ивановича о складчато-глыбовых структурах и о применяемых к ним терминах и понятиях. В 1962 г. он рассмотрел вопрос о классификации крупных разломов в геосинклинальных областях, в 1966 г. – о сопоставлении и систематизации глубинных разломов. В 1972 г. под его редакцией вышел библиографический указатель глубинных разломов. В настоящее время Анатолий Иванович заканчивает фундаментальную книгу “История мобилизма в геотектонике”, и геологическая общественность с нетерпением ждет ее публикации.

Коллеги по геологическим исследованиям, Междуведомственный тектонический комитет и редколлегия журнала “Геотектоника” сердечно поздравляют Анатолия Ивановича с юбилеем и желают ему здоровья, дальнейших творческих успехов и всего самого доброго.

ЕВГЕНИЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ МИЛАНОВСКИЙ

(к 70-летию со дня рождения)



31 июля 1993 г. исполнилось 70 лет выдающемуся геологу России, академику РАН и РАЕН, заведующему кафедрой исторической и региональной геологии геологического факультета Московского университета Евгению Евгеньевичу Милановскому.

Он родился в Москве, в семье профессора МГРИ Е.В. Милановского. Еще школьником в 1939 и 1940 гг. принимал участие в геологических экспедициях (Северо-Двинской и Кавказской). В 1941 г. после окончания школы поступил на геолого-почвенный факультет МГУ, но разразившаяся Отечественная война прервала его образование. Летом 1941 г. он направляется на строительство оборонительных сооружений, затем работал на лесозаготовках и вскоре был призван в ряды действующей армии. Евгений Евгеньевич служил в штабе 6-го Гвардейского механизированного корпуса и в его составе принимал участие в освобождении Украины, Польши, Чехословакии и в боях в Германии.

Осенью 1945 г. Е.Е. Милановский был восстановлен в университете и блестяще окончил его в 1949 г. С этого времени Евгений Евгеньевич работает на геологическом факультете. В 1952 г. он окончил аспирантуру и прекрасно защитил кандидатскую диссертацию по неотектонике Севанской впадины и Малого Кавказа, а в 1965 г. защитил докторскую работу по новейшей, позднеорогенной, стадии развития Кавказа. С 1967 г. Евгений Евгеньевич – профессор, а с 1972 г., после кончины А.А. Богданова, – заведующий кафедрой исторической и региональной геологии геологического факультета.

Круг геологических интересов Евгения Евгеньевича необычайно широк. Он охватывает вопросы региональной геологии и тектоники, неотектоники, вулканологии, четвертичной геологии, палеогляциологии, геоморфологии, истории науки и сравнительной планетологии. Его перу принадлежит около четырехсот работ (в том числе более 20 монографий) по геологии, новейшим отложениям и неотектонике Кавказа, орогенному вулканизму Альпийского пояса, кайнозойскому орогенезу Анд, рифтовым зонам континентов, в частности Восточной Африки, Китая, а также Исландии, истории рифтогенеза на древних платформах и подвижных поясах и ряд других. Недавно вышло из печати его трехтомное руководство по геологии СССР, капитальная сводка огромного фактического материала.

За этот труд, а также за лекторское искусство, умение преподнести студентам в очень доступной форме сложнейшие вопросы современной теоретической геологии Евгений Евгеньевич удостоен Ломоносовской премии, которую вручил ему ректор университета в Татьянин день этого года.

Евгений Евгеньевич – настоящий полевой геолог. В течение многих лет он работал в горах Кавказа, в Карпатах, на Урале, в степях Казахстана. В настоящее время он руководит Казахстанской экспедицией геологического факультета МГУ. Участвуя в работах экспедиций АН СССР, Евгений Евгеньевич работал в Югославии, Исландии, Восточной Африке, где изучал грандиозную рифтовую систему; рифтовую зону Рио-Гранде в США, Гималаи, другие районы Индии, Центральные Анды в Боливии, палеозоида Австралии, Рейнский грабен, грабен Осло и многие другие районы Европы, Азии, в том числе Сирию, Японию и ряд провинций Центрального и Восточного Китая. Возвращаясь с полевых работ, Е.Е. Милановский привозил с собой не только геологические дневники, но и цветные пленки, а также альбомы с собственными прекрасными рисунками геологических обнажений, пейзажей, архитектурных сооружений и просто жанровых сюжетов.

Экспедиционные исследования Евгения Евгеньевича были чрезвычайно интересными по геологическим идеям и результативности и воплощались в многочисленных публикациях – монографиях и статьях, картах, выступлениях на научных конгрессах, совещаниях, ученых советах и т.д.

Евгений Евгеньевич является вице-президентом Московского общества испытателей природы и председателем его геологической секции,

членом Национального комитета геологов, членом бюро Межведомственного тектонического комитета и Четвертичной комиссии, председателем спецсовета по докторским диссертациям в области геологии и тектоники при геологическом факультете МГУ, членом редколлегий ряда журналов, в частности журнала "Геотектоника". Евгений Евгеньевич с успехом несет весь этот груз разнообразных обязанностей.

Е.Е. Милановский придерживается учения о геосинклиналях и умеренно мобилистских реконструкций, избегая резких оценок тех или иных концепций. В своих публикациях и выступлениях он обычно излагает альтернативные точки зрения, с большой терпеливостью относится к спорным взглядам по дискуссионным проблемам. Однако свои позиции он ясно формулирует и обосновывает.

Краткий перечень наиболее важных заслуг Евгения Евгеньевича в области геологии, и в частности тектоники, таков. Им введены и разработаны представления о крупных шовных зонах на примере Тырнауз-Пшекишской и Кахетино-Лечхумской зон разломов на Кавказе; обобщены и взаимосвязаны факты, относящиеся к проявлению орогенного вулканизма и тектонике Средиземноморского подвижного пояса и Анд; он предложил методику изучения неотектоники современных складчатых горных стран Альпийского пояса и систему представлений о содержании эпигеосинклинального орогенеза, его структурах и стадийности; важнейшим его достижением является разработка представлений о континентальном рифтогенезе. Он предложил классификацию мезокайнозойских рифтовых зон (внутри- и межконтинентальные, периконтинентальные и внутриокеанические рифты), увязанную с глубинным строением земной коры; исследовал соотношения рифтогенеза с геосинклинальным процессом и периодичность его проявлений, обусловленную

пульсационным развитием нашей планеты на фоне умеренного расширения последней.

В университете Евгений Евгеньевич читает курсы "Геология России и сопредельных стран", "Геология океанов и морей", а до недавнего времени читал курсы "Геология четвертичных отложений", "Структурная геология".

Е.Е. Милановским подготовлено более 40 аспирантов, к нему обращаются за консультациями десятки людей, он ведет активную деловую международную переписку, участвует в различных российских и международных проектах, рецензирует и редактирует массу статей, диссертаций. Можно лишь удивляться и по-хорошему завидовать его работоспособности.

Учитывая большие заслуги Евгения Евгеньевича Милановского в области геологии, в 1976 г. его избрали членом-корреспондентом АН СССР, а в 1992 г. – академиком РАН. Евгений Евгеньевич награжден тремя боевыми орденами за участие в Великой Отечественной войне и орденом Трудового Красного Знамени (1983 г.); он является лауреатом премии им. А.П. Карпинского АН СССР (1985 г.), премии МОИП (1971 г.) и двух Ломоносовских премий (1988 и 1992 гг.), награжден Почетным дипломом Географического общества.

Е.Е. Милановский – настоящий русский интеллигент, широкообразованный в вопросах истории, искусства и литературы. Он разделяет подлинно демократические убеждения, настойчиво и деликатно проводя их в жизнь, он не выносит глумления над наукой, обществом и человеком.

Геологическая общественность, друзья, товарищи по работе поздравляют Евгения Евгеньевича с семидесятилетием и желают ему здоровья, успехов в работе и общественной деятельности, выражают ему свое глубокое уважение и симпатию.

Межведомственный тектонический комитет,
Редколлегия журнала "Геотектоника"

Сдано в набор 04.06.93 г.

Подписано к печати 29.07.93 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 97 тыс.

Уч.-изд. л. 123

Бум. л. 6.0

Тираж 790 экз.

Зак. 25

Цена 19 руб.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция просит соблюдать следующие правила представления статей.

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 30 страниц и кратких сообщений – 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстраций.

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 чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала – русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, страницы; для книг – название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные – сверху; делать четкое различие между 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, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. При пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий или ксерокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевої бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны масштаб и ориентировка, на картах – географические координаты. 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 18 × 25 см. Можно представить 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.

**Российско-Американское издательство
ИНТЕРПЕРИОДИКА**

**Впервые русские и английские версии журналов
Российской академии наук
выходят в свет одновременно !**

**Ученые России имеют уникальную возможность оперативно сообщить
о результатах своих исследований научному миру !**

**В 1993 году ИНТЕРПЕРИОДИКА переводит на английский язык,
издаёт и распространяет журналы:**

- *Geology of Ore Deposits*
- *Glass Physics and Chemistry*
- *Herald of the Russian Academy of Sciences*
- *High Temperature*
- *Inorganic Materials*
- *Kinetics and Catalysis*
- *Laser Physics*
- *The Physics of Metals and Metallography*
- *Pattern Recognition and Image Analysis*
- *Petrology*
- *Polymer Science*
- *Russian Journal of Coordination Chemistry*
- *Russian Journal of Electrochemistry*
- *Russian Journal of Inorganic Chemistry*
- *Russian Journal of Physical Chemistry*
- *Russian Journal of Plant Physiology*
- *Stratigraphy and Geological Correlation*
- *Studies on Russian Economic Development*
- *Theoretical Foundations of Chemical Engineering*
- *Thermal Engineering*
- *Water Resources*

Подписаться на английские версии журналов можно по адресу:

INTERPERIODICA, P.O. Box 1831, Birmingham, Alabama 35201-1831, USA.
Phone: (800) 633-4931, (205) 995-1567 (outside US and Canada); Fax: (205) 995-1588.

**Журналы, издаваемые в 1993 году на русском языке
Международной академической издательской компанией (МАНК) "НАУКА"
при участии издательства ИНТЕРПЕРИОДИКА**

- *Вестник РАН*
- *Водные ресурсы*
- *Вопросы ихтиологии*
- *Высокомолекулярные соединения*
- *Геология рудных месторождений*
- *Геотектоника*
- *Доклады академии наук*
- *Журнал неорганической химии*
- *Журнал физической химии*
- *Кинетика и катализ*
- *Координационная химия*
- *Неорганические материалы*
- *Океанология*
- *Петрология*
- *Почвоведение*
- *Стратиграфия.
Геологическая корреляция*
- *Теоретические основы
химической технологии*
- *Теплофизика высоких температур*
- *Физика атмосферы и океана*
- *Физика Земли*
- *Физиология растений*
- *Электрохимия*

Размещение рекламы в русских и в английских версиях журналов:

телефон: (095) 334-7420
факс: (095) 336-0666