

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1989

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. Геотектонику — на новые рубежи	3
Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. О физических полях вращающихся планет	8
Вержицкий Е. В., Городницкий А. М., Емельянов Е. М., Лобковский Л. И., Марова Н. А., Сборщиков И. М., Шрейдер А. А., Ястребов В. С. Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика)	12
Суворов А. И. Глибовая тектоника складчатых областей Урало-Монгольского пояса	23
Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф. Тектоническое развитие Балтийского щита в протерозое	37
Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разломы в Припятском палеорифте	48
Яблонская Н. А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования	61
Терехов А. А., Шимкус К. М. Молодые осадки и надвиговые структуры в Прикрымской и Прикавказской зонах Черноморской впадины	72
Некрасов Г. Е., Оро Х., Соколов С. Д., Флорес Р., Шавырина М. В. Офиолиты Восточной Кубы	80
Ворин Ю. А., Турутанов Е. Х., Новоселова М. Р., Балк Т. В. Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири	96

Краткие сообщения

Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Коваленко Д. В. О тектонике острова Карагинского	107
К 60-летию академика АН БССР Радима Гавриловича Гарецкого	110

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

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1989

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. Geotectonics: new gains	3
Kosygin Yu. A., Maslov L. A. On physical fields of rotating planets	8
Verzhbitsky Ye. V., Gorodnitsky A. M., Yemelyanov Ye. M., Lobkovsky L. I., Ma- rova N. A., Sborshchikov I. M., Shreider A. A., Yastrebov V. S. New data on the geological structure and tectonic development of Gorringer submarine ridge (North Atlantic)	12
Suvorov A. I. Block tectonics of fold areas in the Ural-Mongolian belt	23
Grigoryeva L. V., Ivanikov V. V., Shinkarev N. F. Tectonic development of the Baltic Shield in the Proterozoic	37
Garetsky R. G., Klushin S. V. Listric faults in the Pripyat' paleorift	48
Yablonskaya N. A. Tectonic structure of South Tien Shan and the stages of its for- mation	61
Terekhov A. A., Shimkus K. M. Young sediments and overthrust structures in the Crimean and Caucasian zones of the Black Sea depression	72
Nekrasov G. Ye., Oro J., Sokolov S. D., Flores R., Shavyrina M. V. Ophiolites of East Cuba	80
Zorin Yu. A., Turutanov Ye. Kh., Novosyolova M. R., Balk T. V. Volumetric model of the lithosphere of South Siberia southern part	96

In Brief

Chekhovich V. D., Kravchenko-Berezhnaya I. R., Averina G. Yu., Kovalenko D. V. On the Karagin island tectonics	107
--	-----

Reviews

On the 60-th birthday of academician of Academy of Sciences of Byelorussian SSR Radim Gavrilovich Garetsky	110
--	-----

УДК 551.24

*От редактора***ГЕОТЕКТониКУ — НА НОВЫЕ РУБЕЖИ**

В тезисах XIX Партийной конференции о фундаментальной науке сказано кратко, но емко — партия призывает ученых к прорыву на новый уровень во всех областях естественного и общественного знания.

В ходе конференции проблемы развития науки подверглись основательному обсуждению. О потребности и смысле такого обсуждения очень точно сказал М. С. Горбачев в своем заключительном слове. «Еще одна особенность конференции, — говорил он, — ... в том, что самые насущные проблемы политики и экономики обсуждались на ней в тесной связи с духовной сферой, получили как бы свое нравственное измерение. В этом проявилось глубокое понимание того, что на нынешнем этапе общественного развития, в условиях огромного влияния на все общественные процессы научно-технической революции никакие проблемы не могут быть по-настоящему решены без интеллектуального и морального потенциала народа. Отсюда высокий, я бы даже сказал, повышенный тонус обсуждения проблем науки, образования, культуры и искусства» («Правда», 2 июня, 1988 г.).

Эти мысли не оставляют сомнения в глубочайшем понимании ЦК КПСС задач, роли и места науки в дальнейшем строительстве социализма. Они несомненно являются гарантом самой большой поддержки партией и правительством подлинных фундаментальных исследований, и в первую очередь тех, которые ведутся Академией наук СССР, где сконцентрированы особенно крупные силы ученых. Поэтому представляется невозможным перевод академических исследований на хозяйственный расчет, чего требовали отдельные выступавшие на конференции товарищи. Без вложения крупных народных средств фундаментальная наука развиваться не может.

Прорыв на новый уровень в полной мере относится и к геотектонике как области, аккумулирующей обширнейшую геологическую информацию и в конце концов выявляющей общие закономерности строения и развития земной коры и Земли в целом. Можно сказать даже больше, это касается не только отечественной, но и мировой науки. Сложившаяся в настоящее время в теоретической тектонике ситуация такова, что чувствуется острая необходимость в появлении новых фундаментальных идей, ибо нет удовлетворенности от имеющихся ныне концепций и теорий. Для этого, конечно, нужно накапливать новые и масштабные фактические геологические данные, региональные, экспериментальные, глобальные и сравнительно-планетологические.

В Академии наук СССР определены перспективные направления исследований до 2000 г. Одно из них, курируемое Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук, сформулировано следующим образом: «Стратиграфия, тектоника и литология континентов и ложа Мирового океана» (научный руководитель — академик Б. С. Соколов). В этом направлении выразили намерение работать все основные тектонические силы АН СССР и АН союзных республик, а также высших учебных заведений. Лишь две группы ученых ОГГГН АН СССР во главе с В. В. Белоусовым и Н. А. Богдановым пожелали включиться в другие перспективные направления аналогичного ранга, именуемые соответственно «Физика Земли» и «Эволюция геологических процессов», в чем, естественно, нет ничего предосудительного.

Тектонические, а также геодинамические исследования предусматриваются и государственной комплексной программой «Мировой океан».

В тектонических исследованиях, главным образом региональных, участвуют институты Москвы, Ленинграда, Дальнего Востока, а геодинамические (тектоника литосферных плит) в основном сконцентрированы в Институте океанологии АН СССР.

Необходимо упомянуть также тектонические и геодинамические исследования, выполняемые организациями Министерства геологии СССР по собственным программам. Они сопровождают работы по геокартированию страны, а также составляют существо специальных полигонных программ, призванных разносторонне изучить в научных и практических целях ряд важнейших в геологическом отношении регионов СССР.

Остановимся на том, на что нацелены и каким образом будут проводиться в течение ближайших пятилеток и уже осуществляются фундаментальные тектонические исследования по упомянутому выше признанному перспективным направлению. Соответствующая программа включает шесть крупных разделов, обеспечивающих развертывание исследований по широкому фронту геотектоники и создание в этой области фундаментальных научных синтезов. Программа разработана на основе достаточно длительного обсуждения (в рамках Междудеятельностного тектонического комитета) путей развития геотектоники в Советском Союзе с целью лучшего использования научных сил и материальных средств на главных направлениях науки. Журнал «Геотектоника» трижды публиковал материалы по этому поводу (№ 4, 1984; № 1, 1986 и № 5, 1987).

Приводимая здесь научная программа дана в краткой форме и отражает лишь самые общие положения. В полном виде она занимает около 50 страниц и содержит конкретные задания каждой научной организации, участвующей в общей работе. Именно в таком виде в середине 1988 г. программа была разослана организациям-исполнителям с призывом приступить к ее реализации в возможно короткие сроки.

Создан руководящий научный центр по программе, в который вошли: Ю. М. Пушаровский (председатель), А. Л. Книппер (зам. председателя), А. В. Рихтер (ученый секретарь), А. А. Абдулин, Ш. А. Адамия, А. А. Бакиров, Ч. Б. Борукаев, Р. Г. Гарецкий, Н. Л. Добрецов, В. А. Коротеев, А. В. Лукьянов, В. А. Соловьев, В. Г. Трифонов, В. Е. Хаин, А. В. Чекунов.

Программа в целом формулируется следующим образом: структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение; совершенствование теоретических основ геокартирования и прогноза полезных ископаемых, сейсмоопасности, вулканической деятельности.

Содержание первого раздела: строение, развитие и происхождение основных структур подвижных поясов и платформ; методические разработки для геокартирования; совершенствование знания о тектонических закономерностях размещения полезных ископаемых.

Имеется в виду создание новых современных регионально-тектонических синтезов для складчатых и покровно-складчатых сооружений и платформ на основе углубленного изучения тектонических структур, широкого использования материалов по геотраверзам, данных глубокого бурения и полигонных исследований, ГСЗ, МОВ ОГТ, МТЗ и др. Будут разрабатываться новые модели тектонического развития подвижных поясов и платформ и связанных с этим геодинамических процессов. Предусматривается создание новых тектонических и структурных карт мелкого, среднего и крупного масштаба, а также методических пособий по приложению тектонических закономерностей к геокартированию, прежде всего средне- и крупномасштабному, а также к металлогеническим исследованиям и прогнозным работам.

Участниками работ являются: АН СССР — ГИН, ИГЕМ; Урал. Отд. АН СССР — ИГГ, ИГ Баш. НЦ, ИГ Коми НЦ; СО АН СССР — ИГиГ, ИЗК, ИГ ЯФ, ГИН Бур. Филиала, ЧИПР; ДВО АН СССР — ИТиГ, СВКНИИ; Ги Даг. ФАН СССР, ИГ Карел. ФАН СССР, Ги Кольск ФАН СССР; ИГ АН АзССР, АН АрмССР — ИГН, ИГИС; ИГиГ АН

БССР, ГИН АН ГССР, ИГН АН КазССР, ИГ АН КиргССР, ИГиГ АН МССР; АН ТаджССР — ИГ, ТИСС; ИГ АН ТССР, АН УзССР — ИГТ, ИС; АН УССР; ИГФ, ИГГИ; МГУ, Львовск. ГУ, Таш. ГУ, Ерев. ГУ, Ерев. ПИ; ПГО: «Архангельскгеология», «Севзапгеология», «Узбекгеофизика», «ЮжВНИИГеофизика».

Второй раздел: строение и происхождение структур дна Мирового океана; тектонические предпосылки прогноза полезных ископаемых; тектоническое картирование.

Предусматриваются исследования по региональной геоморфологии дна Мирового океана, разработка рациональной систематики тектонических структур дна океанов и морей, создание регионально-тектонических синтезов океанского дна, моделей формирования океанических структур. Планируется провести корреляцию тектонических движений в океанах, а также выполнить палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции. Предусматривается дальнейшее развитие учения о соотношении петрохимических, геохимических и тектонических провинций в океанах; выяснение их соотношения с геофизическими полями. Должны быть углублены знания о роли структурного контроля в размещении полезных ископаемых.

В число основных участников работ входят: АН СССР — ГИН, ИГЕМ, ГЕОХИ; ДВО АН СССР — ДВГИ, ИМГиГ, ИГиГ; ИГФ АН УССР; МГУ.

Третий раздел касается изучения строения, развития и происхождения переходных зон, тектонических закономерностей размещения в них полезных ископаемых, совершенствования тектонических основ прогноза приокеанических сейсмических и вулканических явлений.

Предусматривается создание регионально-тектонических синтезов по отдельным секторам активных и пассивных континентальных окраин, разработка геологических моделей строения и образования сейсмофокальных зон в связи с прогнозом сейсмоопасности, выявление закономерностей строения, структурного положения и развития осадочных бассейнов переходных зон в связи с прогнозом новых источников природных углеводородов. Должны быть углублены представления о тектонических взаимоотношениях глубоководных желобов, островных дуг и сопредельных морских бассейнов в связи с распространением горючих и рудных полезных ископаемых и геотермией недр.

Участники работ: ДВО АН СССР — ИТиГ, ИМГиГ, ДВГИ, ИВ, АмурКНИИ; АН СССР — ГИН, ИГЕМ; СО АН СССР — ИГиГ, ИГ ЯФ; Ги Кольск. Ф, ИГ Коми НЦ; ИГиГ АН БССР; ИГФ АН УССР, МГУ.

Четвертый раздел: проблема глубинных тектонических процессов в литосфере.

Будет выясняться взаимосвязь тектонического развития земной коры с процессами в более глубоких геосферах и закономерности проявления хрупких и пластических деформаций на разных уровнях литосферы. В итоге должна быть разработана концепция латерального и вертикального тектонического перераспределения горных масс. Будет проводиться дальнейшее изучение физики тектонических процессов и обобщение данных экспериментальной тектоники. Предполагается создание математических моделей глубинных тектонических процессов.

Участники работ: АН СССР — ГИН, ИФЗ; СО АН СССР — ИГиГ, ИЗК; ИМГиГ ДВО АН СССР; Ги Кольск. ФАН СССР; ИГ АН АзССР; ИГН АН АрмССР; ГИН АН ГССР; АН УССР — ИГФ, ИПММ; Львовск. ГУ; ЛГИ; МГУ; «ЮжВНИИГеофизика».

Пятый раздел: новейшая и современная тектоническая активность Земли; геологическое изучение Земли с помощью космических средств; тектонические основы прогноза сейсмоопасности и других катастрофических явлений.

Большое место в этом разделе займут региональные синтезы по неотектонике, современной тектонической активности и геодинамике континентальных, океанских и переходных между ними областей в связи с проблемами сейсмичности и вулканической деятельности. Будет выполнено обобщение данных по новейшей и современной тектонической акти-

вности Земли. Направляются усилия на изучение связи сейсмичности с линиamentной тектоникой, составление сеймотектонических, а также других карт.

В работах принимают и будут принимать участие: АН СССР ГИН, ИФЗ; ДВО АН СССР — ИМГиГ, СВКНИИ; ИГ БНЦ Урал. Отд. АН СССР; ИГ Даг. Ф, ИГ Кар. Ф, ИГ Кольск. Ф.; ИГ ЯФ АН СССР; ИГ АН АзССР; АН АрмССР — ИГН, ИГИС; ИГиГ АН БССР; ГИН АН ГССР; ИГиГ АН МССР; ИГ АН ТаджССР; ИГ АН ТССР; МГУ; ПО Косм. иссл. АзССР; ПО «Азгеология», «ЮжВНИИГеофизика».

Шестой раздел: проблемы строения, образования и развития оболочек Земли, сравнительная планетология; построение глобальных тектонических моделей.

Здесь имеется в виду обобщение данных о структурных, физических и вещественных неоднородностях верхних геосфер континентов, переходных зон и океанов и разработка моделей образования и развития геосфер. Предусматривается сравнительно-тектоническое изучение Земли, Луны, планет земной группы и некоторых других небесных тел. Имеется в виду дать количественное описание моделей эволюции Земли и планет земной группы. Будет проводиться разработка новых, в том числе математических имитационных геодинамических моделей тектонических движений и магматических явлений в системе кора — мантия. На новом материале будет проводиться дальнейшая разработка теоретических основ геотектоники, что углубит знания о тектоническом контроле распространения месторождений полезных ископаемых.

Планируются обобщающие монографические синтезы о тектоническом развитии Земли, основанные на методологических разработках отечественных геологических школ, с учетом достижений мировой науки.

Основные участники работ: АН СССР — ГИН, ИГЕМ, ГЕОХИ; ИГ Кольск. Ф; СО АН СССР — ИГиГ, ИЗК, ЧИПР, ЯФ; ДВО АН СССР — ИГиГ, ИМГиГ; ИГ БНЦ Урал. Отд. АН СССР; ИГ АН АрмССР; ИММ АН КазССР; АН УССР — ИГФ; ИГФМ; МГУ.

Справедливо считается, что выбор перспективного направления в научной работе — весьма важное дело, но есть и другая сторона, ради которой все и предпринимается, а именно — масштабные научные результаты. Получение таких результатов можно стимулировать. Однако следует признать, что в геотектонике с такого рода стимулированием дело обстоит неблагоприятно. Появилась, например, новая весьма серьезная работа П. Н. Кропоткина, в которой, используя многообразные данные, автор стремится увязать воедино мобилизм и пульсационную гипотезу развития планеты (Геотектоника, № 1, 1987). Но до сих пор в печати или на диспуте никто не обсуждал эту крупную идею, хотя такое обсуждение стимулировало бы появление новых мыслей и гипотез. То же относится к взглядам Ю. А. Косыгина о значительно более древнем возрасте Земли и Вселенной, чем это принимается астрофизиками и геохимиками, а вслед за ними и геологами, в настоящее время (Тихоокеанская геология, № 5, 1986). Если Ю. А. Косыгин прав, то геологическую историю планеты мы рассматриваем сейчас в сильно укороченном виде. Нет реакции и на такую оригинальную работу, как книга М. А. Садовского с соавт. «Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс» (М., Наука, 1987), в которой разработана модель разномаштабной отдельностной (кусковатой) структуры геофизической среды, или, иначе, твердой Земли, несомненно, открывающая новые подходы к постижению законов тектонических деформаций. Существуют и другие аналогичные примеры. Все это можно истолковать как проявление пассивности нашей тектонической общественности либо даже как безразличие к тому, что выходит за рамки личных научных интересов, подчас довольно узких. Организация тематических дискуссий и диспутов с широким привлечением специалистов существенно способствовала бы продвижению дела.

Хотелось бы остановиться также на совершенно недостаточной генерации больших идей со стороны средних поколений геологов-тектонис-

тов. Здесь явно ощущается некоторая робость. В самом деле, почти невозможно привести примеров программных выступлений тектонистов этих поколений, например по поводу путей и судеб развития геотектоники.

Фундаментальная наука начинается с накопления фактов. Но нельзя не видеть, что слишком много усилий расходуется у нас на сбор фактов частного значения, притом нередко это делается геологами, мало способными к подлинной исследовательской работе, что затрудняет сосредоточение внимания на действительно нужных объектах. В этой связи снова и снова встает проблема качества научных кадров. Проведенными аттестационными мероприятиями эта проблема далеко не снята. Можно сколько угодно призывать к форсированию фундаментальных исследований, но из этого мало что получится, если не дать бой серости и некомпетентности. Годы застоя чрезвычайно способствовали культивации именно этих качеств в научной среде. Когда-нибудь, возможно, удастся вернуться к такой практике, когда крупный ученый будет иметь возможность пригласить на работу нужного ему сотрудника.

Враг науки — догматизм. Так было на протяжении всей истории научного знания и остается сейчас. Как это ни пессимистично звучит, но совершенно ясно, что догматизм всегда будет сопровождать развитие науки. Однако его влияние можно резко уменьшить, если в обществе создадутся условия, обеспечивающие царство разума и творчества. Сейчас мы идем в этом направлении.

Освобождение от догматических взглядов необходимо и в тектонической науке. Они существуют в разных сферах и имеются даже в таком прогрессивном геологическом направлении, как мобилизм.

Насущнейшая задача в геотектонике, как представляется, — дальнейший инициативный и глубокий творческий поиск.

Журнал «Геотектоника» призван широко освещать всё наиболее существенное, достигнутое в ходе осуществления намеченных на перспективу планов.

академик Ю. М. Пуцаровский

УДК 550.2: 583.4

КОСЫГИН Ю. А., МАСЛОВ Л. А.

О ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ ВРАЩАЮЩИХСЯ ПЛАНЕТ

Между магнитными и тепловыми характеристиками планет и их вращением намечается зависимость, заслуживающая дальнейшего уточнения путем специальных наблюдений и теоретических исследований. Эти исследования необходимы, так как могут существенно помочь в понимании причин тектонических движений в связи с физическими полями Земли и космическими воздействиями.

Влияние твердых приливов, связанных с вращением Земли и гравитационным воздействием на нее Луны, рассматривалось неоднократно [3, 11, 23, 24 и др.].

В 1985 г. нами был проведен опыт оценки возможного влияния лунных приливов на энергетические процессы в Земле. Расчеты показали, что энергия лунных приливов может аккумулироваться на разных глубинах. Причем она может оказаться достаточной для реализации всех тектонических и тепловых процессов по крайней мере в мантии Земли. Конечно, это только гипотеза, пытающаяся объяснить механизм тектонических процессов. При этом нами не исключается, что могут существовать также другие источники энергии.

Регулярность лунных приливов указывает на то, что их энергия, даже если она не играет единственной или хотя бы значительной роли в генерации глубинных процессов, может служить организующим фактором для более мощных источников тектонических движения и преобразования.

Совершенно естественно возникает мысль, что указанные явления могут происходить не только на Земле, но и в иных вращающихся планетных телах, испытывающих регулярное внешнее гравитационное воздействие. Здесь сразу возникает сравнение Земли с галилеевым спутником Ио, на котором высоты твердых приливных волн достигают десятков метров, что увязывается с огромной тепловой энергией этого спутника, выражающейся в исключительно активном и повсеместном вулканизме. Таким образом, намечается корреляционная связь между отношениями энергии твердых приливов и тепловыми характеристиками Земли и Ио.

Кроме того, вращение планет может являться одной из причин формирования или развития их магнитных полей. Это было обсуждено с Е. И. Шемякиным, который внес определенную ясность в понимание авторами данного вопроса.

* * *

Начнем с выделения уровней организации вещества во Вселенной: атомно-молекулярный, планетарный и звездный, которые отличаются определенными связями и отношениями элементов систем. Так, атомно-молекулярный уровень характеризуется электромагнитными силами взаимодействия, планетарный уровень — преобладанием гравитационных сил над электромагнитными, звездный уровень — преобладанием ядерных сил.

Переход от одного уровня к другому можно характеризовать некоторой критической массой. Так, пусть прочность, определяемая силами электромагнитного взаимодействия, есть D , плотность — ρ и размер — L . Под действием гравитации в теле создаются механические напряжения. Если при некоторых значениях ρ и L эти напряжения превысят предел прочности, то в теле возникнет движение вещества, определяющее такие

важные признаки планетарного уровня организации, как: 1 — правильная, близкая к фигуре гидростатического равновесия, форма; 2 — собственное тепловое поле; 3 — гравитационное поле; 4 — магнитное поле.

Минимальный радиус планетного тела определяется формулой [18]:

$$L = \left(\frac{3}{2\pi G} \right)^{1/2} \cdot \frac{D^{1/2}}{\rho}.$$

Если $D = 10^9$ дин/см², а $\rho = 2,5$ г/см³, то $L = 300$ км. Так, например, астероид Веста, один из самых мелких, имеющих правильную форму, в поперечнике достигает 500 км.

Возникновение внутренних движений приводит к перемешиванию вещества планеты, его разогреву, фазовой сепарации и гравитационной дифференциации.

По оценкам [7, 9], если учитывать лишь гравитационную дифференциацию и долгоживущие радиоактивные изотопы, суммарное тепловыделение внутри Земли в среднем составит более $5,5 \cdot 10^{28}$ эрг/год. Этой энергии достаточно для обеспечения всей тектонической деятельности Земли. На этом основании появилась обширнейшая литература по твердотельной конвекции и ее роли в тектонической эволюции. При этом совершенно игнорировались другие причины тектонических преобразований. Так, в работе [13] отмечается, что солнечная энергия, достигающая поверхности суши и океана, составляет $2,1 \cdot 10^{31}$ эрг/год, что минимум на три порядка больше энергии, выделяющейся при радиоактивном распаде и гравитационной дифференциации недр. Полная энергия вращения Земли составляет $2,2 \cdot 10^{36}$ эрг, а средняя современная скорость выделения приливной энергии, по [5], оценивается в $2 \cdot 10^{27}$ эрг/год. Это примерно на порядок меньше энергии, выделяющейся при гравитационной дифференциации. Отсюда то недостаточное внимание большинства исследователей к ротационному режиму как причине тектонических преобразований лика Земли. Тем не менее изучение поверхности планеты открывает много интересных закономерностей, вызванных именно ее вращением.

С вращением связываются известные критические параллели [14], западное смещение крупных блоков земной коры [2], правильное распределение срединно-океанических хребтов и так называемых зон субдукции [20], направление трансформных разломов, относительное смещение северной и южной полусфер [21] и ряд других закономерностей.

Характерна также корреляция магнитных моментов планет и периодов их вращения (таблица). Значения магнитных моментов взяты из [15]. Здесь видно, что для медленно вращающихся планет: Меркурия и Венеры — магнитный момент составляет 1/10 000 от земного. Луна находится в резонансе 1 : 1 с Землей и, видимо, поэтому ее магнитное поле очень слабое. Среди планет земной группы Земля обладает наиболее сильным магнитным полем, что можно связать с ее быстрым вращением. Еще быстрее вращение планет-гигантов: Юпитера и Сатурна. Магнитные поля этих планет на несколько порядков превосходят земное. Отмеченные нами закономерности уже не раз привлекали внимание исследователей [8, 15].

Тесная связь между вращением Земли и магнитным полем проявляется в четкой корреляции между незначительными вариациями скорости вращения и вариациями ее магнитного поля [4, 22].

Для создания магнитного поля планеты необходимо особым образом организованное дифференцированное движение ее оболочек. Режим вращения планеты, ее гравитационное взаимодействие с другими телами, длительное и однонаправленное в течение геологического времени, могут сыграть роль такого «организатора» движения.

Возможен ряд механизмов, преобразующих вращение планеты в сравнительно медленное дифференцированное движение ее слоев. Коэффициент преобразования энергии вращения в тектоническую для некоторых механизмов очень высок, так как благодаря их действию механическая энергия вращения переходит непосредственно в энергию тектонических движений, минуя тепловую.

Сопоставление характеристик вращающихся планет

Планеты	Магнитный момент Гс·см ²	Относительный магнитный момент	$\tilde{\sigma}_{отн}$	$T_{пл}/T_3$	$\rho_{пл}/\rho_3$	$R_{пл}/R_3$	$a_{пл}/a_3$
Меркурий	$2,4 \cdot 10^{22}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	176	0,98	0,39	0,38
Венера	$4 \cdot 10^{21}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	118	0,96	0,72	0,95
Земля	$7,98 \cdot 10^{25}$	1	1	1	1	1	1
Луна	$4,4 \cdot 10^{13}$	$5,5 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-3}$	29,5	0,60	1	0,27
Марс	$2,25 \cdot 10^{22}$	$3,1 \cdot 10^4$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	1	0,71	1,52	0,53
Юпитер	$1,5 \cdot 10^{30}$	$1,9 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^{-1}$	0,42	0,24	5,2	11,2
Сатурн	$4,6 \cdot 10^{28}$	$5,8 \cdot 10^2$	$2 \cdot 10^2$	0,44	0,13	9,52	9,4

Приведем эти механизмы.

1. Дрейф слоев, вызванный приливным действием спутников и Солнца, связанный с несовершенной упругостью вещества планет [6, 16].

2. Горизонтальные движения жидкости в канале с пульсирующими стенками (астеносфере) [17, 25].

3. Движения, вызванные вращением неравновесной фигуры планеты [26]. В этом случае приливное воздействие спутников необязательно.

4. Преобразование энергии вращения в горизонтальное дифференцированное движение слоев может происходить также по способу, теоретическое и экспериментальное исследование которого дано в [1, 12].

Для оценки влияния приливных деформаций планет на их магнитное поле воспользуемся наиболее простой моделью — однородной, упругой и изотропной планеты. Широтные и долготные напряжения σ_ϕ и σ_θ на ее поверхности, вызываемые приливом, определяются формулами [27]:

$$\sigma_\phi = F(\lambda, \mu) \bar{\rho}_{пл} \frac{GM}{2R_{пл}^3} a_{пл}^2; \quad \sigma_\theta = \sigma_\phi (3 \cos^2 \theta - 2).$$

Здесь G — гравитационная постоянная; M — масса возмущающего тела; λ, μ — упругие постоянные; $R_{пл}$ — расстояние между центрами масс планеты и возмущающего тела; $a_{пл}$ — радиус планеты. Рассчитаем широтные напряжения, усредненные за период вращения планеты $T_{пл}$ по отношению к тем же напряжениям, возникающим в Земле:

$$\tilde{\sigma}_{отн} = (\sigma_\phi^{пл} T_3 / \sigma_\phi^3 T_{пл});$$

$$\tilde{\sigma}_{отн} = (\bar{\rho}_{пл} a_{пл}^2 T_3 R_3^3) / (\bar{\rho}_3 a_3^2 T_{пл} R_{пл}^3).$$

Воспользовавшись известными астрономическими данными для планет, получим значения $\tilde{\sigma}_{отн}$, приведенные в таблице, в сопоставлении с другими характеристиками планет. Здесь видна некоторая корреляция рассчитанных напряжений с магнитными моментами. Однако эта корреляция только намечается, и, по-видимому, физика формирования магнитных полей, связанных с вращающимися планетами, имеет более сложный механизм, который раскрыть пока не представляется возможным.

Приливные деформации и вызванное ими длительное и однонаправленное смещение слоев могут давать значительный вклад в тепловой разогрев недр планет. В этом отношении примечателен спутник Юпитера Ио [19].

На значительный вклад твердых приливов в тектоническую эволюцию Земли, как уже отмечалось, было указано в работе [6]. Сделанный впоследствии пересмотр количественных оценок [10] подтвердил возможную роль приливов в термической истории нашей планеты.

Таким образом, между магнитными и тепловыми характеристиками планет и их вращением намечается зависимость, заслуживающая дальнейшего уточнения путем специальных наблюдений и теоретических исследований. Эти исследования тем более необходимы, что они могут существенно помочь в понимании причин тектонических движений в связи с физическими полями Земли и космическими воздействиями.

Литература

1. Бобряков А. П., Ревуженко А. Ф., Шемякин Е. И. О возможном механизме перемещения масс Земли//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 5. С. 1097—1099.
2. Булина Л. В. О западном смещении крупных блоков земной коры на территории СССР//Принципы и методы тектонического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. С. 43—49.
3. Дарвин Дж. Г. Приливы и родственные им явления в солнечной системе. М.: Наука, 1965. 252 с.
4. Калинин Ю. Д., Киселев В. М. Неравномерности суточного вращения Земли и солнечная активность: Препринт № 20. М.: Измиран, 1978. 32 с.
5. Киселев В. М. Солнечная активность, приливное трение и вращение Земли за последние 2000 лет//Астрон. журн. 1981. Т. 58. № 3. С. 590—596.
6. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе//Геотектоника. 1986. № 6. С. 3—7.
7. Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 11. С. 32—50.
8. Маров М. Я. Планеты солнечной системы. М.: Наука, 1986. 320 с.
9. Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
10. Монин А. С., Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. О вкладе лунных приливов в эволюцию Земли//Докл. АН СССР. Т. 293. № 6. С. 1341—1345.
11. Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер. М.: Недра, 1985. 184 с.
12. Ревуженко А. Ф. Один класс сложных нагружений неупругой среды//Прикл. математика и техническая физика, 1986. № 5. С. 150—158.
13. Сафьянов Г. Я. Энергия рельефообразующих процессов земной поверхности//Рельеф и климат. М.: Изд-во АН СССР. 1985. С. 23—27.
14. Стопас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза//Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 222—274.
15. Хаббард Х. Внутреннее строение планет. М.: Мир, 1987. 328 с.
16. Bostrom R. C. Westward Pacific drift and the tectonics of Eastern Asia//Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 359—376.
17. Danes Z. F. Mainstream mantle convections: a geologic analysis of plate motion: Discussion//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1973. № 57. P. 410—411.
18. Farinella P., Ferrini F., Milani A. et al. The shape of small solar system bodies: gravitational equilibrium vs. solid state interactions//The comparative study of the Planets. Dordrecht.: D. Reidel Publishing Company, 1982. P. 71—77.
19. Gallant R. A. Our Universe. National Geographic Soc. Wash.: D. C., 1980. 276 p.
20. Han-Shou Liu. On the break-up of tectonic plates by polar wandering//J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 17. P. 2568—2572.
21. Ivanov I. B. On the torsion of the two hemispheres//Докл. Болг. АН 1984. Т. 37. № 11. С. 1475—1477.
22. Jochman H. On the influence of coupling torques between the Earth's core and mantle on parameters and components of the rotation of the Earth//Veröff. Zentralinst. Phys. Erde. 1985. № 81. Teil. 2. P. 29—31.
23. Lambeck K. The Earth's variable rotation. Cambridge Univ. Press. 1980. 448 p.
24. Munk W., Macdonald G. The rotation of the Earth. Cambridge, 1960. 323 p.
25. Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972. V. 56. № 2. P. 226—246.
26. Pan C. Polar instability, plate motion, and geodynamics of the mantle//J. Phys. Earth. 1985. V. 33. P. 411—434.
27. Qin-Wen Xi. Tidal stress and Earthquakes//Proceedings of the Ninth International Symposium on Earth tides. Stuttgart, 1983. P. 715—722.

Институт геотектоники и геофизики ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
7.VII.1988

УДК 551.242.2(261)

**ВЕРЖБИЦКИЙ Е. В., ГОРОДНИЦКИЙ А. М., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.,
ЛОБКОВСКИЙ Л. И., МАРОВА Н. А., СБОРЩИКОВ И. М.,
ШРЕЙДЕР А. А., ЯСТРЕБОВ В. С.**

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
И ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА
ГОРРИНДЖ
(СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)**

В статье излагаются результаты детальных комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в 12-м рейсе НИС «Витязь» на подводном хребте Горриндж (Северная Атлантика). На основании совместного анализа экспериментальных данных и теоретических представлений предлагается модель покровно-надвигового образования хребта.

В октябре-ноябре 1986 г. в 12-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь» были проведены детальные комплексные геолого-геофизические исследования на участке подводного хребта Горриндж, расположенного в Северной Атлантике в восточной части Азоро-Гибралтарской тектонической зоны и входящего в систему подводных гор Хосшу (рис. 1).

Азоро-Гибралтарская тектоническая зона — одна из крупнейших тектонических структур в Северной Атлантике. Формирующие ее трансформные разломы составляют границу между Африканской и Евразийской литосферными плитами. Изучение этой зоны поэтому представляется чрезвычайно важным для исследования характера взаимодействия между плитами и процессов базальтового вулканизма. Тектоническая сложность района Азоро-Гибралтарской зоны определяется тем, что в связи с близким положением полюса раскрытия здесь происходит смена кинематического режима — от растягивающих напряжений на западе, в районе Азорского архипелага, до сжимающих на востоке.

Подводные горы системы Хосшу приурочены к восточной части Азоро-Гибралтарских разломов. Крупнейшие из них — вулканические горы Ампер и Жозефин, обследованные в 7-м рейсе НИС «Витязь» в 1984 г., и подводный хребет Горриндж. Высота этих сооружений над окружающим дном составляет от 3 до 5 км. Минимальные отметки глубины на вершинах горы Ампер — 67 м, горы Жозефин — 150 м, Хребта Горриндж — 24 м. Сам подводный хребет Горриндж представляет собой крупное поднятие, вытянутое с юго-запада на северо-восток и возвышающееся над прилегающими котловинами Хосшу и Тагус примерно на 5 км. Его размеры в плане — около 200 км в длину и 80 км в ширину.

Детальные геолого-геофизические исследования, проводившиеся на участке подводного хребта Горриндж в последние годы различными исследователями, в том числе французской группой «СИАГОР», использовавшей подводные обитаемые аппараты [8, 13, 20], позволили установить, что хребет имеет тектоническое происхождение.

Экспедиция «СИАГОР» выполнила подробную батиметрическую съемку хребта. Драгирование коренных пород показало, что западная вершина хребта, гора Геттисберг, сложена в основном ультраосновными измененными породами верхней мантии — серпентинитами. Крутой южный склон восточной вершины хребта, горы Ормонд, оказался сложен типичными породами океанской коры — базальтами и габбро, а сама вершина — щелочными базальтами [8, 13]. Определение абсолютного возраста габбро, драгированных со склонов горы Геттисберг, показало, что их возраст, по данным К-Аг-метода, составляет 135 ± 3 млн. лет [17, 18]. Воз-

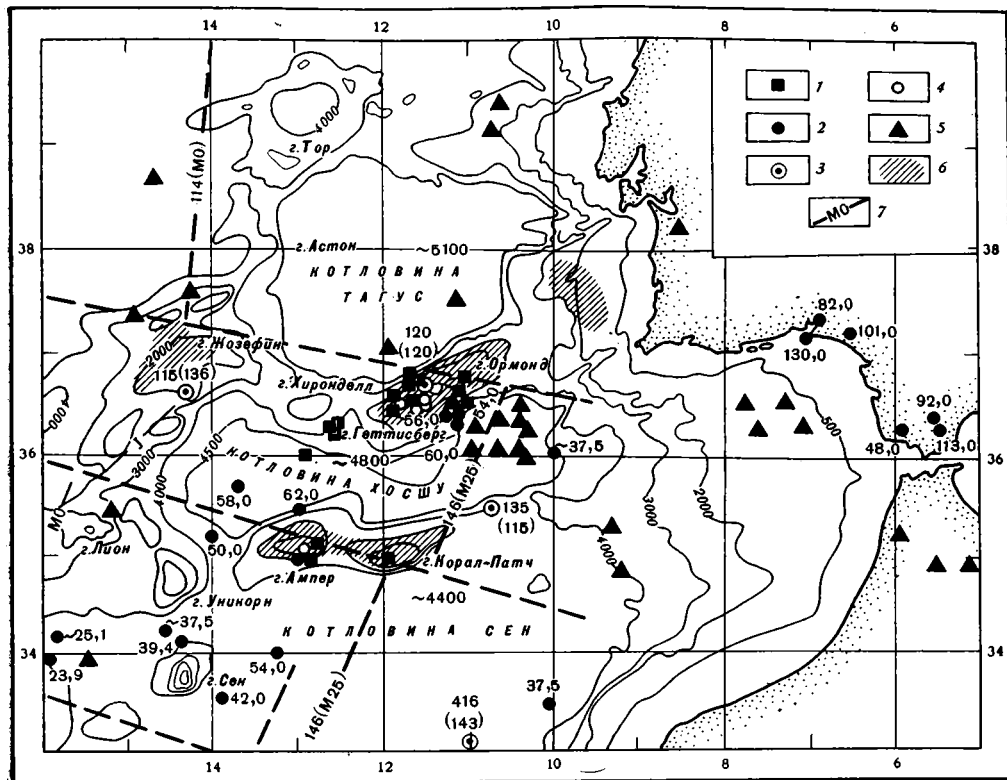


Рис. 1. Схема геофизической изученности восточной части Азоро-Гибралтарской зоны разломов

1 — участки драгирования; 2 — точки измерения и плотность теплового потока, мВт/м², по литературным данным; 3 — скважины глубоководного океанского бурения с соответствующим номером (цифра в скобках соответствует возрасту вскрытых пород, млн. лет); 4 — точки измерения и плотность теплового потока, мВт/м², по данным 12-го рейса НИС «Витязь»; 5 — эпицентры землетрясений; 6 — аномалии поля силы тяжести; 7 — предполагаемое положение осей палеомагнитных аномалий (цифра указывает возраст, млн. лет).

раст вулканитов на вершине горы Ормонд, опробованных с подводных аппаратов, по данным того же метода, составляет 50—60 млн. лет [10]. Подъем блока океанической коры, приведший к формированию поднятия Горриндж, как показывает переход от глубоководных фаций осадков к мелководным, вскрытым скважиной глубоководного бурения № 120, по видимому, начался около 20 млн. лет назад.

Отметим, что тектоническая природа хр. Горриндж обсуждалась в недавней работе [7] в контексте более широкого анализа тектонических деформаций океанической коры Атлантики. Вместе с тем целый ряд вопросов, связанных со строением подводного хребта Горриндж, его происхождением и эволюцией, до самого последнего времени оставался открытым. Не ясно было, в частности, являются ли обе вершины хребта — горы Геттисберг и Ормонд — единым блоком океанической коры или они тектонически разобщены. Отсутствовали сведения о структуре аномального магнитного поля над хребтом и о намагниченности слагающих его пород. Наконец, не было физически обоснованного механизма формирования хр. Горриндж, удовлетворительно объясняющего основные черты его строения и связанных с ним геофизических аномалий. На решение этих задач и были направлены детальные геолого-геофизические исследования, выполненные в 12-м рейсе НИС «Витязь», явившиеся продолжением описанных выше работ. Комплексные геолого-геофизические работы, проводившиеся на хр. Горриндж на основе совместного использования надводных и подводных методов изучения, продолжили детальные исследования подводных гор системы Хосшу, начатые в 1984 г. в 7-м рейсе НИС «Витязь», когда были изучены подводные горы Ампер и Жозефин.

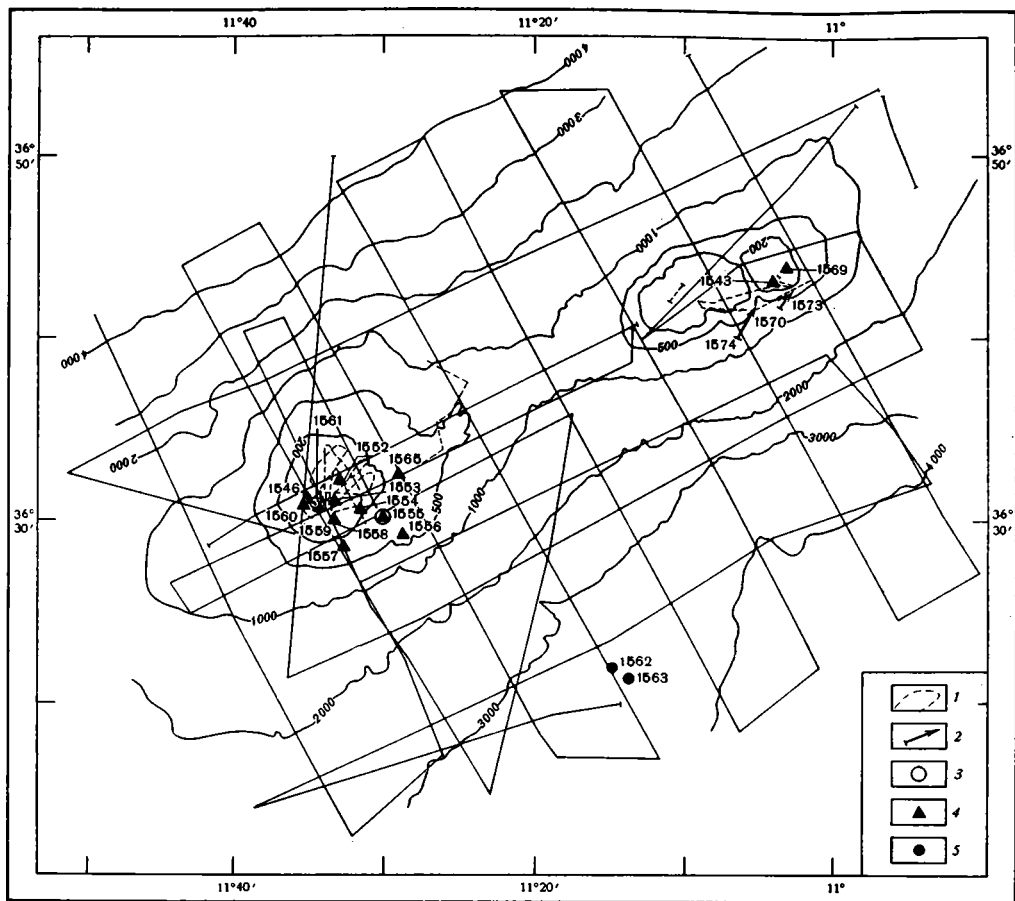


Рис. 2. Батиметрическая схема и карта геолого-геофизической изученности хр. Горриндж

1 — маршрут аппарата «Звук», 2 — точки драгирования, 3 — донные трубки, 4 — дночерпательные пробы, 5 — места измерения теплового потока

В 12-м рейсе НИС «Витязь» основные усилия были сосредоточены на изучении привершинной части хр. Горриндж. Была проведена детальная батиметрическая съемка, позволившая составить новую батиметрическую карту масштаба 1:100 000 и существенно уточнить геоморфологию хребта (рис. 2). Кроме того, была выполнена детальная геомагнитная съемка, установившая сложный характер аномального магнитного поля над вершинами хребта (рис. 3). Это поле характеризуется высокой интенсивностью локальных короткопериодных аномалий с размахом до 1000 нТл и горизонтальными градиентами более 1000 нТл/км. Анализ карты аномального магнитного поля указывает на сложное гетерогенное строение магнитоактивного слоя. На карте изодинам T_a выделяются две взаимно ортогональные системы линейментов с простираниями 30° и 120°. Сопоставление структуры аномального магнитного поля с геоморфологическими данными дает основание для предположения, что плановая структура магнитных аномалий отражает положение двух основных систем разрывных нарушений, пересекающих хребет. В аномальном магнитном поле отчетливо проявляется также субмеридиональный разлом к востоку от вершины Геттисберг, разделяющий хр. Горриндж на два тектонически разобщенных блока — Геттисберг и Ормонд (см. рис. 3).

Впервые проведено изучение магнитных характеристик горных пород, слагающих хр. Горриндж, полученных в результате драгирования. Сопоставление результатов детальной геомагнитной съемки с данными изучения магнитных характеристик образцов показало, что интенсивные магнитные аномалии над горой Геттисберг непосредственно связаны с

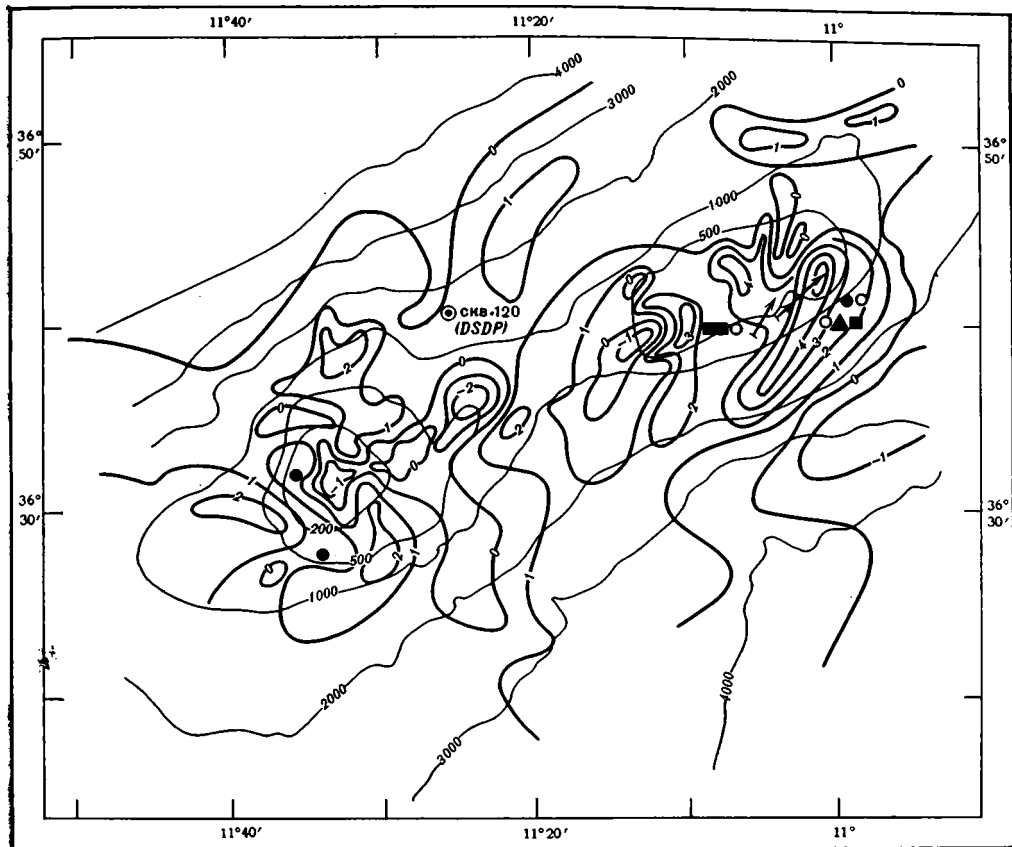


Рис. 3. Карта аномального магнитного поля подводного хребта Горриндж
 1 — точки драгирования, 2 — серпентиниты, 3 — щелочные базальты, 4 — габброиды
 5 — зеленокаменные метаморфиты, 6 — известняки, 7 — скважина 120, 8 — изобаты, м,
 9 — изодинамы магнитного поля (сечение 100 нТл)

массивными выходами серпентинитов, обладающих высокой остаточной намагниченностью (до 6,4 А/М при среднем значении 3,2 А/М). Фактор Кенигсбергера Q для этих пород меняется в пределах 1—11. Полученные данные свидетельствуют о том, что именно серпентиниты дают главный вклад в аномалии магнитного поля, зарегистрированные над горой Геттисберг (см. рис. 3).

Щелочные базальты, отобранные при драгировании со склонов горы Ормонд до изобаты 500 м, также обнаруживают высокие значения остаточной намагниченности (1,9—14,7 А/М) и величины Q (3,7—72,0). Они являются основным магнитным объектом, с которым связаны магнитные аномалии над горой Ормонд.

Результаты геомагнитного изучения подводного хребта Горриндж, представляющего собой поднятый блок океанической коры, показали, что первичная намагниченность базальтов второго слоя полностью утрачена в результате процессов метаморфизма и выветривания. Хемогенная же намагниченность серпентинитов оказалась более устойчивой к вторичным изменениям. Это дает основание предполагать, что именно серпентиниты представляют собой основной магнитный объект в пределах древнего блока океанической коры, возраст которого определен в 135 млн. лет [17]. В то же время первичная намагниченность щелочных базальтов, по-видимому, являющихся результатом наложенного вулканизма в эпоху около 60 млн. лет [13], сохранилась достаточно хорошо.

У подножия южного склона хр. Горриндж в прилегающей части глубоководной котловины Хосшу были проведены геотермические измере-

ния в трех точках (см. рис. 1). Измеренные значения плотности теплового потока корректировались на основе численного двухмерного моделирования рельефа дна, а также влияния осадконакопления. Истинные значения теплового потока составили 55—66 мВт/м². Совместный анализ полученных данных и результатов геотермических исследований, проведенных в восточной части Азоро-Гибралтарской тектонической зоны ранее, в том числе в 7-м рейсе НИС «Витязь», позволил выявить в котловине Хосшу зону аномально высоких значений теплового потока субширотного простираения, протягивающуюся на расстояние около 1000 км и прослеживающуюся далее в южной части Пиренейского полуострова (см. рис. 1). Эта зона, хорошо коррелирующаяся с областью повышенной сейсмичности [19], отражает активный эндогенный энергетический режим и, по-видимому, соответствует положению границы между Африканской и Евразийской плитами.

В пределах хр. Горриндж в привершинной части гор Геттисберг и Ормонд с помощью буксируемого аппарата «Звук-Л» была проведена детальная геолокационная съемка рельефа в пределах 100-метровой изобаты (см. рис. 2). Полученные сонограммы локатора бокового обзора были наложены затем на траекторию галсов, что позволило составить детальную карту морфологии вершинной части гор Геттисберг и Ормонд. Анализ этой информации дал возможность выбрать галсы буксирования фототелевизионного аппарата «Рельеф», с помощью которого был осуществлен телевизионный осмотр поверхности дна и маршрутное фотографирование. При этом, поскольку вершина горы Геттисберг находилась на глубинах до 100 м, поверхность дна была хорошо освещена солнцем, что позволило проводить телевизионный осмотр и фотографирование дна без дополнительного освещения.

В результате локационных съемок и подводного фотографирования составлена структурно-морфологическая схема вершины Геттисберг (рис. 4). Ее анализ позволил выделить в пределах горы Геттисберг гряды выходов коренных пород, сложенных, как показали результаты драгирования, серпентинитами. В краевых частях площади съемки, на склоне горы, выходы коренных пород редки, и пространство между ними покрыто чехлом осадков. Как видно из схемы, выходы коренных пород имеют вид узких форм, вытянутых в субмеридиональном направлении. Здесь выделяются многочисленные уступы и гряды, дешифрирующиеся по контрастному сочетанию акустического отражения и тени. Многие из этих вытянутых форм имеют ломаные угловатые очертания в плане, осложненные системой наложенных трещин северо-западного простираения. Такая морфология может быть связана с проявлением нескольких фаз деформации с различным направлением тектонических напряжений. В результате массового замера ориентировки удлиненных элементов гряд составлена диаграмма их преобладающих простираений, свидетельствующая о четко выраженном меридиональном структурном направлении.

В южной части привершинной поверхности горы Геттисберг выделяются не имеющие упорядоченного простираения изометричные в плане отражающие площадки. В самой южной части полигона очерчивается несколько крупных (до 2 км по длинной оси) эллипсообразных форм. Обращает на себя внимание, что к этим формам приурочено понижение значений аномалий магнитного поля. Сопоставление результатов геолокации с данными геологического опробования и геомагнитного изучения дает возможность предположить, что изометричные формы сложены ультраосновными породами (вероятно, гарцбургитами), в меньшей степени подвергшимися серпентинизации. Предположение это, однако, требует проверки.

Как показывает анализ структурной схемы привершинной поверхности горы Ормонд, здесь наряду с меридиональным простираением гряд и выступов коренных пород в юго-восточной части площади съемки выделяются элементы с азимутом простираения 50—60°. Характерны уступы амплитудой 15—20 м. Кроме того, по смещению структурных линий вид-

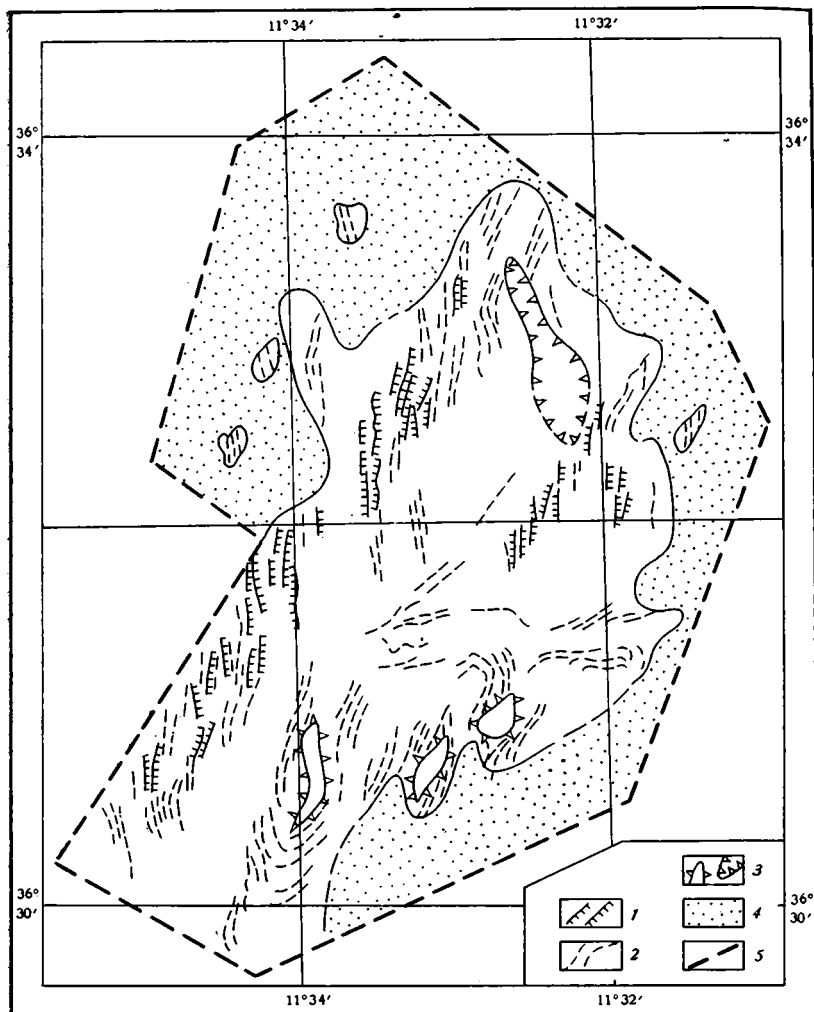


Рис. 4. Структурная схема вершины горы Геттисберг по данным съемки локатором бокового обзора
 1 — сбросовые уступы, 2 — структурные линии, отражающие ориентировку тектонических форм, 3 — крупные поднятия и депрессии, 4 — осадочный чехол, 5 — площадь съемки

ны разрывы субширотного и северо-западного простирания. На этом фоне выделяются валообразные поднятия, связанные, по-видимому, с лавовыми полями.

В результате драгирования, проведенного на юго-восточном крутом склоне горы Ормонд, было установлено, что здесь обнажается весь комплекс пород офиолитовой ассоциации, залегающий обычно выше гипербазитов (рис. 5). Перекрывающие их щелочные базальты обнаружены как на вершине горы, так и в нижней части склона. Обращает на себя внимание, что толеитовые базальты, поднятые при драгировании, носят следы сильных вторичных зеленокаменных изменений. Обнаружено также большое число гидротермально измененных пород и слабо сцементированных брекчий, указывающих на молодую тектоническую активность.

Результаты микроскопического изучения шлифов серпентинитов, отобранных с вершины Геттисберг, показывают, что в южной части вершины, где не наблюдается меридиональной линейности структур, процесс серпентинизации выражен гораздо слабее и местами сохраняются фрагменты гарцбургитовой структуры. Аналогичные явления нередко наблюдаются в офиолитовых поясах на суше.

Совместный анализ результатов геолого-геоморфологического и геомагнитного изучения подводного хребта Горриндж дает возможность

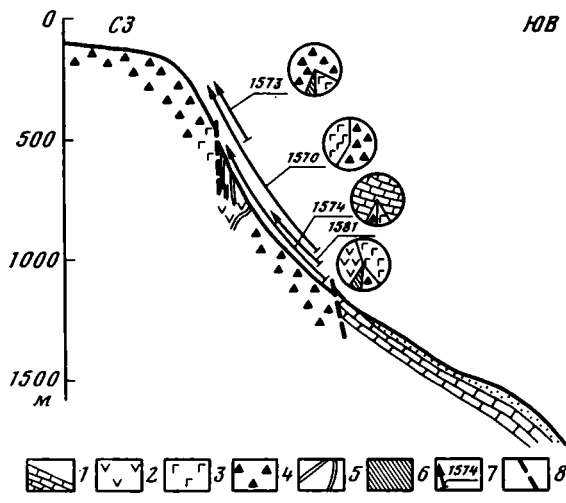


Рис. 5. Схематический геологический разрез юго-восточного склона горы Ормонд
 1 — известняки, 2 — габброиды, 3 — толеитовые базальты, 4 — щелочные базальты, 5 — дайки долеритов, 6 — гидротермально измененные породы, 7 — места драгирования и номера станций, 8 — разлом. Коренные выходы показаны по данным группы «СИАГОР-11» [13]. Размеры секторов в кружках отвечают относительному содержанию различным породам в драгированных образцах

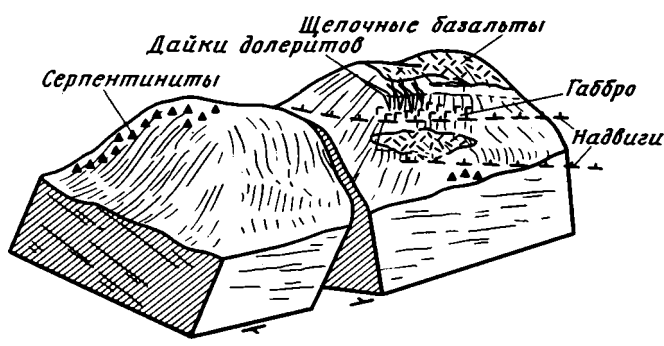


Рис. 6. Схематизированная блок-диаграмма хр. Горриндж

предположить, что он состоит из двух тектонически разобщенных блоков — гор Геттисберг и Ормонд, развернутых друг относительно друга (рис. 6).

Указанные особенности тектонического развития хребта Горриндж непосредственно связаны с региональным тектоническим развитием восточной части Азоро-Гибралтарской тектонической зоны, которое в значительной степени определяется взаимодействием и особенностями кинематики Африканской, Иберийской и Евразийской плит в позднем мезозое и кайнозое.

С этой точки зрения наиболее существенна тектоническая обстановка на границе Иберийской и Африканской плит, вблизи которого располагается хр. Горриндж. Расчет полюсов вращения Иберии относительно Африки, проведенный И. М. Сборщиковым совместно с Л. П. Зоненшайном, позволил получить следующие координаты их местоположения:

Возраст	Широта	Долгота	Угол поворота против часовой стрелки
54—35 млн. лет назад	50,7 с. ш.	26,8 з. д.	2,8°
65—54 »	28,0 с. ш.	12,8 з. д.	1,0°
80—65 »	26,5 с. ш.	10,7 в. д.	0,9°
110—80 »	44,2 с. ш.	24,9 з. д.	1,9°

На основании этого расчета составлена схема кинематики микроплиты Горриндж (рис. 7).

Начиная со 135 млн. лет назад и практически до 110 млн. лет на границе указанных плит происходило трансформное движение по принципу левого сдвига, что констатируется во всем Альпийском поясе. Общая амплитуда смещения в самой узкой части Тетиса оценивается в 700—800 км, что соответствует скорости порядка 2 см/год. В следующий интервал времени — 110—80 млн. лет назад — происходило максимальное смещение Иберийской плиты относительно Евразии с раскрытием

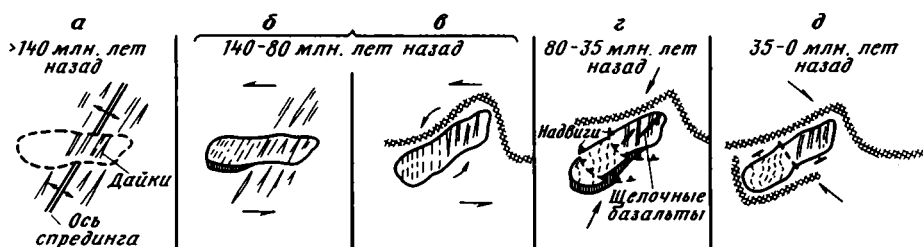


Рис. 7. Кинематическая схема формирования хр. Горриндж

а — начальное положение оси спрединга, б, в — смещение в зоне левого сдвига (с поворотом блока), г — деформация под влиянием сжатия, д — оформление структуры на заключительной стадии сжатия со сдвигом. Стрелками показано направление движения по границе плит

океанического бассейна в Бискайском заливе. В это же время отмечается раздвиг и в районе хр. Горриндж. После 80 млн. лет обстановка на Иберийско-Африканской границе резко изменилась; она характеризуется уже режимом сжатия. Аналогичные условия в эту эпоху характерны для всего Альпийского складчатого пояса. После 35 млн. лет назад для многих районов наблюдаются небольшие изменения в направлении вектора сжатия, в районе хр. Горриндж отмечается переход от сжатия к сдвигу, теперь уже правостороннему.

Описанная схема кинематики и взаимодействия Африканской и Иберийской плит позволяет представить себе основную картину формирования и тектонической эволюции хр. Горриндж (см. рис. 7). Определение абсолютного возраста [17] блока океанической коры на участке хребта (135 млн. лет назад) и сравнение этих данных с возрастом линейных магнитных аномалий, соответствующих первоначальному раскрытию Атлантики, указывают на то, что этот участок был частью Африканской плиты. Судя по данным глубоководного бурения на северном склоне хребта, где расположена скв. 120, уже в поздне меловое время этот блок океанической коры мог быть выведен из области осадконакопления и начал испытывать тектонические деформации. Именно в этот интервал времени (до 110 млн. лет назад), когда происходило мощное сдвиговое смещение Африканской плиты относительно Евразийской, могли сформироваться серпентиниты — в результате гидратации гарцбургитовых ультрабазитов по зонам трещин, отчетливо выраженных на горе Геттисберг. Интервал времени от 80 до 35 млн. лет назад соответствует фронтальному сближению Африканской и Евразийской плит, с которым должны были быть связаны интенсивные тектонические деформации. Вероятно, именно тогда хр. Горриндж мог испытать первые деформации сжатия с образованием серии покровно-надвиговых тектонических чешуй. По расчетам амплитуда перемещений в районе хр. Горриндж за это время составила около 200 км и соответствовала частичному поддвигу Африканской плиты под Евразийскую. Возможно, что с этой компрессионной фазой связаны деформации в плагиоклазах возрастом 82 млн. лет [18], а также наложенные деформации и разрывы в серпентинитах на вершине горы Геттисберг, проявляющиеся как зигзагообразные искривления меридиональных структур. Наконец, последний этап тектонического развития хр. Горриндж связан с возникновением сдвиговых напряжений на фоне сжатия, начиная со времени около 35 млн. лет назад. К этому интервалу,

возможно, относится окончательное формирование поднятия и его деление на два тектонически разобщенных блока.

Из кинематической картины взаимодействия Африканской и Евразийской плит [16] следует, что в восточной части Азоро-Гибралтарской тектонической зоны, на участке хр. Горриндж, при взаимном сближении плит по крайней мере в течение последних 10 млн. лет преобладает направление сжатия, ортогональное к северо-восточному простиранию хребта. Обстановка сжатия в этом районе подтверждается прежде всего сейсмологическими данными [19]. Как показывает анализ фокальных механизмов землетрясений, очаги которых маркируют Азоро-Гибралтарский сегмент границы между плитами, механизм правостороннего сдвига, характерный для западного участка «микроплиты», однако основная масса эпицентров землетрясений приурочена к южной ветви (см. рис. 1). Механизм очага сильно Португальского землетрясения, происшедшего 26.02. 1969 г. во впадине Хосшу к югу от хр. Горриндж, был определен как плоскость разрыва, падающая на север под углом около 50° , что соответствовало поддвигу Африканской плиты под Евразийскую [11].

На основе этих данных Ле Пишоном [15] и Парди [19] были предложены качественные тектонические схемы образования хр. Горриндж, основанные на предположении о частичной субдукции Африканской плиты под Евразийскую, сопровождающейся обдукцией блока Африканской коры на прилегающий участок Евразийской плиты. Это предположение подтверждается наличием крупной гравитационной аномалии в свободном воздухе (около 400 мГал), отмечаемой над хр. Горриндж. Плотностные разрезы, принятые в работах [15, 19], несмотря на их отличие друг от друга, дают удовлетворительное совпадение наблюдаемой и расчетных аномалий на основе предположения о субдукции и обдукции. Вместе с тем предложенная схема «субдукции — обдукции» не является механически обоснованной. Ее главный недостаток заключается в том, что остается непонятным — каким образом океаническая кора, состоящая из твердых и прочных пород, может отслаиваться от еще более твердых и прочных пород литосферы океана?

Качественный ответ на этот вопрос можно найти в работах советских геологов, посвященных проблеме офиолитов и тектоническому скупиванию коры в океанах [1, 4—7]. Согласно развитым представлениям, отслаивание океанической коры от нижележащей мантии и ее горизонтальное перемещение происходит главным образом по слою серпентинизированных перидотитов, залегающему у подошвы коры. Однако конкретная механическая модель отслаивания океанической коры, ее деформирования и последующего скупивания до сих пор отсутствовала.

Такая модель была недавно предложена Л. И. Лобковским [3] в связи с анализом покровно-надвигового механизма образования хр. Горриндж. Она опирается на разработанную ранее схему формирования серпентинитового слоя океанической коры, построенную, исходя из экспериментальных данных, по реологии серпентинитов [2]. Согласно этой схеме, образование серпентинитового слоя происходит в результате гидратации ультраосновных мантийных пород благодаря прониканию океанской воды в литосферу по системе микротрещин, причем расчеты показывают, что к габбровому слою коры снизу может «прирасти» 3-километровый серпентинитовый слой, который оказывается уже полностью непроницаемым для воды и в дальнейшем сохраняет свою мощность постоянной.

Сейсмические исследования, проведенные в котловинах Тагус и Хосшу, обрамляющих хр. Горриндж, указывают на наличие здесь в низах коры слоя толщиной 2—3 км с относительным понижением волновых скоростей в диапазоне 7,24—7,9 км/с [19, 21]. Породы с такими физическими характеристиками соответствуют серпентинизированным перидотитам [9]. Это подтверждает исходное предположение о наличии в основании коры рассматриваемого региона серпентинитового слоя. Известно, что серпентиниты отличаются пониженной механической прочностью по

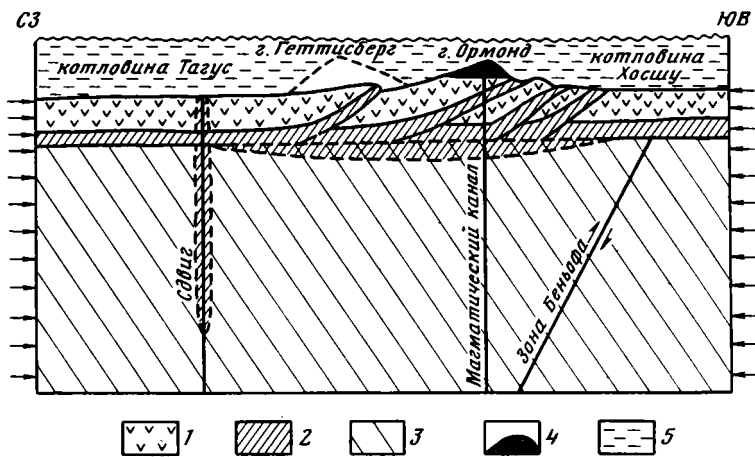


Рис. 8. Схема покровно-надвигового строения хр. Горриндж на участке горы Ормонд 1 — габбро-базальтовый слой коры, 2 — серпентинитовый слой коры, 3 — литосфера, 4 — щелочные базальты, 5 — вода

сравнению с другими горными породами. Если предел прочности таких пород, как габбро, базальты или перидотиты при небольших окружающих давлениях и температурах составляет несколько килобар, то у серпентинитов он примерно на порядок меньше [12, 14]. Это обстоятельство и обеспечивает возможность механического отслаивания габбро-базальтового слоя океанической коры от подстилающей перидотитовой литосферы и проскальзывания этого слоя относительно мантии по серпентинитовой «смазке».

Начальная стадия процесса отслаивания коры от мантии описывается в рамках модели упругого габбро-базальтового слоя коры, лежащего на пластичном серпентинитовом основании и подвергаемого сильному горизонтальному сжатию. Используя теорию изгиба тонких упругих пластин на винклеровском основании, рассчитывается минимальное критическое боковое усилие, при котором плоский слой коры теряет устойчивость и начинает изгибаться [3]. Полученная величина критического напряжения сжатия составляет около 3,5 кбар. Эта оценка показывает, что изгибная неустойчивость отслоенной габбро-базальтовой коровой пластины будет развиваться только в условиях сильного тектонического сжатия. Рассчитанная длина волны изгибающегося слоя равна 30—40 км. При амплитуде изгиба океанической коры около 700 м в верхней части слоя возникают растягивающие напряжения порядка 10^8 дин/см², превышающие предел прочности коры на разрыв. Таким образом, при сильных сжимающих напряжениях океаническая кора должна разрушаться на отдельные блоки размером порядка 30—40 км, которые могут скользить по серпентинитовому основанию, надвигаясь друг на друга и формируя типичные покровно-надвиговые структуры океанского дна, в том числе подводные хребты, плато и другие положительные формы рельефа. Если подводный хребет тектонического происхождения имеет ширину порядка 100 км, то можно предположить, что он представляет собой систему из 3—4 коровых пластин, надвинутых друг на друга. Именно таким путем, по-видимому, сформировался хр. Горриндж (рис. 8). Расчет показывает, что характерная скорость движения корового тектонического покрова составляет около 1 см/год. Это хорошо согласуется со скоростью сближения Африканской и Евразийской плит в районе хр. Горриндж.

С позиций рассматриваемой геодинамической модели образования хр. Горриндж наблюдаемая над ним аномалия силы тяжести имеет неизоэстатическую природу и полностью определяется тектоническим «выжиманием» коровых масс вверх за счет надвигообразования и переслаивания надвинутых друг на друга блоков коры. Оценка по стандартной формуле показывает, что расчетная аномалия в свободном воздухе при

средней плотности надвинутой коровой пластины $2,9 \text{ г/см}^3$ составляет около 400 мГал, что вполне соответствует наблюдаемой аномалии.

Таким образом, геоморфологические и геолого-геофизические данные и теоретические расчеты свидетельствуют о том, что хр. Горриндж сформировался в процессе медленного сжатия коры и литосферы, которое привело, с одной стороны, к зарождению субдукции Африканской плиты под Евразийскую, а с другой — к механическому отслаиванию габбро-базальтового слоя от подстилающего его серпентинитового. В результате сильного горизонтального сжатия в габбро-базальтовом слое коры развилась изгибная неустойчивость с длиной волны 30—40 км, что привело к разрушению слоя на ряд коровых блоков с указанными размерами. Образовавшиеся коровые пластины напоздли друг на друга, сформировав покровно-надвиговую систему.

Таким образом, новые данные о геолого-геоморфологическом строении дна и структуре аномальных геофизических полей подводного хр. Горриндж, полученные в результате 12-го рейса НИС «Витязь», позволили восстановить его сложную геологическую историю и разработать новую геодинамическую модель его образования в результате возникновения покровно-надвиговых структур в зоне сжатия. Представляется целесообразным изучить с этой точки зрения и другие тектонические структуры в восточной части Азоро-Гибралтарской тектонической зоны.

Литература

1. Богданов Н. А. О тектоническом скупивании коры в океанах//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
2. Лобковский Л. И., Николаевский В. Н., Каракин А. В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3—11.
3. Лобковский Л. И. Тектоническое строение и механизм образования хребта Горриндж//Проблемы геофизики океанского дна. Матер. 1-й Всес. конф. по морской геофизике. М.: ИОАН, 1987. Т. 2. С. 101—102.
4. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта//Геотектоника. 1975. № 5.
5. Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследований//Геотектоника. 1977. № 6. С. 4—14.
6. Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов//Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 123—175.
7. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5.
8. Auzende I. M., Charvet I., Le Lann A. et al. Le Banc de Gorrindge: resultats de la campagne SIAGOR//Bull. Soc. geol. France. 1979. V. 21. № 5. P. 545—556.
9. Christensen N. J., Salisbury M. N. Structure and constitution of the lower oceanic crust//Revs Geophys. and Space Phys. 1975. V. 13. № 1. P. 57—86.
10. Ferand G., Gastaud I., Aurendo I. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the alkaline volcanism and the basement of Gorrindge Bank, North Atlantic Ocean//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V. 57. P. 211—226.
11. Fukao Y. Thrust faulting at a lithospheric plate boundary//Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. V. 18. 205 p.
12. Goetze C., Evans B. Stress and temperature in the bonding lithosphere as constrained by experimental rock mechanics//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. V. 59.
13. Groupe SYAGOR II. Gorrindge bank (Atlantic ocean SW Portugal): a section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible. Ofioliti. 1982. (2/3). P. 267.
14. Kirby S. H. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B11. P. 6353—6363.
15. Le Pichon X., Bonnin J., Pautot G. The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar plate boundary: an example of compressive tectonics (Abstract)//Upper Mantle Committee Symposium, Flagstaff, Arizona, July, 1970. P. 18—26.
16. McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region//Geophys. J. Roy. astron. Soc. 1974. V. 30. № 2. P. 109—185.
17. Prichard H. M., Cann J. R. Petrology and mineralogy of dredged gabbro from Gettysburg Bank Eastern Atlantic//Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79. P. 46—55.
18. Prichard H. M., Mitchell J. G. K—Ar-data for the age and evolution of Gettysburg Bank, North Atlantic Ocean//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. P. 261—268.
19. Purdy G. M. The Eastern End of the Azores-Gibraltar Plate Boundar//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1975. V. 43. P. 973—1000.
20. Shipboard Scientific party. The gorrindge Bank: first results of submersible expedition SYAGOR II//Terra cognita. 1982. V. 2. № 2. P. 123—130.
21. Uchupi E., Emery K. O. The geology of the Atlantic ocean. N. Y. Spring. 1984.

УДК 551.243(571)

СУВОРОВ А. И.

**ГЛЫБОВАЯ ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА**

На примере складчатых областей Урало-Монгольского пояса выявлены основные, наиболее распространенные тектонотипы глыбовых структур; рассмотрены главные особенности их строения, развития и пространственного размещения, а также отношение к складчатым зонам разного возраста и зонам гранитизации; показан механизм формирования отдельных глыбовых зон и складчатого пояса в целом.

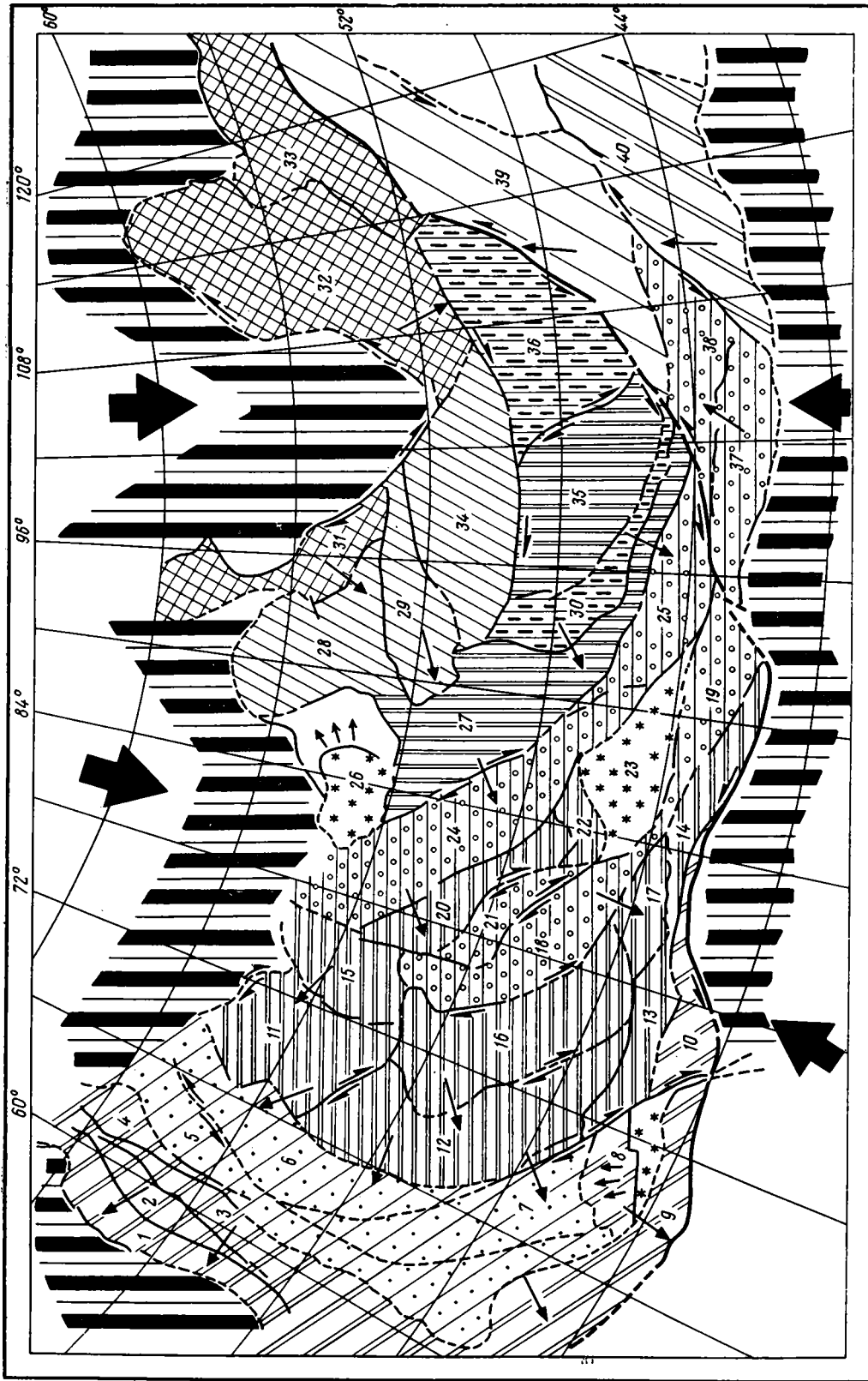
Регматическая сеть и обусловленная ею тектоническая расчлененность литосферы на многочисленные глыбы и блоки привлекают внимание многих исследователей. Опубликовано немало интересных работ, освещающих с разных сторон эту проблему, и это не случайно, поскольку многие считают, что именно такие формы составляют структурный каркас литосферы. Хорошо известны, например, представления Л. И. Красного [7], разработавшего схему глобальной расчлененности литосферы на геоблоки. Очень содержательна составленная Ю. И. Сытиным [5] схематическая карта слоисто-блокового строения земной коры территории СССР. Впечатляют глобальные построения Л. П. Зоненшайна с соавт. [4 и др.], касающиеся геодинамики литосферных плит.

Значительно хуже обстоит дело с изученностью тектонической делимости отдельных регионов, в особенности складчатых областей. Несмотря на то что разломы здесь известны по крайней мере с начала текущего столетия, тектоническое районирование этих областей производится не по регматическому признаку, а по возрасту складчатости. По особенностям строения складок выводятся чаще всего и закономерности механических преобразований коры, поскольку нет еще общепринятой методики выявления типов глыбовых структур; их систем и порядков.

Выводы глобального характера к складчатым областям применить пока трудно, так как они, во-первых, в своей генетической основе противоречивы (крайний фиксизм или крайний мобилизм); во-вторых, относятся к очень крупным формам, охватывающим складчатые области целиком; в-третьих, касаются либо древнейших форм, либо новейшей структуры без какого-либо разбора промежуточных стадий развития; в-четвертых, наконец, недостаточно учитывают регматический фактор, особенно нужный для решения вопросов геодинамики. Во всех упомянутых работах в качестве границ глыбовых структур указываются разные по своей природе межблоковые зоны, системы и пояса (сейсмические, метаморфогенные, магматогенные, седиментогенные, регматогенные), а особенности внутрглыбовой сети разломов вообще почти не рассматриваются.

В отношении тектонической делимости складчатых областей остаются неясными очень многие вопросы, в частности о конфигурации, границах и внутреннем строении глыбовых структур, о закономерностях их пространственного размещения и соотношениях со складчатостью, об эволюции и, конечно, о глыбовой механике.

В предлагаемой работе сделана попытка разобраться в этих вопросах на примерах складчатых областей Урало-Монгольского пояса, исходя главным образом из анализа пространственных рисунков регматической сети. В основу работы положены материалы личных исследований в Казахстане, Средней Азии и Монгольской Народной Республике. По этим же регионам, а также по Уралу и Алтае-Саянской об-



ласти была использована «Карта разломов территории СССР и сопредельных стран» масштаба 1:2 500 000, 1978 г. (главный редактор А. В. Сидоренко) и ряд обобщающих публикаций [8, 11, 12, 17, 18 и др.].

Анализ проведен с учетом развиваемых в Геологическом институте АН СССР (А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровский и др.) представлений о глубинных разломах, тектонической расслоенности литосферы и перетекании вещества земной коры из одних структур в другие.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНОТИПЫ ГЛЫБОВЫХ СТРУКТУР

Анализом регматической сети, образованной разломами длиной не менее 25 км, в пределах Урало-Монгольского пояса нами выявлено до 40 первичных (доскладчатых) глыб, т. е. таких участков коры, которые со всех сторон ограничены крупными, длительно существующими разломами и обладают различными пространственными рисунками внутренних дизъюнктивных линий.

При всем разнообразии глыбовых структур среди них отчетливо различаются три класса: линейные, брахиморные и ареальные (рис. 1).

Линейные глыбы получили наиболее широкое распространение. Их длина достигает 1000 км и более, ширина колеблется от десятков до первых сотен километров. По форме в плане они чаще всего лентообразные, линзообразные, клиновидные и дугообразные, а в разрезе представляют собой удлинённые ломтевидные блоки или утолщенные пластины. Периклинальные окончания глыб обычно либо остроугольные, либо тупоугольные и дуговые, либо торцовые, как бы обрубленные поперечными и диагональными разломами.

Внутренние структурные рисунки линейных глыб (рис. 2) определяются одним-двумя основными направлениями дизъюнктивных линий и несколькими, от одного до четырех, дополнительными, большой роли, однако, не играющими. Рисунки чаще остроугольно-перекрестные или остроугольно-параллельные, нередко также ромбические или прямоугольно-перекрестные; большей частью они контролируются направлениями граничных разломов. Плотность внутренних разломов составляет в среднем 0,03—0,15 км/км².

В современном разрезе некоторые из линейных глыб распространяются на большие глубины, и в их строении участвуют формации не только осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев, но и верхи мантии. В качестве примера можно назвать Северо-Тянь-Шаньскую глыбу, южный граничный разлом которой (линия Николаева) смещает

Рис. 1. Геодинамическая схема основных глыбовых структур Урало-Монгольского складчатого пояса

1 — граничные межглыбовые разломы; 2 — главный структурный шов; 3—5 — спаренные глыбовые зоны типа фронтальное поднятие (а) — тыловая депрессия (б): 3 — среднего-позднего палеозоя, 4 — позднего палеозоя — мезозоя, 5 — позднего мезозоя — кайнозоя; 6—9 — автономные глыбы и глыбовые зоны: 6 — сформированные в протерозое, 7 — в рифее — раннем палеозое, 8 — в раннем — среднем палеозое, 9 — в палеозое; 10 — оседающие участки глыб (поздний палеозой, мезозой, кайнозой); 11 — платформенные глыбы, обрамляющие складчатый пояс; 12 — главные напряжения сжатия; 13—15 — горизонтальные перемещения: 13 — крупные надвиговые, 14 — крупные сдвиговые, 15 — местные надвиговые. Названия глыб: 1 — Зилаиро-Башкирская, 2 — Магнитогорская, 3 — Джетыгаринская, 4 — Челябинская, 5 — Кустанайская, 6 — Тургайская, 7 — Сырдарьинская, 8 — Фергано-Чаткальская, 9 — Букантау-Алайская, 10 — Нарыно-Кокшаальская, 11 — Кокчетавская, 12 — Улутау-Чуйская, 13 — Северо-Тянь-Шаньская, 14 — Коксу-Баграшкульская, 15 — Экибастузская, 16 — Атасу-Илийская, 17 — Кетменская, 18 — Токрау-Бороталинская, 19 — Борохоро-Богдошаньская, 20 — Чингиз-Тарбагатайская, 21 — Баканаская, 22 — Барлыкская, 23 — Джунгарская, 24 — Зайсанская, 25 — Заалтайская, 26 — Барнаульская, 27 — Алтайская, 28 — Ачинско-Абаканская, 29 — Тувино-Саянская, 30 — Озерная, 31 — Саяно-Енисейская, 32 — Витимо-Патомская, 33 — Олекминская, 34 — Убсунур-Хубсугульская, 35 — Хагдайская, 36 — Хэнтэйская, 37 — Гоби-Тянь-Шаньская, 38 — Южно-Гобийская, 39 — Керуленская, 40 — Уланульско-Даригангская

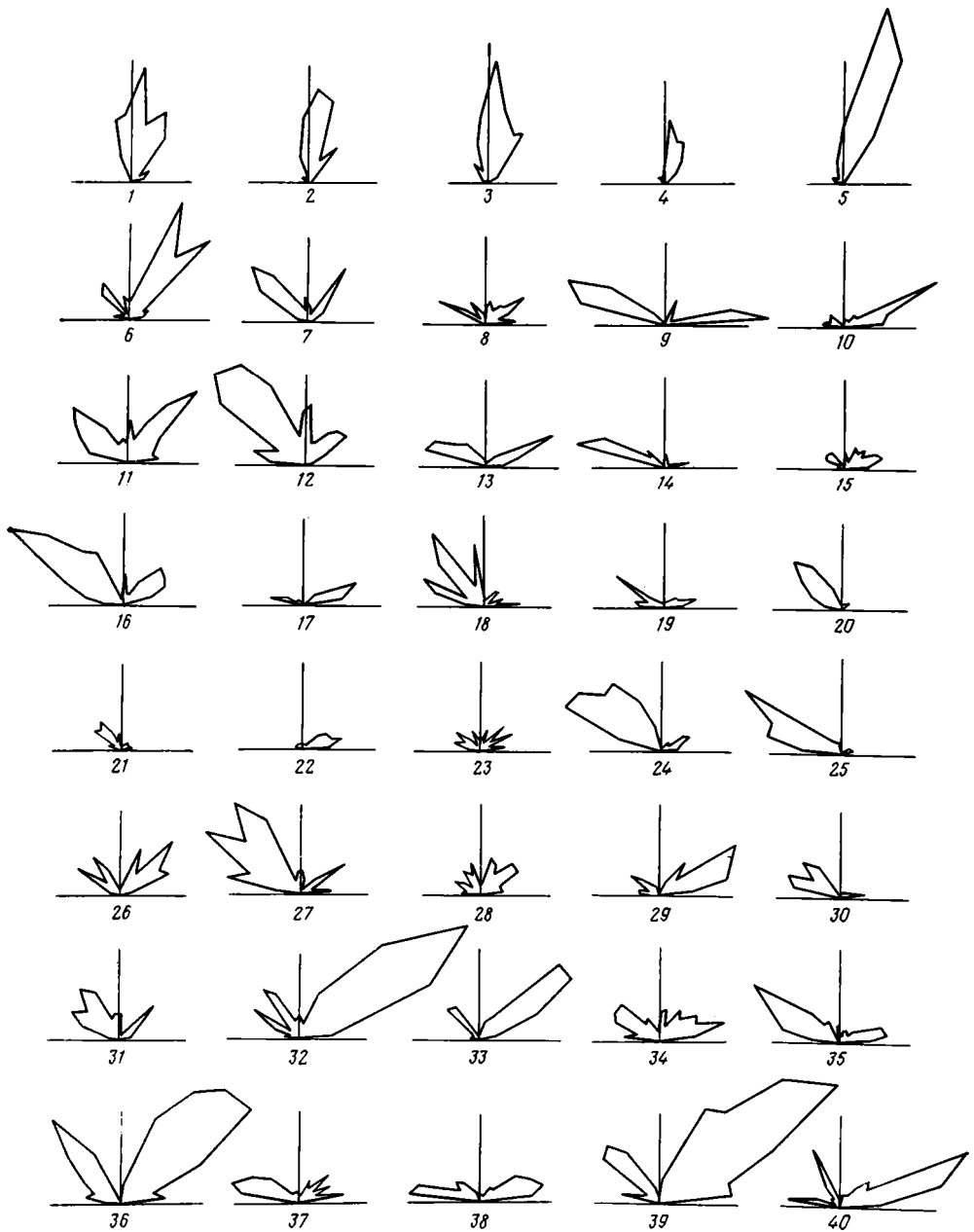


Рис. 2. Розы-диаграммы простираний внутриглыбовых разломов

поверхность Мохоровичича по вертикали на 10 км [11]. Линейным глыбам свойственна сильная глубинная расслоенность коры (Урал, Улутау) с развитием многочисленных сейсмических отражающих площадок как параллельных поверхности Мохоровичича, так и (чаще) наклонных к ней под разными углами [1, 18].

Ряд глыб не выходят за пределы «гранитного» или даже осадочного слоя. На западных склонах Урала, например, границами глыб являются пологие надвиговые поверхности, погружающиеся на глубину 10—15 км; ниже они, возможно, сливаются с кровлей «базальтового» слоя [2]. Им соответствуют однообразно наклоненные отражающие площадки [18].

Существует и еще один тип линейных глыб, может быть, более всего распространенный, — это глыбы в прошлом коро-мантийные, но позже

оторвавшиеся от своего мантийного основания и расслоенные. Такова, например, Зайсанская глыба, в основании которой В. Н. Любецкий и другие авторы [17] установили перекрестные структурные планы поверхности Мохоровичича и поверхности «базальтового» слоя. Следуя концепции А. В. Пейве с соавт. о тектонической расслоенности литосферы, этот факт мы объясняем наличием поверхности срыва между верхней мантией и «базальтовым» слоем.

Аналогичный характер, по-видимому, имеет Улутау-Чуйская глыба, граничные разломы которой (Каратауский и Джалаир-Найманский), контролирующие выходы гипербазитов, не всегда находят четкое отражение в картине глубинных сейсмических волн и скорее всего не достигают и не пересекают поверхность Мохоровичича [1].

Внутреннее строение линейных глыб преимущественно сложное. Они состоят из системы субпараллельных пластин разной протяженности, то полого наклоненных или почти горизонтальных, как в Зиларо-Башкирской глыбе Урала [18], то залегающих более круто, как в Алтайской глыбе Монголии [15]. В поперечных разрезах они могут быть моновергентными, однообразно наклоненными в одну сторону (Алтайская глыба), и дивергентными, наклоненными в разные стороны (Тувинно-Саянская глыба).

Складчатость внутренних пластин крутая, асимметричная и изоклиная, усиливающаяся вниз по разрезу и по мере приближения к дизъюнктивам [15]. Направление складчатости в большинстве случаев подчинено ориентировке граничных глубинных разломов, с некоторыми азимутальными отклонениями лишь в сдвиговых зонах.

Линейные глыбы подразделяются на позитивные и негативные. Первым свойственно продолжительное воздымание и сокращенные мощности формаций. Такое развитие протекает иногда очень долго, в течение всего палеозоя и позже, как, например, установлено для Северо-Тянь-Шаньской глыбы. Негативные глыбы формируются в условиях преобладающего оседания. Их возраст различных, отвечающий по продолжительности либо части палеозоя (Магнитогорская глыба), либо мезозою и кайнозою (Тургайская глыба). Им свойственна большая полнота разреза и широкое развитие продольных субвертикальных магмоподводящих трещин.

Брахиморфные глыбы (Атасу-Илийская, Экибастузская и др.), длина которых больше ширины приблизительно в 2—3 раза, получили в складчатых областях ограниченное распространение. По своим параметрам они занимают промежуточное положение между охарактеризованными выше линейными глыбами и следующим классом глыб — ареальными (нелинейными) глыбами; их описание опускается.

Ареальные глыбы распространяются среди линейных и брахиморфных глыб в виде разнообразных по форме, в плане геометрических фигур длиной 500—1000 и шириной 300—500 км. Одни из них (Кокчетавская, Ачинско-Абаканская, Барнаульская) полигонально-изометричные или угловато-овальные без какой-либо четко выраженной однообразной ориентировки. Другие имеют ромбическую (Кетменская, Южно-Гобийская) или трапецевидную (Хэнтэйская) форму и вытянуты в одном направлении. Третьи — трехугольные или овально-треугольные (Джунгарская, Хангайская) с менее определенной пространственной ориентировкой. Соответственно этому в структурном рисунке устанавливается столько основных направлений внутренних разломов, сколько имеется граней [16]; их количество здесь наибольшее и колеблется от двух — трех до семи. Рисунки преимущественно разноугольно-перекрестные, плотность разломов минимальна и колеблется от 0,02 до 0,05 км/км².

Внутренняя структура ареальных глыб носит, как правило, германотипный характер. Односторонняя вергентность для них нетипична, эти структуры в большинстве поливергентные. Надвиги, чешуи и более интенсивные складки, если они есть, развиты главным образом в краях глыб. Ареальные глыбы участвуют в горизонтальных перемещениях всей массой и в целом их можно отнести к категории структур «текто-

нической тени», не подвергшихся кардинальной переработке, с восходящими тенденциями развития.

Ареальные глыбы в своем большинстве мантийно-коровые, слабо расслоенные, как, например, Кокчетавская [1], и ограничиваются как коровыми, так и верхнемантийными глубинными разломами, однако данных по их глубинной характеристике пока очень немного.

Тектоническая позиция ареальных глыб разнообразна. Глыбы локализованы: 1) вблизи границ платформенных областей, например вдоль края Западно-Сибирской плиты (Кокчетавская, Барнаульская, Ачинско-Абаканская); 2) в развилках линейных глыб, претерпевших значительную виргацию под углами от 30 до 45°; здесь заложены глыбы с преобладающим негативным развитием (Кетменьская, Джунгарская); 3) в тыловых частях (позади) дугообразных сильно пережатых линейных зон (Хангайская глыба); 4) между круто расходящимися крупными сдвигами, например Главным Саянским и Хангайским (Убсунур-Хубсугульская глыба); 5) между субпараллельными сдвигами одного типа, по отношению к которым глыбы приобретают диагональное положение (Южно-Гобийская глыба).

Соответственно перечисленным тектоническим позициям ареальных глыб можно предполагать тот или иной механизм их образования.

ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЛЫБ

Выявленные по регматическому признаку глыбы Урало-Монгольского складчатого пояса имеют сложную историю развития и в современном тектоническом рельефе являются суммарным выражением разнообразных движений, зафиксированных в структурных рисунках, формациях и магматизме.

Вряд ли сейчас нужно доказывать, что сеть разломов формировалась длительно. Примеры длительной эволюции разломов в рассматриваемом регионе и методики их исследования в таком плане неоднократно освещались в печати; этой проблемы в ряде работ [11, 12, 14 и др.] касался и автор. Практические же результаты исследований такого рода широкое отражение нашли в уже упоминавшейся выше «Карте разломов территорий СССР и сопредельных стран» масштаба 1:2 500 000.

Время заложения выделенных в пределах пояса глыб может быть определено по возрасту ограничивающих их наиболее крупных разломов, которые последовательно появились именно как границы в течение протерозоя, раннего, среднего и позднего палеозоя и продолжали развиваться позже.

Из «Карты разломов» следует, что некоторые из линейных глыб были сформированы в докембрии и ограничиваются протерозойскими разломами (Саяно-Енисейская глыба). Другие, например Северо-Тянь-Шаньская или Чингиз-Тарбагатайская глыбы, имеют докембрийско-ранне-палеозойский возраст; их границами служат разломы соответственно рифейско-раннепалеозойского (линия Николаева) и раннепалеозойского (Калба-Чингизский) заложения. Ранне- и среднепалеозойские глыбы (Алтайская, Керуленская) оконтурены разломами этого же возраста (Кара-Иртышский, Булганский). Последняя возрастная группа линейных глыб была сформирована в среднем — позднем палеозое; сюда относятся глыбы Южного Урала, Южного Тянь-Шаня и др. с дизъюнктивными границами преимущественно среднепалеозойского возраста (разломы Бухаро-Гиссарский, Южно-Уральские и др.).

Так же одновременны и ареальные глыбы. Многие из них, судя по времени заложения граничных разломов, наметились в докембрии. Это глыбы Джунгарская, Убсунур-Хубсугульская, Хангалская, Хентэйская, Ачинско-Абаканская. К раннему палеозою относится заложение Кокчетавской глыбы, к раннему — среднему палеозою — Кетменьской, Барнаульской, Южно-Гобийской.

В областях каледонской и герцинской складчатостей установлены факты более раннего, чем возраст складчатости, проявления многих

границных разломов. Известен, например, Южно-Ферганский позднепротерозойский разлом в герцинидах Тянь-Шаня, Тобольский раннепалеозойский разлом в герцинидах восточного склона Урала, раннепалеозойские же Тектурмасский, Балшах-Чингизский и Калба-Чингизский разломы в герцинидах Казахстана, наконец, Цаган-Шибэтинский позднепротерозойский разлом в каледонидах Западной Монголии. Эти разломы либо ограничивают зоны распространения осадочных формаций соответствующего возраста, либо контролируют вулканические пояса и цепочки гипербазитов. Они, безусловно, предшествовали формированию герцинских и каледонских складок в указанных зонах. Первичная природа разломов подобного масштаба по отношению к складчатости в свое время широко обсуждалась в печати, выделялись, например, до складчатые разломы, складки сбросов, сдвигов, надвигов и раздвигов и т. д. Но это не исключает развития в складчатых областях других видов складчатости, особенно мелких и мельчайших складок, которые могут быть очень отдаленно или совсем не быть связаны с движениями вдоль разломов. Их рассмотрение составляет другую специальную задачу и в этой статье опускается.

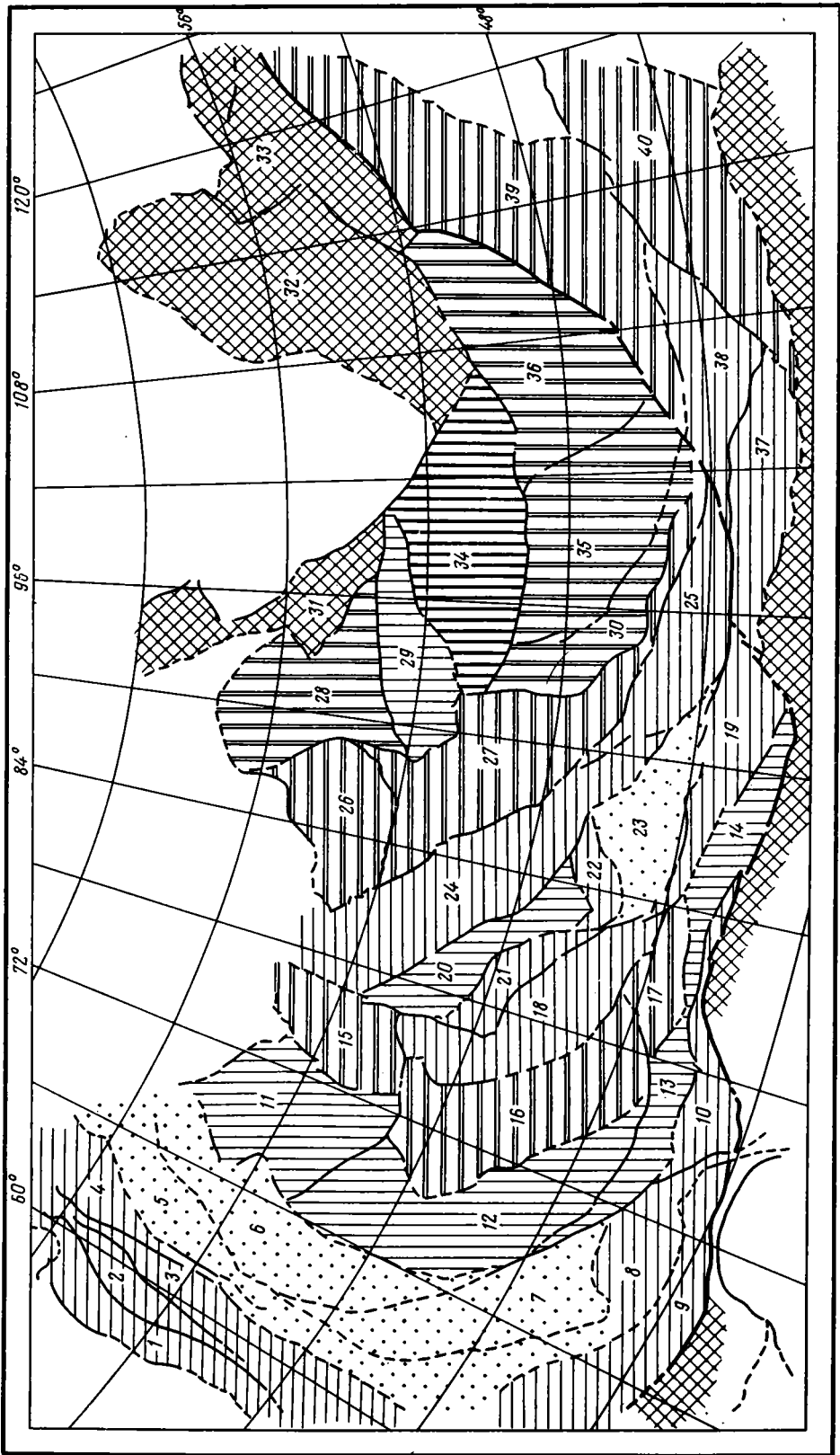
Особенности формирования внутриглыбовой регматической сети нами были выявлены на примерах Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии [11, 14, 16]. Для этих территорий были составлены и проанализированы карты разломов раннего, среднего и позднего палеозоя, триаса — юры, мела — палеогена и неоген-четвертичного времени.

Установлено, что процесс формирования структурных рисунков разломов протекал крайне неравномерно. Количество активных разломов от этапа к этапу увеличивалось или уменьшалось то в одной, то в другой глыбе, они проявлялись то по всей длине, то отрезками, либо совсем и надолго затухали, а потом снова возрождались. Помимо пространственных преобразований изменялась и морфология разломов и знаки движения их крыльев. В конечном же итоге плотность регматической сети неуклонно возрастала и в разных глыбах достигала максимальных, но соответственно структурным рисункам, разных значений. Специальные подсчеты показали, что в конечных структурных рисунках глыб количество главных направлений внутренних разломов почти повсеместно соответствует числу направлений граничных разломов (ср. рис. 1 и 2 по № 1, 2, 11, 12, 19 и т. д.). Отсюда мы заключаем, что структурные планы выявленных глыб создавались под контролем их ограничивающих более крупных разломов.

Длительность проявления граничных разломов и их определяющая роль в создании структурного рисунка глыб вместе с тем не могут служить прямым указанием на их постоянное, не изменяющееся положение в пределах складчатого пояса. Здесь возможны разные трактовки.

Глыбы, ограниченные преимущественно прямолинейными, круто уходящими в верхнюю мантию, глубинными разломами (взрезами), скорее всего формировались «на месте». Таковы, в частности, Северо-Тянь-Шаньская и Убсунур-Хубсугульская глыбы. Они характеризуются сокращенными разрезами палеозоя, мезозоя и кайнозоя и имеют увеличенную (до 59—60 км) мощность консолидированной коры [1, 6]. Если их контуры в процессе развития и изменялись, то главным образом за счет разрастания или сужения при преобладающих в пределах коры вертикальных колебательных движениях. Постоянное положение могли иметь и некоторые крупные глубинные швы, например Хангайский, Главный Саянский или Таласо-Ферганский, вдоль которых осуществлялись сдвиговые подвижки соседствующих с ними глыб.

Нельзя, однако, говорить о постоянном положении глыб, ограниченных дугообразными в плане и наклоненными в разрезе разломами. Имеются достаточно убедительные данные, чтобы утверждать, что эти глыбы были подвержены больше горизонтальным перемещениям, а их конфигурация, как и внутренняя структура, со временем кординально изменялись. В этом легко убедиться на примере Алтайской глыбы Западной Монголии [15].



Алтайская глыба заключена между Цаган-Шибэтинским и Кара-Иртышским разломами и состоит из тонких, в несколько десятков километров, ломтевидных пластин, простирающихся на многие сотни километров однообразно наклоненных к северо-востоку. Участвующие в их строении формации среднего кембрия — нижнего ордовика, верхнего ордовика — силура и девона резко различны. От пластины к пластине скачкообразно изменяются их мощности, состав и возраст; отличаются они и по магматизму. Все эти изменения при незначительной ширине пластин кажутся чрезмерно большими, неестественными, и создается впечатление, что пластины являются реликтами сближенных структурно-фациальных зон. Их сближение и скучивание (а как следствие — воздымание) произошло по серии наклонных к северо-востоку надвигов и взбросов и сопровождалось интенсивной складчатостью с преобладающей юго-западной и западной вергентностью и вписанными в эту же структуру зонами динамометаморфизма. Установлены и тектонические перекрытия одних пластин другими с амплитудой в десятки километров. Ясно, что Алтайская глыба в момент своего заложения была значительно более широкой, какой-то другой формы и занимала иное структурное положение. Принципиально близкий характер имеют глыбы Южного Урала, особенно Зилаиро-Башкирская [18], Чингиз-Тарбагатайская в Казахстане [10] и др. Очевидно, позитивные глыбы могут быть двоякого рода: возникшие в результате собственно вертикальных движений и в результате горизонтальных движений, приводящих к сближению и скучиванию структурно-фациальных зон.

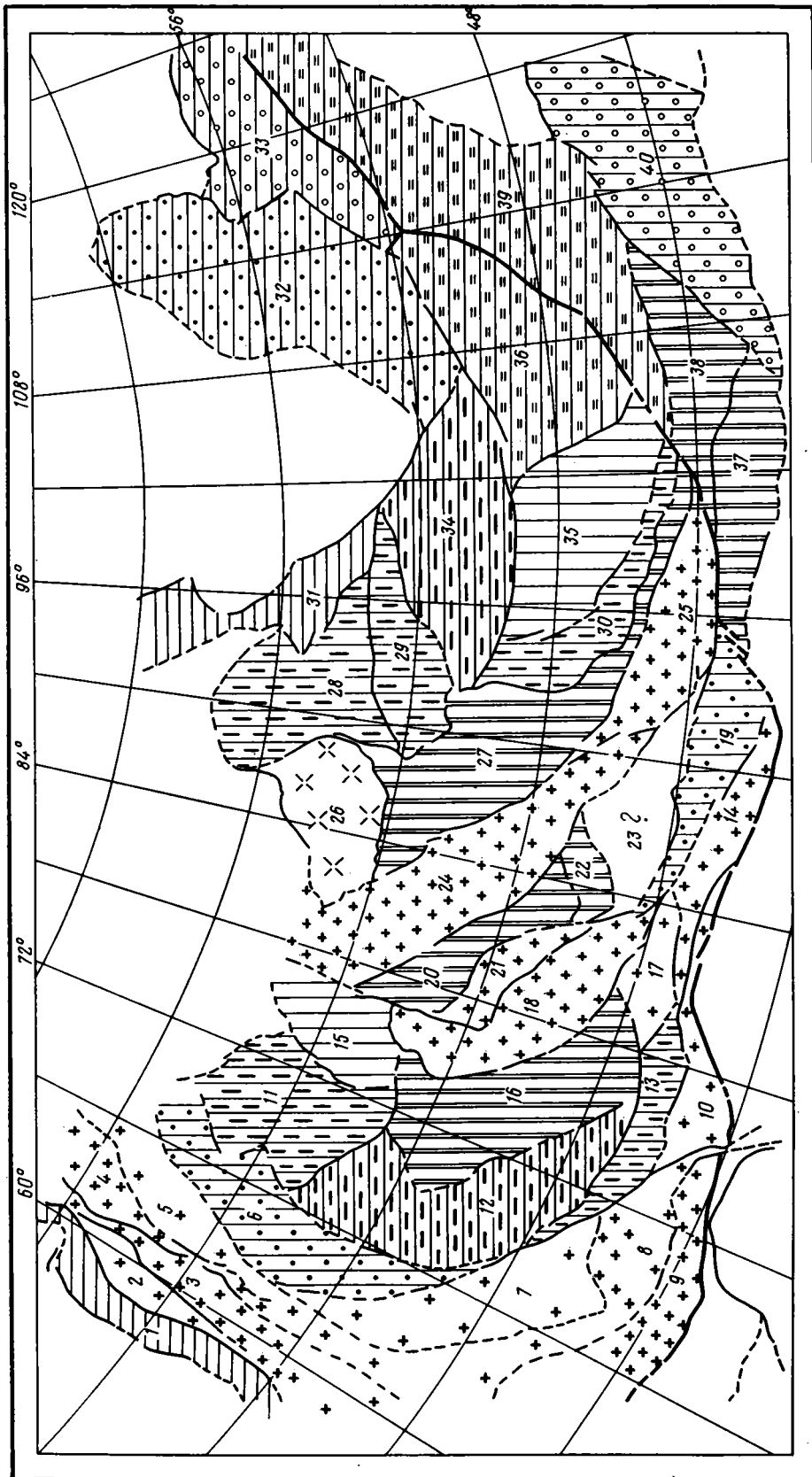
ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ГЛЫБОВЫХ СТРУКТУР

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса глыбовые структуры, подставляя одна другую, образуют несколько зон. Таковы, например, зона Южного Урала и Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1, глыбы — 1—3, 9, 10), Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (глыбы — 11—14), Алтая (глыбы — 26, 27), Саян и Северной Монголии (глыбы — 28, 29, 34).

Важная особенность глыбовых зон — дугообразный план их расположения. Краевые глубинные разломы, ограничивающие отдельные глыбы, по простираению не затухают, а заходят друг за друга или непосредственно продолжают друг друга и намечают протяженные, также дугообразные, выпуклые в западных румбах швы, которые можно проследить на тысячи километров. Такие швы образованы, например, разломами: Главным Тянь-Шаньским и Центрально-Тургайским, Борохоринским и Жамшинским, Добунгиннуринским, Булганским и Кара-Иртышским, Хангайским, Шапшальским и Западно-Мартайгинским и др.

В расположении внутренних дизъюнктивных линий также сохраняется какой-то порядок. Их рисунок либо остается неизменным на всем протяжении зоны, либо изменяется от глыбы к глыбе постепенно. Так, в зоне Южный Урал — Южный Тянь-Шань или Зайсанско-Заалтайской зоне (см. рис. 1 — 1—3, 9, 10 и 24, 25) преобладают соответственно остроугольно-перекрестный и остроугольно-ромбический рисунки, а глыбы сохраняют линейную конфигурацию. В зоне Кокчетав — Улутау — Северный Тянь-Шань (см. рис. 1 — 11—14) внутренний рисунок постепенно

Рис. 3. Схема соотношений глыбовых структур и складчатости разного возраста. Складчатые зоны: 1 — докембрийские, 2 — докембрийско-каледонские, 3 — раннекаледонские, 4 — позднекаледонские, 5 — каледонско-герцинские, 6 — герцинские, 7 — глыбы, прикрытые сплошным эпигерцинским платформенным чехлом, 8 — глубинные разломы, оконтуривающие глыбовые структуры, 9 — главный структурный шов. Номера — см. на рис. 1



изменяется от разноугольно-перекрестного до прямоугольно-перекрестного и остроугольно-ромбического, а форма глыб — от полигонально-изометричной до клиновидно-дугообразной и линейной.

Сопоставление выделенных нами глыбовых зон с известными тектоническими зонами, намечаемыми по возрасту складчатости, показало их поразительную сходимость (рис. 3). Енисейско-Олекминская глыбовая зона (см. рис. 3—31—33) целиком вписалась в зону докембрийской складчатости, Ачинско-Хантейская (там же — 28—30, 35, 36) — в зону каледонской складчатости, Кокчетавско-Баграшкульская (там же — 11—14) — зону позднекаледонской складчатости, Барнаульско-Керуленская (там же — 26, 27, 29) — в зону каледонско-герцинской складчатости, Урало-Тянь-Шаньская (там же — 1—4, 8, 9,) и Зайсанско-Южно-Гобийская (там же — 24, 25, 37, 38) — в зоны герцинской складчатости.

Однако из этого вовсе не следует, что расположение глыбовых зон было predeterminedено складчатыми процессами. Напротив, в каждой из этих зон глыбообразование началось гораздо раньше. Кокчетавская каледонская глыба, как уже отмечалось, начала формироваться в самом начале палеозоя, герцинские Кетменьская и Южно-Гобийская глыбы — раннем и среднем палеозое, позднегерцинские Южно-Тянь-Шаньская и Южно-Уральские — в среднем палеозое, основные же пароксизмы складчатости пришлись в этих зонах, как известно, на более поздние интервалы времени. Очевидно, складчатые процессы сопутствовали глыбообразованию и генетически были связаны с глыбовыми движениями.

Наиболее поздние, герцинские и позднекаледонские глыбовые зоны лучше всего сохранили дугообразную форму, тогда как древние, особенно докембрийские, пространственно более искажены, расчленены или разобщены в результате горизонтальных подвижек вдоль граничных швов (например, см. рис. 3 — глыбы 31, 32 или 28, 29, 34).

Несколько иначе с глыбовыми зонами соотносятся разновозрастные зоны гранитизации, совпадающие с ними не полностью (рис. 4). Так, позднепалеозойские граниты чаще всего оказываются в герцинских глыбовых зонах (Урал — Южный Тянь-Шань, Зайсан — Заалтай) и подчеркивают их дугообразную конфигурацию. Однако они могут выходить и за пределы герцинид, как, например, на востоке Тянь-Шаня. Комплексы гранитов других возрастов более характерны не для глыбовых зон, а для отдельных глыб, что подчеркивает автономный характер их развития. При этом, как показывает и приведенная схема, время гранитизации глыб далеко не всегда соответствует времени складкообразования в этих глыбах.

Следующая закономерность в расположении глыбовых зон — их парная сочлененность, определяемая присутствием в каждой паре двух зон — позитивной и негативной. Позитивным зонам свойственно горизонтальное сжатие, негативным — растяжение. Взятые вместе они составляют геоморфологически выраженный парагенез типа «фронтальное поднятие — тыловая депрессия», многочисленные примеры которых подробно охарактеризованы в другой нашей работе [13].

Различаются два вида подобных тектонопар — пластинчато-глыбовые и массивно-глыбовые. Примерами первых могут быть парагенезы глыбовых структур Южного Урала и Тургайского прогиба, Чингизского хр.

Рис. 4. Схема гранитизации глыбовых структур
Гранитные комплексы: 1 — протерозойские, 2 — протерозойские и нижнепалеозойские, 3 — протерозойские, нижне- и среднепалеозойские, 4 — протерозойские, палеозойские и мезозойские, 5 — протерозойские и мезозойские, 6 — нижне- и среднепалеозойские, 7 — нижне- и верхнепалеозойские, 8 — средне- и верхнепалеозойские, 9 — нижне-, средне- и верхнепалеозойские и (в МНР) мезозойские, 10 — среднепалеозойские, 11 — верхнепалеозойские, 12 — верхнепалеозойские и мезозойские, 13 — глубинные граничные разломы и главный структурный шов. Номера — см. на рис. 1

и Зайсанской зоны, Монгольского Алтая и Озерной зоны; примерами вторых — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньское поднятие и Джунгаро-Балхашская депрессия, Хангай и Восточная Монголия.

В строении пластинчато-глыбовых тектонопар участвуют преимущественно линейные глыбы с однообразными остроугольно-перекрестными или остроугольно-параллельными рисунками регматической сети. В негативных зонах преобладают сбросовые структуры, в позитивных — чешуйчато-надвиговые. Характерно резкое увеличение в позитивных зонах мощности «гранитного» слоя, например, до 23 км в Джетыгаринской глыбе Южного Урала против 16 км в негативной Кустанайской [1], или до 20 км в Алтайской глыбе Монголии против 16 км в Озерной глыбе [3]. Образование пластинчато-глыбовых тектонопар связано, возможно, с процессами течения вещества в верхних частях коры из негативных зон в позитивные.

Массивно-глыбовые тектонопары состоят из разнотипных по форме глыб — ареальных, брахиморфных и линейных, с разнообразными рисунками регматической сети: разноугольно- и прямоугольно-перекрестными, а также остроугольно-ромбическими. В позитивных зонах проявляются почти все виды нарушений: надвиги, взбросы, сдвиги, взрезы, сбросы; в негативных зонах доминируют сбросы и раздвиги. Смятие глыб довольно умеренное, вертикальные движения вниз — вверх преобладают, хотя местами отмечаются и существенные горизонтальные перемещения.

Изменения мощности «гранитного» слоя нерезкие и носят локальный характер. Зато более устойчивы и значительны колебания мощности всей коры и в особенности «базальтового» слоя. Так, на флангах позитивной Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской зоны мощность коры составляет, по разным данным, 50—60 км, а в тыловой негативной Джунгаро-Балхашской зоне в среднем 40—50 км. Мощность «базальтового» слоя в Кокчетаве и Улутау достигает 30—35 км, а в Токрауской впадине 18—26 км [1]. В Хангайском хребте и на востоке Ханхухэя мощность коры равна 50—60 км, а в восточной части Монголии она составляет 40—45 км [4, 6]. На этом основании можно предположить, что формирование массивно-глыбовых тектонопар, при всех их отличиях от пластинчато-глыбовых, также находится в связи с перетеканием вещества пород из негативных зон в позитивные, но происходит оно на более глубоких уровнях. На это указывает и наличие в основании массивно-глыбовых тектонопар аномальной перегретой мантии. Такая мантия установлена, на пример, в новейшей структуре Центральной и Восточной Монголии, с наибольшей мощностью — до 500 км — под Хангайской глыбой [6]. Существование аналогичной мантии вполне вероятно и в Центральном Казахстане — Северном Тянь-Шане в мезозойское время, когда здесь во многих точках происходили излияния основных эффузивов [11].

Чтобы закончить характеристику глыбовых зон, необходимо отметить еще одну особенность в их строении — это однотипный характер структурных изменений по их простиранию. На рис. 1, 3, 4 видно, что распространение дугообразно изогнутых глыбовых зон на юге Урало-Монгольского пояса ограничивается наиболее крупным структурным швом, волнообразно вытянутым в широтно-северо-восточном направлении на 6000 км. Он проходит по границе Гиссарского хребта и Таджикской депрессии, по северному краю Таримского массива, наискось пересекает Монголию (его фрагментами здесь являются разломы Гобийско-Тянь-Шаньский, Северо-Гобийский и Ононский) и соединяется с Монголо-Охотским глубинным разломом [13].

По мере приближения к главному структурному шву с севера на юг все глубинные разломы в краях дугообразных глыбовых зон приобретают субширотное простирание, постепенно сближаются с главным структурным швом и либо сливаются с ним, либо более резко им обрываются. Одновременно с этим глыбовые зоны становятся более узкими и выклиниваются, составляющие их глыбы по своей форме изменяются от ареальных до линейных, регматические же рисунки внутри глыб становятся преимущественно остроугольно-перекрестными, а по отношению

к шву перистыми. Все это придает главному структурному шву характер гигантского левостороннего сдвига, вдоль которого глыбовые зоны, будучи дугообразно искривлены, сдвинулись в направлении с востока на запад.

Непосредственно сдвиговые смещения по этому шву устанавливаются по расположению Заалтайской и Южно-Гобийской глыб Монголии (см. рис. 1 и 3) и по ряду других признаков [14, 16]. Соответственно этому движению в зонах к северу от структурного шва широко проявились надвиги, направленные с востока на запад. Показанные на рис. 1 стрелки представляют не абстрактные значки, а отмечают известные места проявления крупных надвиговых перемещений глыб в том же западном направлении.

Особенно широкое развитие надвиги получили в позитивных глыбовых зонах — на Урале [8], в Улутау и Чингизе [10, 11], Монгольском Алтае и Хангае [3, 16]. Амплитуды надвигания к западу, по различным данным, значительны: на Южном Урале от 50—60 до 150 км [9, 18], в Атасуйском районе Центрального Казахстана, между каледонидами и герцинидами, 150—200 км [8], в Монгольском Алтае около 400 км [14, 15]. Перемещаясь с востока на запад, глыбы к северу от шва испытали вращение против часовой стрелки, тогда как в другом крыле этого шва вращение было обратным — по часовой стрелке (см. рис. 1).

Поверхности, по которым происходили надвиговые перемещения глыб к западу вдоль главного структурного шва, располагались, вероятно всего, на разных глубинных уровнях — в пластинчато-глыбовых тектонопарах выше «базальтового» слоя, в массивно-глыбовых — в «базальтовом» слое и верхней мантии, причем надвиги сопровождалась или были обусловлены перетеканием вещества из негативных зон в позитивные; на это указывают отмеченные выше особенности их глубинного строения.

Подобный механизм, как нам представляется, объясняет все особенности структурного рисунка регматической сети Урало-Монгольского складчатого пояса, а также чередование в широтном профиле пояса глыбовых зон сжатия — воздымания и растяжения — проседания и чередование пластинчато-глыбовых и массивно-глыбовых тектонопар, образование которых находится на разных глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Произведенный анализ тектонической делимости складчатых областей Урало-Монгольского пояса показал, что глыбообразование здесь — основной, ведущий тектонический процесс, а формирование складчатости лишь сопутствует этому процессу, дополняя и усложняя его.

Выявленные глыбовые структуры многообразны и характеризуются большим спектром специфических свойств и особенностей.

По форме в плане глыбы подразделяются на линейные, у которых длина во много раз больше ширины, брахиморфные с длиной в 2—3 раза больше ширины, нелинейные (ареальные), изометричных очертаний. Форма глыб в плане зависит от местоположения в складчатом поясе, от типа механических деформаций (сжатие, растяжение, сдвиг) и от глубины залегания нижних границ. Внутренний же рисунок регматической сети определяется формой и типом глыб, а также их положением в глыбовой зоне. В линейных глыбах он преимущественно остроугольно-перекрестный и ромбический; в ареальных — разноугольно-перекрестный мозаичный; в брахиморфных — промежуточный между теми и другими. Плотность внутренних разломов, т. е. отношение их суммарной длины к общей площади глыбы, возрастает от арельных к линейным.

По особенностям регматического рисунка, конфигурации глыб, ориентировки и пространственного положения глыбы объединяются в зоны, одни из которых позитивные (воздымающиеся), другие негативные (оседающие). Глыбовые зоны в свою очередь образуют тектонопары типа фронтальное поднятие — тыловая депрессия», среди которых в склад-

чатых областях можно различать пластинчато-глыбовые и массивно-глыбовые, соответственно с менее и более глубокими корнями.

Таковы основные общие выводы, которые могут быть приложимы, вероятно, к самым различным складчатым областям на континентах.

Важным частным следствием, касающимся непосредственно Урало-Монгольского складчатого пояса, является вытекающий из произведенного выше анализа вывод о повсеместной миграции глыбовых структур в пределах пояса в направлении с востока на запад. Эта миграция начинается в структурах Центральной Монголии, заключенных между Хангайским (Ханхухэйским) и Гобийско-Ононским глубинными разломами [14], и распространяется затем на Алтай, Центральный Казахстан и Тянь-Шань, заканчиваясь на Урале по границе с Восточно-Европейской платформой. Направляющими этой миграции являются главный структурный шов по южному краю Урало-Монгольского пояса (левый сдвиг), в вертикальном разрезе — поверхности срыва на разных уровнях в верхах мантии и в консолидированной коре. Их геодинамическим взаимодействием обусловлены и структурный план регматической сети пояса, и общий характер составляющих его крупнейших глыбовых структур.

Первичную же причину этого процесса мы видим в вековом субмеридиональном сжатии планеты. Именно благодаря этому сжатию массы коры были выдавлены с востока на запад вдоль веерообразно расходящихся в этом направлении крупных структурных швов, как это и показано на рис. 1.

Литература

1. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1977. 279 с.
2. *Гафаров Р. А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 8. С. 3—14.
3. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
4. *Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
5. Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983. 276 с.
6. *Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.
7. *Красный Л. И.* Глобальная делимость литосферы в свете геоблоковой концепции//Сов. геология. 1984. № 7. С. 17—32.
8. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. 136 с.
9. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 283).
10. *Самыгин С. Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 253).
11. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 179).
12. *Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 213 с.
13. *Суворов А. И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар)//Геотектоника. 1978. № 2. С. 3—18.
14. *Суворов А. И.* Структурный план и разломы территории Монголии//Изв. АН СССР, Сер. геол. 1982. № 6. С. 122—136.
15. *Суворов А. И.* Рамповый пояс Западной Монголии//Геотектоника. 1983. № 4. С. 75—86.
16. *Суворов А. И.* Тектоническое районирование территории Монголии по регматическому признаку//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 62—75.
17. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 143 с.
18. Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974. 291 с.

УДК 551.242(470.22)

ГРИГОРЬЕВА Л. В., ИВАНИКОВ В. В., ШИНКАРЕВ Н. Ф.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА
В ПРОТЕРОЗОЕ

В протерозойской геологической истории Балтийского щита выделены три последовательных этапа развития, рассмотренные с позиций тектоники плит. Ранний этап квалифицирован как протоплатформенный, характеризующийся господством растягивающих напряжений с образованием протоплатформенных впадин и рифтогенных структур типа авлакогенов и грабенов. Наиболее подробно рассмотрен второй этап, в ходе которого сформировалась Свекофеннская складчатая область. Для нее предложена модель развития по типу полного плейт-тектонического цикла. Более поздние тектономагматические события третьего этапа определены как активизационные, связанные с деятельностью горячих точек и линий.

Проблема формирования и эволюции земной коры в протерозое привлекает внимание многих исследователей, поскольку этот этап геологической истории непосредственно предшествует фанерозойскому этапу создания земной коры в результате плейт-тектонических процессов, признаваемых в настоящее время широким кругом геологов. Естественно, возникает вопрос о времени «включения» механизма тектоники плит в процесс общей эволюции литосферы и о действии его в докембрии, и в частности в протерозое. Мнения по этой проблеме существенно различаются между собой.

Хорошим полигоном для изучения поставленных вопросов является Балтийский щит (БЩ), территория которого в протерозое явилась ареной различных геологических процессов, обеспечивавших возникновение разнотипных структур, представляющих почти полный спектр протерозойских тектонических элементов земной коры [3, 16, 18].

Восточная часть щита, включающая Карелию, Кольский полуостров, Северную Финляндию и Северную Швецию, характеризовалась в раннем протерозое протоплатформенным режимом и состояла из серии кратонных блоков, осложненных протоплатформенными впадинами и разделенных протяженными рифтогенными прогибами типа авлакогенов или грабенов (рис. 1). Формирование этих геоструктур в интервале 2700—2200 млн. лет назад осуществлялось в условиях общего растяжения земной коры, которое позже, около 2100—1900 млн. лет назад, сменилось сжатием. Процессы сжатия, протекавшие на фоне преобладания жестких кратонных глыб, привели к развитию простой пологой складчатости, регионального и дислокационного метаморфизма, интенсивной разломной тектоники, в том числе надвигообразования.

Сходный характер развития предполагается рядом исследователей для Дальсландского геоблока, расположенного в Юго-Западной Швеции и Южной Норвегии [9, 10], хотя интенсивное проявление здесь наложенных тектономагматических процессов не позволяет с достоверностью восстановить раннепротерозойскую историю этой части региона.

К совершенно иному типу геоструктур относится раннепротерозойская Свекофеннская складчатая область, занимающая центральную часть БЩ. Традиционно она рассматривается как геосинклиналь или протогеосинклиналь, поскольку в ее строении участвуют складчатые вулканогенно-осадочные отложения, подверженные метаморфизму, ультраметаморфизму и прорванные несколькими возрастными группами гранитоидов, среди которых выделяется син-, средне- и посткинematические (орогенные).

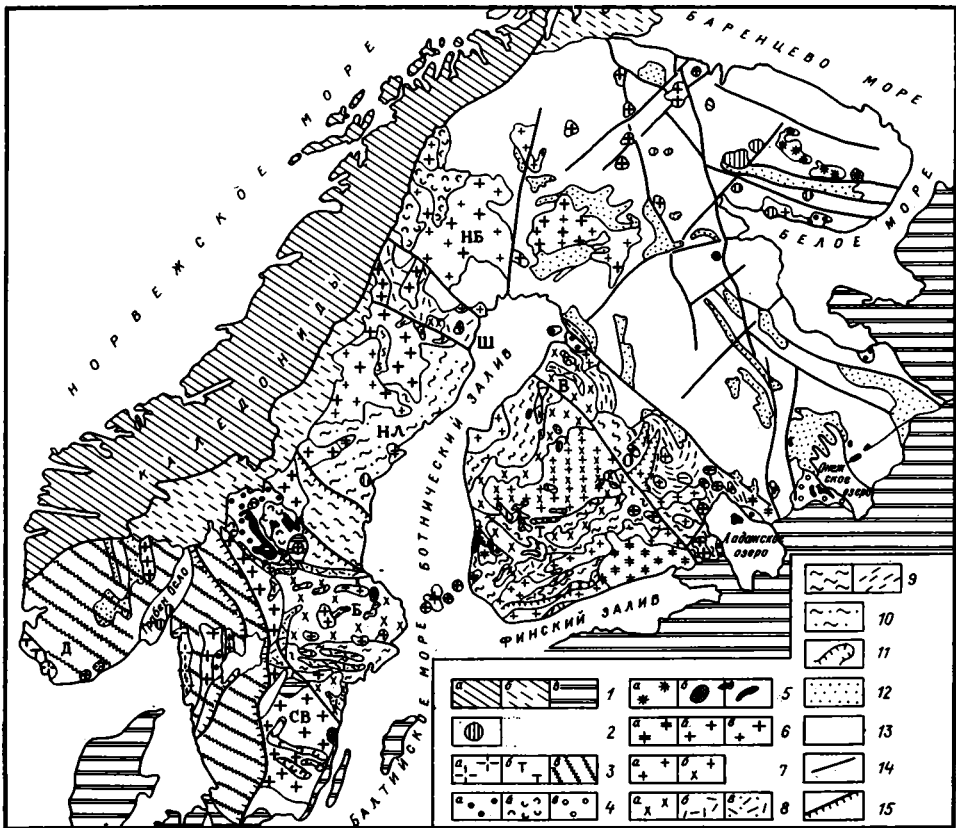


Рис. 1. Схема геологического строения Балтийского щита (составлена с учетом данных [7, 9, 10, 15, 20, 22, 23, 25—28, 31—33])

1, 2 — фанерозойские геологические образования: 1, а — каледонский складчатый пояс, 1, б — спарагмитовые толщи докембрия, 1, в — вендско-фанерозойский осадочный чехол; 2 — нефелин-сиенитовые и карбонатитовые интрузии; 3—6 — геологические образования с возрастом 1800—900 млн. лет: 3, а — анортозит-чарнокит-гранитная серия Юго-Западной Норвегии с возрастом 1000—900 млн. лет, 3, б — габбро-анортозитовый комплекс Эгерсунн с возрастом 1300—900 млн. лет, 3, в — область омоложения радиологических датировок древних толщ до 1000 млн. лет; 4, а — терригенные осадки, базальты и ферробазальты наложенных впадин ютландия, 4, б — кварцевые порфиры, кератофиры, подчиненно порфириты и терригенные осадки наложенных впадин субютландия, 4, в — терригенные отложения Западно-Онежской мульды; 5, а — щелочные граниты, 5, б — щелочные габброиды и сиениты, 5, в — долериты и субщелочные феррогабброиды; 6, а — массивы анортозит-ралакиви-гранитной серии, 6, б — массивы габбро-диорит-гранитной и габбро-монзонит-гранитной серий, 6, в — нерасчлененные пост- и позднеорогенные калиевые граниты; 7—11 — геологические образования свекофеннид: 7, а — позднеорогенные палингенные плаггиомиоклиновые граниты коллизивной стадии, 7, б — нерасчлененные поздние и синорогенные гранитоиды; 8 — образования островных дуг: 8, а — синорогенные плутоны габбро-диорит-тоналитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой серий, 8, б — дифференцированные базальт-андезит-риолитовые вулканические серии, 8, в — преимущественно риолитовые вулканиды; 9, а — сланцевые окоلودужные пояса, 9, б — флишоидные фации континентальной окраины; 10 — глубоководные турбидиты тылового дугного бассейна; 11 — офиолитовый комплекс Оутокумму; 12 — протоплатформенные ортокварцитовые, карбонатно-сланцевые и базальт-долеритовые фации наложенных впадин; авлакогенов и грабен; 13 — архейский гранито-гнейсовый и сланцевый фундамент; 14 — глубинные разломы; 15 — надвиги. О — Оутокумму, ОР — Ориярви, Т — Тампере, Ш — Шеллефтео, НЛ — Норрланд, Б — Бергсланд, СВ — Смоланд — Верmland, Д — Дальсландий, В — Вестерботтен

В плане область свекофеннид имеет грубо изометричную форму: на юге она перекрыта платформенным вендско-фанерозойским чехлом Русской плиты, на северо-западе — покровами каледонид. Западная граница свекофеннид с Дальсландским геоблоком затушевана более поздними тектонотаморфическими и магматическими процессами, импульсно протекавшими в этой части региона 1700—900 млн. лет назад. И только северо-восточная граница Свекофеннской складчатой области с древним

Карельским кратоном относительно слабо нарушена поздними геологическими явлениями и позволяет с определенной долей уверенности реконструировать геологическую историю свекофеннид.

В трактовке этой истории нет единства. Н. А. Божко и В. Е. Хаин указывают на энсиалическую природу Свекофеннской геосинклинали, отмечая, что это рифтогенная структура, возникшая в обстановке растяжения архейской сиалической коры. Упомянутые авторы полагают, что лишь «в восточной части свекофеннид, в Саво-Ладожской зоне, это растяжение, по-видимому, привело к разрыву фундамента и образованию сравнительно узкого бассейна (красноморского типа) с океанической корой» [3, с. 129].

Среди зарубежных исследователей преобладают взгляды о формировании свекофеннид в соответствии с моделью тектоники плит. При этом предполагаются различные варианты такой модели [4, 20, 22—24].

В свете имеющейся геологической информации трактовка развития Свекофеннской складчатой области с позиций тектоники плит выглядит наиболее логичной и убедительной. Рассмотрение в этом аспекте всей совокупности данных, во-первых, удовлетворительно объясняет многие особенности геологического строения и эволюции свекофеннид, а во-вторых, позволяет связывать фактические материалы по магматизму, осадконакоплению, метаморфизму, тектонике и металлогении, контролируя сделанные обобщения новейшими геохронологическими определениями возраста пород и руд.

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ И СИНОРОГЕННЫЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ СВЕКОФЕННИД КАК ИНДИКАТОРЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ОСТРОВОДУЖНЫХ БАССЕЙНОВ

Супракратальные толщи, развитые в зоне свекофеннид, включают вулканогенные образования, формирующие многочисленные вулканические пояса изменчивого простираения: субширотного на юге, северо-западного на северо-востоке, северо-восточного и меридионального в центральной и западной частях рассматриваемой области. Эти пояса начиная с середины 70-х годов рассматриваются в качестве древних вулканических дуг, возникших в связи с субдукцией океанической коры под Карельский континент [22, 24, 30 и др.]. Характер свекокарельских образований в этой части региона свидетельствует о правомочности такого взгляда на геологическую историю свекофеннид. Действительно, раннепротерозойские ятулийские и калевийские толщи, развитые на западной периферии Карельского кратона, близко соответствуют отложениям пассивных континентальных окраин. Ятулийские отложения относятся к ортокварцито-карбонатным, а калевийские — к флишидным фациям, что типично для большинства окраинно-континентальных регионов [11]. В ассоциации с ятулийскими осадками находятся вулканы основного состава, которые по своим геохимическим особенностям близки к континентальным толеитам или тыловодужным базальтам фанерозоя [29].

Совершенно иного типа вулканогенные образования развиты в области свекофеннид. Состав их варьирует от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов; новейшие геохимические данные свидетельствуют об их принадлежности к островодужной вулканической ассоциации [29]. Эффузивы перемежаются с осадками, количество которых увеличивается к периферии вулканических поясов или построек, где широкое распространение получают терригенные отложения типа турбидитов [22, 23]. Вулканические пояса сопровождаются многочисленными синорогенными батолитами, принадлежащими к габбро-тоналитовой и габбро-гранодиоритовой сериям. Возраст этих плутонических образований близок к возрасту вулкаников (около 1,9 млрд. лет); геолого-геохимические особенности гранитоидов указывают, на то, что они относятся к I-типу, по Б. Чеппелю и А. Уайту [21]; первичные изотопные отношения стронция, неодима, гафния свидетельствуют об их мантийном происхождении

[25, 26, 28, 31, 33]. Все это позволяет рассматривать вулканоплутонические породные ансамбли свекофеннид в качестве магматических комплексов древних островных дуг.

В то же время модель формирования их в результате субдукции океанической коры под Карельский континент, как это предполагалось А. Хитанен в 1975 г., и принимается в настоящее время Г. Гаалем и другими исследователями, представляется слишком упрощенной.

Особенности пространственного расположения и внутреннего строения вулканических поясов позволяют высказать предположение о связи их с несколькими, по крайней мере двумя зонами субдукций. В пользу этого свидетельствуют следующие данные. Вулканогенные образования, развитые в южной, западной и восточной частях области свекофеннид формируют целую серию магматических дуг, расположенных на различных расстояниях от Карельского континента. Одна островодужная система находится в Финляндии; продолжение ее намечается в Швеции в районе Шеллефтео (см. рис. 1). Другая система дуг расположена в провинции Бергслаген. Общая ширина островодужных сооружений в Южной Финляндии и Швеции составляет около 1000 км. Для одной островодужной системы такая ширина представляется чрезмерно большой. Очевидно, магматические дуги, примыкающие к Карельскому континенту, с одной стороны, и расположенные в обрамлении Дальсландского геоблока — с другой, принадлежат к различным зонам субдукции. На правомёрность такого взгляда указывает наличие обширной области развития глубоководных триггенных осадков, расположенной в Юго-Восточном Норрланде и разделяющей вулканические дуги провинции Бергслаген и района Шеллефтео [7]. Возможно, эта область соответствует внешнему прогибу или древнему желобу и, таким образом, ограничивает систему восточных дуг.

Кроме того, намечаются некоторые отличия в составе и строении вулканических поясов, примыкающих к Карельскому кратону, с одной стороны, и к Дальсландскому блоку — с другой.

Для вулканических поясов Финляндии характерен широкий спектр составов изверженных пород: от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов, различные их соотношения между собой и сложные сочетания с осадочными отложениями. Так, в районе Виханти, расположенном в пределах северо-восток-субмеридионального вулканического пояса, развиты по преимуществу базальтоиды, и только в верхней части вулканогенной толщи появляются эффузивы дацитопипаритового состава [14]. Фрагменты аналогичных поясов закартированы в пределах Центрально-Финляндского массива. На южной его периферии вулканы развиты в субширотном сланцевом поясе Тампере. Низы разреза сложены здесь базальтами, андезитами, дацитами, риолитами. Выше располагаются конгломераты в ассоциации с метаосадочными отложениями, которые сменяются основными вулканиитами.

Субширотные вулканические пояса развиты также южнее зоны Тампере, между Выборгским и Лайтилским массивами рапакиви, и на крайнем юге Финляндии, где находится так называемая лептитовая зона Ориярви (см. рис. 1). В зоне преобладают лептиты андезитового и дациториолитового составов. Наряду с ними присутствуют амфиболиты, соответствующие основным и средним вулканиитам [10].

В районе Шеллефтео, как и в Финляндии, широко развиты варьирующие по составу вулканииты. Древнейшими здесь являются образования так называемой вулканогенной группы, представленные кварцевыми порфирами и кератофирами, а также их пирокластическими эквивалентами с прослоями осадочных пород. Они несогласны с конгломератами в основании, перекрываются вулканогенно-осадочной толщей, в строении которой участвуют эффузивы среднего и основного состава, филлиты и известняки. Еще выше располагаются породы так называемой филлитовой группы, включающие редкие прослои основных эффузивов и конгломератов.

В отличие от этого в провинции Бергслаген вулканогенные образова-

ния представлены почти исключительно лептитам и геллефлинтами, которые соответствуют лавам среднего и кислого состава, их туфам и агломератам. Метаморфизованные базальтоиды встречаются лишь эпизодически.

Если древние магматические дуги финской части свекофеннид и района Шеллефтео относятся к плите Карельского континента, а древние дуги провинции Бергслеген — к другой плите, занимающей юго-западную часть щита, то закономерно встает вопрос о существовании древней континентальной коры на этой плите. До последнего времени в юго-западной части региона выделялось древнее материковое ядро, соответствующее Дальсландскому геоблоку, которое рассматривалось как аналог Карельского кратона в восточной части щита [9, 15]. В настоящее время, однако, высказано сомнение в древнем возрасте гнейсовых образований Дальсландского геоблока, поскольку здесь не обнаружено геохронологических датировок древнее 1750 млн. лет [7]. Это обстоятельство позволило Р. Горбачеву [7], вслед за ним и Г. Гаалю [22] говорить об относительно молодом, постсвекофеннском наращивании земной коры в юго-западной части щита, главным образом в период около 1,7—1,6 млрд. лет назад, и позднее, с кульминациями на рубежах 1,4, 1,2 и 1,0 млрд. лет назад.

Развитие интенсивных тектономагматических процессов на юго-западе щита в интервале 1700 (1800) — 1000 (900) млн. лет назад не вызывает сомнений, однако мощное их проявление не является достаточно убедительным доказательством отсутствия здесь древнего материкового ядра. Как отмечает сам Р. Горбачев, нельзя исключить, что в системе юго-западных блоков где-то кроются и более древние фрагменты континентальной коры. Количество этих фрагментов, однако, в настоящее время не поддается оценке, и границы этого древнего кратона в противоположность Карельскому кратону остаются неопределенными. Возможно, восточная его граница проходит в районе так называемого Свеко-норвежского фронта или зоны милонитов, а, возможно, и значительно западнее, в районе грабена Осло или под покровом каледонид (см. рис. 1). Соответственно и характер этой границы неизвестен и не может быть изучен в настоящее время.

В отличие от этого особенности юго-западной границы Карельского кратона поддаются некоторой детализации. Показателен в этом отношении район Оутокумпу, который характеризуется развитием офиолитового комплекса, представленного ультраосновными породами, по преимуществу серпентинитами, перемежающимися с прерывистыми слоями и линзами кварцитов, карбонатных пород, скарнов и черных сланцев. Офиолиты Оутокумпу находятся в окружении слюдистых сланцев, кварциты комплекса сильно рассланцованы, и в целом офиолитовая ассоциация рассматривается как крупный аллохтон в зоне покровных образований, направленных с юго-запада на северо-восток [20]. Положение офиолитов между континентальным склоном и островными дугами позволяет вслед за Д. Р. Боуэсом [20] квалифицировать их как образования окраинного бассейна с корой океанического типа.

МЕТАМОРФИЗМ

В области свекофеннид выделяются зоны средне- и высокотемпературного метаморфизма, причем в последних породные преобразования являются высокоградиентными низкого давления [6, 22]. Такого типа зоны, характеризующиеся развитием супракрустальных толщ, измененных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, прослеживаются в Южной Финляндии, где они имеют субширотное простирание, и к северо-востоку от Центрального Финляндского массива, где высокоградиентный метаморфический пояс ориентирован в северо-западном направлении. В то же время в западной части финских свекофеннид, в зоне Тампере (см. рис. 1), отмечается весьма слабый метаморфизм супракрустальных толщ, соответствующий эпидот-амфиболитовой фации [9].

Породы, претерпевшие высокотемпературный метаморфизм, некоторыми исследователями рассматриваются в качестве выступов древнего до Svecofennefennic фундамента [15], но самарий-неодимовые изотопные данные свидетельствуют об отсутствии блоков архейской коры в области Svecofennefennid [25, 33]. Существует также мнение, что высокометаморфизованные образования представляют собой приподнятые глубоко эродированные блоки с выведенными на поверхность глубинными частями области Svecofennefennid [22]. Можно, однако, высказать альтернативное предположение о том, что метаморфические зоны низкобарического типа с высоким геотермическим градиентом сопряжены с вулканическими дугами и гранитными поясами, как это намечается для фанерозойских зон субдукции. В то же время районы с низким геотермическим градиентом, например Тампере, возможно, тяготеют к области внешних дуг. Конечно, высказанное предположение уязвимо в связи с отсутствием высокобарического и низкоградienteного пояса, фиксирующего положение океанического желоба, однако существование такого пояса за внешней дугой, т. е. в рассматриваемом конкретном случае к западу от финских Svecofennefennid, позволяет предполагать наличие его фрагментов под акваторией Ботнического залива. Не исключено также, что следы указанного пояса могли быть уничтожены в ходе последующих геологических процессов.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Для восстановления истории геологического развития Svecofennefennid важное значение имеет анализ структурных элементов, из которых здесь могут быть указаны главнейшие. Выше уже отмечалось изменчивое простираение складчатых ансамблей Svecofennefennid. Вблизи границы Карельского кратона они имеют устойчивую северо-западную ориентировку; в центральной части Svecofennefennic складчатой области преобладающее значение получают северо-восточные направления складчатых структур [22]. На юге щита преобладают субширотные простираения древних толщ. Наряду с этим в провинции Бергслеген лептитовые пояса приобретают в ряде случаев субмеридиональную и северо-восточную ориентировку.

Таким образом, в плане внутренние структуры Svecofennefennid образуют как бы неправильный треугольник, одна (южная) сторона которого ориентирована в субширотном направлении, вторая (восточная) — в северо-западном и третья (западная), намечаемая по отдельным фрагментам, — в субмеридиональном.

Если северо-западная ориентировка складчатых дислокаций в восточной периферической части Svecofennefennid определяется юго-западной границей Карельского кратона, а меридиональные направления в западной их части — юго-западным материковым ядром, то аналогичный древний кратонный блок, очевидно, можно предполагать на южном склоне БШ, скрытом чехлом фанерозойских платформенных отложений. Этому предположению не противоречат данные о строении древнего фундамента в северо-западной части Русской плиты, поскольку здесь по материалам структурной геофизики намечаются крупные блоки земной коры, консолидированные в конце архия [5, 13, 17]. Отсюда следует, что Svecofennefennid формировались в процессе движения по крайней мере трех литосферных плит, а с учетом возможных поглощенных океанических плит — и большего их количества (рис. 2).

Восстанавливая возможные относительные перемещения намеченных плит, следует подчеркнуть следующие структурные особенности Svecofennefennid:

1. В восточной периферической их части наблюдаются следы отчетливого движения масс с юго-запада на северо-восток с образованием надвигов и тектонических покровов. Дислокации такого типа имеются в районе Оутокумпу, в Северном Приладожье и в южно-финляндской части Svecofennefennid [6, 10, 20].

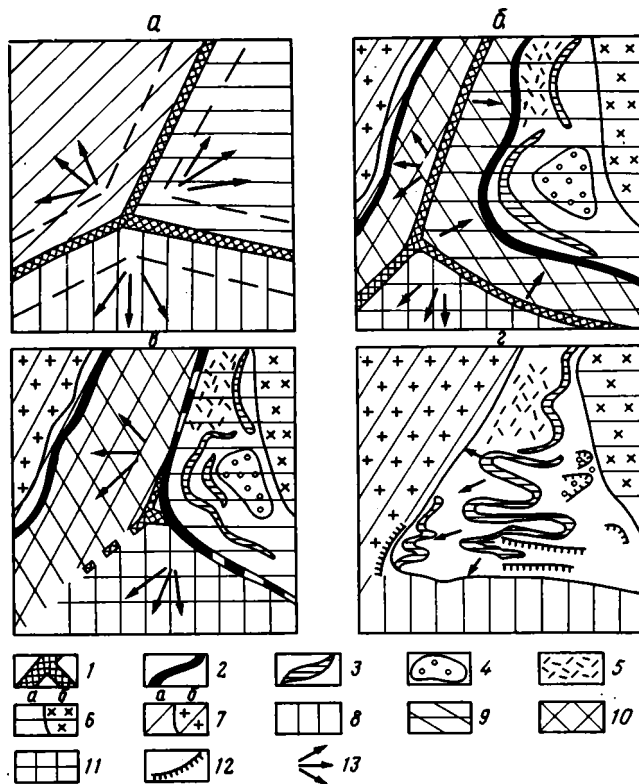


Рис. 2. Модель развития области свекофеннид: стадия: а — спрединга, б — субдукции, в — закрытия, г — коллизионная стадия
 1 — срединно-океанические хребты; 2 — желоба; 3 — вулканические дуги; 4 — краевой бассейн с корой океанического типа; 5 — внешний прогиб; 6 — Карельская плита (а), в том числе Карельский кратон (б); 7 — Норвежская плита (а), в том числе Норвежский кратон (б); 8 — Русская плита; 9 — Западно-Карельская океаническая; 10 — Восточно-Норвежская океаническая; 11 — Северо-Русская океаническая плита; 12 — надвиги; 13 — возможные направления движения плит

2. Вулканические и сланцевые пояса Центральной Финляндии при общем северо-восточном простирании характеризуются сложными изгибами и подворотами (см. рис. 1). Это позволяет предполагать, что вулканические дуги в этом районе были «сжаты», «сгружены», сжаты, причем главный стресс осуществлялся в северо-северо-западном направлении.

3. Граница свекофеннид с юго-западным районом (Дальсландским геоблоком) характеризуется развитием системы надвигов, следующих с запада на восток. К числу их относятся упоминавшиеся милонитовая зона и Свеконорвежский фронт. Кроме того, крупные надвиги имеются в юго-восточном Норрланде, где они отделяют южный район, характеризующийся широким развитием лептитов, от северного, с преобладающим распространением метаморфизованных песчаных и глинистых осадков серии Херно [9].

Широкое развитие надвиговых структур, ориентированных с запада (юго-запада) на восток (северо-восток) и с юга на север, свидетельствует об оформлении их в условиях коллизионной обстановки, закономерно сменившей субдукционную стадию.

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ

Существование в регионе коллизионной обстановки подтверждается также появлением около 1850 млн. лет назад большой массы палингеновых гранитов, сопровождаемых обширными полями мигматитов. В отличие от островодужных гранитов I-типа, они принадлежат к S-типу и

характеризуются высокими коровыми значениями первичных отношений изотопов стронция [26, 31]. Как установлено, коровые палингенные граниты формируются в тыловодужных магматических поясах и в надвиговых поясах форландов. Поскольку в области свекофеннид такого типа граниты накладываются на деформированные древние вулканические дуги, краевые и внешние бассейны, предпочтение неизбежно приходится отдать коллизионной обстановке. При этом широкое развитие коровых гранитов в свекофеннидах Финляндии, Вестерботтена и северной половины юго-восточного Норланда позволяет рассматривать эту часть Свекофеннской складчатой области как плиту форланда, а Центральную Швецию, где палингенные граниты распространены значительно меньше, — как плиту хинтерланда.

С учетом приведенных данных можно предложить модель формирования Свекофеннской складчатой области, основанную на представлении о развитии этой части региона в результате полного плейт-тектонического цикла. Начало этого цикла, грубо синхронное с образованием рифтогенных структур в пределах Карело-Кольского геоблока, относится, очевидно, к интервалу 2700—2400 млн. лет назад. Сформированная в это время рифтовая структура в дальнейшем была трансформирована в спрединговый хребет или несколько хребтов, развитие которых сопровождалось раздвижением по крайней мере трех намеченных выше плит: Карельской, Норвежской и Русской, мигрирующих в различных направлениях (рис. 2, а). Насколько сильным и длительным было раздвижение плит, в настоящее время определить невозможно, однако особенности пространственного расположения и время возникновения древних вулканических дуг свидетельствуют о том, что примерно 2200—2100 млн. лет назад наступила стадия резорбции или субдукции с образованием новой серии океанических плит (рис. 2, б).

Поскольку вулканогенно-осадочные образования и синорогенные гранитоиды в области свекофеннид имеют приблизительно одинаковые датировки, можно думать, что субдукция под противоположные континенты осуществлялась синхронно.

В результате погружения океанических литосферных плит под плиту Карельского кратона были сформированы вулканические дуги, наблюдаемые сейчас в провинции Шелефтео и в Юго-Западной Финляндии, а за ними образовался краевой бассейн с корой океанического типа, следы которой фиксируются в виде офиолитов Оутокумпу. Субдукция в этой части плейт-тектонической системы осуществлялась либо в северо-восточном направлении, как полагают А. Хитанен [24] и Г. Гааль [22, 23], либо на север, как думают Д. Р. Боуэс и др. [20]. В противоположность этому древние дуги провинции Бергслеген возникли, очевидно, в результате субдукции океанической коры на запад, под Новержский материк, и сформировались на континентальной окраине, о чем свидетельствует преимущественно кислый состав островодужных вулканитов. Именно в этот период тектоническая ситуация в области свекофеннид напоминала обстановку циркумтихоокеанского типа, на что указывает Г. Гааль [23].

Позднее стадия резорбции сменилась стадией закрытия океанической впадины, что стало возможным, по-видимому, в результате субдукции спредингового хребта (или двух сопряженных хребтов) под Карельский континент. Это предположение базируется на аналогии с процессами погружения тихоокеанских плит Кула и Фараллон, а также спрединговых хребтов под Северо-Американский континент. Согласно расчетам, время погружения в желоб хребта, ограничивающего плиту Фараллон, составило примерно 20 млн. лет [12, 19]. Если опираться на эту цифру, то исчезновение спрединговых хребтов в желобе на окраине Карельского континента произошло около 1900—1870 млн. лет назад. После этого субдукция продолжала осуществляться только в южном и западном направлениях под Русский и Норвежский материка (рис. 2, в), что привело к постепенному закрытию океана или аккреции трех плит: Карельской, Русской и Норвежской на рубеже 1850—1840 млн. лет назад. Имен-

но этот возраст имеют палингенные граниты, сформированные преимущественно на плите форланда. В результате столкновения произошло скупивание островных дуг и возникли системы надвигов и покровов, ориентированных на север, восток и северо-восток (рис. 2, з).

Вслед за коллизией обычно наступает этап стабилизации, однако на БШ, в том числе в области свекофеннид, тектономагматические процессы осуществлялись еще длительное время, выражаясь обновлением и развитием новых систем глубинных разломов, мощным дифференцированным магматизмом с образованием большой массы калиевых гранитов и комагматичных вулканитов, возникновением нескольких поколений наложенных впадин и общим омоложением радиологического возраста древних толщ. Наиболее интенсивно эти процессы проявлялись в интервале 1800—1550 млн. лет назад, когда ими была охвачена практически вся территория БШ. Именно в этот период возникли многочисленные и крупные массивы субщелочных калиевых гранитов, большей частью принадлежащих к I- и А-типам и являющихся членами родственных дифференцированных серий несколько варьирующего состава: габбро-диорит-гранитной, габбро-монзонит-гранитной, габбро-анортозит-рапаки-вигранитной. В этот же период были образованы собственно щелочные интрузии, известные на Кольском полуострове, в Северной Карелии и в Швеции.

Проявление сходных тектономагматических процессов фиксируется на БШ вплоть до рубежа 900 млн. лет назад с кульминациями в интервалах 1450—1400, 1300—1200 и 1000—900 млн. лет назад [10, 32]. Гранитоидный магматизм такого возраста ограничивается по преимуществу Дальсландским геоблоком, отчасти примыкающей к нему частью свекофеннид. На остальной территории щита в указанное время фрагментарно формируются наложенные впадины, тяготеющие к глубинным разломам, и трещинные тела долеритов и субщелочных феррогабброидов, сходных по составу с основными членами габбро-гранитных серий.

Встает вопрос, какие именно глобальные геотектонические и глубинные процессы определяют проявление тектонических и магматических событий на БШ в интервале 1800—900 млн. лет? Ранее многими советскими исследователями, в том числе авторами настоящей статьи, указанные события квалифицировались как тектономагматическая активизация, частично — как протоактивизация [8, 18]. Шведские и финские геологи пытаются интерпретировать их с позиции тектоники плит. Г. Галалем [23] предложена модель двухстадийной субдукции с возрастами порядка 1920 и 1880 млн. лет, из которых последняя явилась причиной поздней и посторогенного магматизма в зоне свекофеннид. И. Нистрем [27] указывает на возможность сопоставления тектономагматических процессов пояса Смоланд — Вермланд, проявившихся 1750—1620 млн. лет назад, с андотипной орогией Чили — Перу. М. Р. Вильсон [32] считает возможным проявление еще одной субдукции с возрастом 1450—1400 млн. лет назад. Р. Горбачев [7] говорит о последовательном наращивании континентальной коры БШ в юго-западном направлении, отмечая, что наиболее интенсивно эти процессы проявились 1700—1600 млн. лет назад и что как раз этот возраст имеют породы закаледонских глыб, испытавшие метаморфизм высоких давлений, напоминающий метаморфизм в молодых поясах субдукций.

С учетом данных о проявлении на северо-западной окраине каледонид высокобарического метаморфизма с возрастом порядка 1700 млн. лет версию о существовании здесь в это время зоны субдукции под Балтийский континент нельзя исключить полностью. В то же время создание хотя бы крайне схематичной плейт-тектонической модели для рассматриваемого периода представляется нереальным в связи с недостаточностью геологических материалов, ограниченных по существу лишь петрологической информацией. Если все же признать субдукцию океанической плиты под Балтийский континент в интервале 1700(1800)—1600 млн. лет назад, то удовлетворительное объяснение с этих позиций получит лишь магматизм, проявленный в области, примыкающей к ка-

ледонидам, т. е. в Дальсландском геоблоке, в поясе Смоланд — Вермланд, в юго-западном Вестерботтене и в Норрботтоне. Магматические образования того же возраста, распространенные в Финляндии, и особенно в Советской Карелии и на Кольском полуострове, находятся на слишком большом расстоянии от гипотетической зоны субдукции и вряд ли могут быть непосредственно с нею связаны. Вспышки тектономагматической активности в интервалах 1450—1400, 1300—1200, 1000—900 млн. лет назад также трудно связать с упомянутой субдукцией. Объяснение их требует привлечения каких-то других моделей. Следует отметить при этом, что представление о свеконорвежско-гренвильском столкновении по Свеконорвежскому фронту, по мнению Р. Горбачева, должно быть отвергнуто в связи с развитием однотипных гранитов по обе стороны фронта. Кроме того, в условиях такого столкновения магматизм имел бы свою специфику, отличную от особенностей магматизма в зонах субдукции. Между тем дифференцированные субщелочные габбро-гранитные серии, возникшие на БЩ 1800—900 млн. лет назад, имеют общие черты петрологии и геохимии, что указывает на сходные условия их формирования.

С учетом сказанного можно выдвинуть альтернативное предположение о порождении тектономагматической активизации горячими точками, пятнами, линиями, связанными со «струями» мантийного вещества или астенолитами, в понимании В. В. Белоусова [2].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В протерозойской геологической истории БЩ могут быть выделены три этапа, частично перекрывающих друг друга во времени. На первом из них формировались рифтогенные структуры типа авлакогенов и грабенных и протоплатформенных впадины. На втором этапе в западной части щита образовалась подвижная область, соответствующая области свекофеннид, для которой предложена модель полного цикла плейт-тектонического развития, включая стадии раздвижения, спрединга, субдукции, закрытия и столкновения или аккреции [1, 12]. Начало плейт-тектонического цикла, согласно этой модели, ознаменовалось формированием трех плит: Карельской, Норвежской и Русской, разделенных срединно-океаническими хребтами. На стадии резорбции дополнительно возникли океанические литосферные плиты, субдукция которых под континентальные плиты сопровождалась формированием магматических дуг, сложенных осадочно-вулканогенными отложениями и синорогенными гранитоидами I-типа, принадлежащими к габбро-плагиогранитной и габбро-гранодиоритовой сериям.

В своем развитии субдукция под Карельский континент привела к погружению океанических хребтов в желоб перед Карельской плитой, после чего субдукция продолжала осуществляться только в южном и западном направлениях, под Русскую и Норвежскую плиты. Это в конечном счете завершилось коллизией или аккрецией всех трех плит с образованием большой массы палингенных гранитов S-типа, сосредоточенных главным образом на плите форланда. Третий этап ознаменовался тектономагматической активизацией, проявлявшейся импульсно с кульминациями в интервалах 1800—1500, 1450—1400, 1300—1200 и 1000—900 млн. лет назад. В течение всего этого времени геологические процессы отличались сходным характером и включали глыбовый тектогенез, диффеернизированный магнитизм с образованием большой массы гранитов, большей частью I- и A-типов, возникновения наложенных впадин, что обусловило общее омоложение радиологического возраста древних толщ. Плейт-тектонические модели для активизационных событий мало обоснованы, и для них предложена модель развития по типу горячих точек или линий, вызванных поднятием к поверхности мантийных струй или астенолитов.

Литература

1. *Бауманн Н. Л.* Цикличность в тектонике плит и связанные с ней металлогенические процессы//Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 21—46.
2. *Белоусов В. В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
3. *Божко Н. А., Хаин В. Е.* Раннепротерозойский этап развития земной коры//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 123—135.
4. *Боуэс Д. Р.* Корреляция свекокарельских образований и модель земной коры//Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980. С. 294—303.
5. *Гафаров Р. А.* Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ Северного полушария//Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 389 с.
6. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье)/Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. Л.: Наука, 1970. 228 с.
7. *Горбачев Р.* Докембрий западной части Балтийского щита//Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980. С. 206—222.
8. *Григорьева Л. В.* Докембрийская тектоно-магматическая активизация (геология и металлогения). Л.: Недра, 1986. 223 с.
9. Докембрий Скандинавии//Под ред. Ранкамы К. М.: Мир, 1967. 268 с.
10. Минеральные месторождения Европы. Т. 1. Северо-Западная Европа. М.: Мир, 1982. 583 с.
11. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. (Пер. с англ.). М.: Мир, 1984. 496 с.
12. *Миясиро А., Аки К., Шенгёр А.* Орогеня. М.: Мир, 1985. 288 с.
13. *Муратов М. В.* Блоки фундамента Балтийского щита и главные черты их формирования в раннем протерозое//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 33—43.
14. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
15. *Салон Л. И.* Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита//Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Л., 1971. С. 6—87. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 175).
16. *Салон Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
17. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
18. *Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В., Иваников В. В. и др.* Гранитоидный магматизм и металлогения областей позднедокембрийской активизации на Балтийском щите//Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1986. С. 18—35.
19. *Atwater T.* Implication of plate tectonics for the Cenozoic evolution of western North America//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. № 81. P. 3513—3536.
20. *Bowen D. R., Halden N. M., Koistinen T. J., Park A. F.* Structural features of basement and cover rocks in the eastern svecofennian shields, Finland//Precambrian Tectonics illustrated. Edit.: Kröner Greling R. Germany, Stuttgart, 1984. P. 147—171.
21. *Chappel B. W., White A. J. R.* Two contrasting granite types//Pacif. Geol. 1974. № 8. P. 173—174.
22. *Gaal G.* Proterozoic tectonic evolution and late Svecofennian plate deformation of the central Baltic Schield//Geol. Rundsch. 1982. V. 72 (2). P. 158—169.
23. *Gaal G.* 2200 million years of crustal evolution: the Baltic schield//Bull. Geol. Soc. Finland, 1986. № 58 (1). P. 149—168.
24. *Hiltanen A.* Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland//J. Res. U. S. Geol. Surv. 1975. № 3. P. 631—656.
25. *Huhma H.* Sm-Nd, U-Pb isotopic evidence for the origin of the early proterozoic svecofennian crust in Finland//Bull. Geol. Soc. Fin. 1986. № 337, 48 p.
26. *Nurmi P. A., Haapala I.* The proterozoic granitoids of Finland: granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. Bull. Geol. Soc. Fin.//1986. № 58 (1). P. 203—233.
27. *Nyström J. O.* Post-svecofennian andinotype evolution in central Sweden//Geol. Rundsch. 1982. V. 71 (2). P. 141—157.
28. *Patchett P. J., Kouvo O., Hedge C. E., Tatsumoto M.* Evolution of continental crust and mantle heterogeneity; evidence from Hf isotopes//Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 78. P. 279—297.
29. *Pharaon T. C., Pearce J. A.* Geochemical evidence for the geotectonic setting of early proterozoic metavolcanic sequensis in Lapland//Precambrian Research. 1984. V. 25. P. 283—308.
30. *Rickard D. T., Zweifel H.* Genesis of precambrian sulfide ores, Skellette district, Sweden//Econ. Geol. 1975. V. 70. P. 255—274.
31. *Wilson M. R.* Granite types in Sweden//GFF. 1980. № 102 (2), P. 176—167.
32. *Wilson M. R.* Magma types and the tectonic evolution of the Swedisch Proterozoic//Geol. Rundsch. 1982. V. 71 (2), P. 120—129.
33. *Wilson M. R., Hamilton P. J., Fallick A. E. et al.* Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics//Earth Plan. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 376—388.

УДК 551.243.1

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., КЛУШИН С. В.

ЛИСТРИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ В ПРИПЯТСКОМ ПАЛЕОРИФТЕ

Работами ГСЗ—МОГТ, проведенными по двум профилям общей протяженностью более 400 км вкост простирания Припятского прогиба, установлено, что этот герцинский (позднедевонский — среднетриасовый) палеорифт — структура листрического раскалывания. Серия направленных к центру палеорифта листрических нормальных сбросов мантийного заложения образует Припятский пояс рифтогенеза шириной до 250 км, состоящий из собственно Припятского палеорифта (грабена) и двух его плеч — Южно-Припятского и Северо-Припятского. Палеорифт подразделяется такого же ранга разломами на Южно-Припятский внутренний грабен и Северо-Припятскую зону ступеней. Листрические разломы проникают до поверхности М и даже глубже, в зону коро-мантийной смеси, которая представляет собой зону сгущения тектонических пластин. Под палеорифтом обнаружен подъем поверхности М. На глубинах 80—90 км отмечено крупное тело разуплотнения вещества — астеносферная линза или диапир.

Еще в начале нашего столетия Эдуард Зюсс в своей знаменитой работе «Лик Земли [20] на примере каменноугольных районов Северной Франции, Бельгии и Германии впервые достаточно полно описал сбросы с криволинейной (лопатообразной) плоскостью сбрасывателя, которые он назвал листрическими (от греческого слова: *λίστρον* — лопата, совок). Однако действительное значение листрических разломов в строении самых разнообразных областей земной коры стало известно лишь в последнее десятилетие, в первую очередь в результате широкого применения сейсморазведки. В особенности такие разломы характерны для континентальных окраин и рифтовых зон [1, 15—19 и др.]. Большинство геологов считают, что листрические сбросы возникают в результате растяжения литосферы и проникают обычно в осадочный чехол, а иногда и верхнюю (примерно до 10—30 км) часть консолидированной земной коры, обладающую достаточной хрупкостью. В более глубоких частях литосферы, отличающихся меньшей жесткостью, подобные разломы отсутствуют и главную роль играют уже процессы «пластического» течения. Проведенная в последние годы в Припятском прогибе сейсморазведка отраженными волнами обнаружила здесь нормальные листрические сбросы, выявила их характер и роль в строении и развитии этой структуры типично рифтового генезиса.

Как известно [7, 13, 14], Припятский прогиб — самый западный субширотный сегмент Припятско-Донецкого позднего палеозойского авлакогена, входящего в более протяженную систему Сарматско-Туранского линеамента. Длина прогиба около 280, ширина 140—150 км. Его формирование относится к герцинскому этапу развития. Он выполнен главным образом образованиями верхнего девона — среднего триаса, слагающими эйфельско-среднефранский, верхнефранско-каменноугольный и верхнепермско-среднетриасовый структурные этажи. В их строении участвуют разнообразные формации: терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные, галогенные, эффузивные, молассоидная. Их перекрывает верхнетриасово-палеогеновые отложения Припятско-Днепровской синеклизы. Подсолевой комплекс имеет преимущественно блоковое строение, межсолевой — пликативно-блоковое, надсолевой — пликативное, связанное прежде всего с соляным тектогенезом.

Герцинский этап развития территории Припятского прогиба начался с формирования юго-западного борта Московской синеклизы (предрифтовый синеклизный подэтап незначительного растяжения в эйфельско-среднефранское время). Последний сменился в среднефранско-среднетриасовое время рифтовым подэтапом, который подразделяется на ста-

дии: начального прогибания, соответствующего зарождению рифтообразования и начальной деструкции литосферы (начало позднефранского воронежско-евлановское время); главного максимального прогибания, кульминации рифтообразования и основной деструкции литосферы (конец позднефранского — фаменское время); заключительного прогибания, затухания рифтообразования и завершающей деструкции литосферы (ранний и средний карбон); общего подъема, инверсии и сжатия (поздний карбон — ранняя пермь); стабилизации, отмирания рифтообразования и остаточного растяжения (поздняя пермь — средний триас). С позднего триаса и юры получила развитие надрифтовая Припятско-Днепровская синеклиза.

Для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии все шире используются глубинные сейсмические зондирования методом общей глубинной точки (ГСЗ — МОГТ), которые показывают весьма высокую эффективность [2,5]. В Белоруссии такие исследования в широких масштабах проводятся Полесской геофизической экспедицией Управления геологии БССР совместно с Белорусским научно-исследовательским геологоразведочным институтом и Институтом геохимии и геофизики АН БССР для изучения глубинного строения, уточнения тектонического и нефтегеологического районирования Припятского прогиба [3]. Уже отработаны региональные профили ГСЗ — МОГТ III — III и VIII—VIII, пересекающие вкост простирания (субмеридионально) Припятский прогиб и выходящие на 40—50 км за его пределы на соседние тектонические элементы: Украинский щит на юге и Белорусскую антеклизу на севере. Протяженность каждого из профилей превышает 200 км.

Достаточно четкие оси синфазности выделены по всему разрезу земной коры и верхов верхней мантии, что свидетельствует о значительной их расслоенности.

Весьма выразительные отражения связаны с поверхностью фундамента, которая хорошо изучена сейсморазведкой различных модификаций и вскрыта многочисленными (>200) скважинами [7, 13, 14]. Серией продольных (субширотных), реже поперечных (субмеридиональных и диагональных) разломов с амплитудой до 2—4 км фундамент разбит на блоки, которые образуют тектонические ступени, наклоненные от оси прогиба в северной его части к югу, а в южной — к северу (рис. 1).

Наиболее интенсивные отражения зарегистрированы на времени 13—16 с, что соответствует глубинам 35—45 км, местами до 55 км. Они представлены многофазными интерференционными пакетами волн с субгоризонтальными и слабо наклоненными осями синфазности и отождествляются с зоной перехода от земной коры к верхней мантии, с так называемой зоной коро-мантийной смеси [12]. Верхняя граница зоны достаточно контрастна и хорошо контролируется появлением на сейсмограммах характерных отражений. С учетом других сейсмических методов она отождествляется с поверхностью Мохоровичича (М). Эта поверхность в северной части Украинского щита имеет глубину 45—48 км (рис. 2). Отсюда она воздымается к северу и у края Припятского прогиба залегает на глубинах 40—45 км, а затем после небольшого погружения вновь поднимается до 34—35 км. Здесь по разрыву происходит ее скачок до глубин 40 км и вновь постепенный подъем в центре прогиба до 35 км, далее идет плавное погружение до 40 км и немногим более на северном плече палеорифта.

Совокупность акустически контрастных отражающих площадок соответствует зоне наибольших вертикальных градиентов акустической жесткости и характеризует преобладание тонкослоистого типа структуры зоны коро-мантийной смеси. Из анализа спектральных характеристик пакетов отраженных волн, выполненного по данным частотно-временных преобразований сейсмограмм с учетом скоростной модели среды, следует, что мощности прослоев в слоистой зоне коро-мантийной смеси изменяются от 60 до 200 м. Нижняя граница зоны менее контрастна и

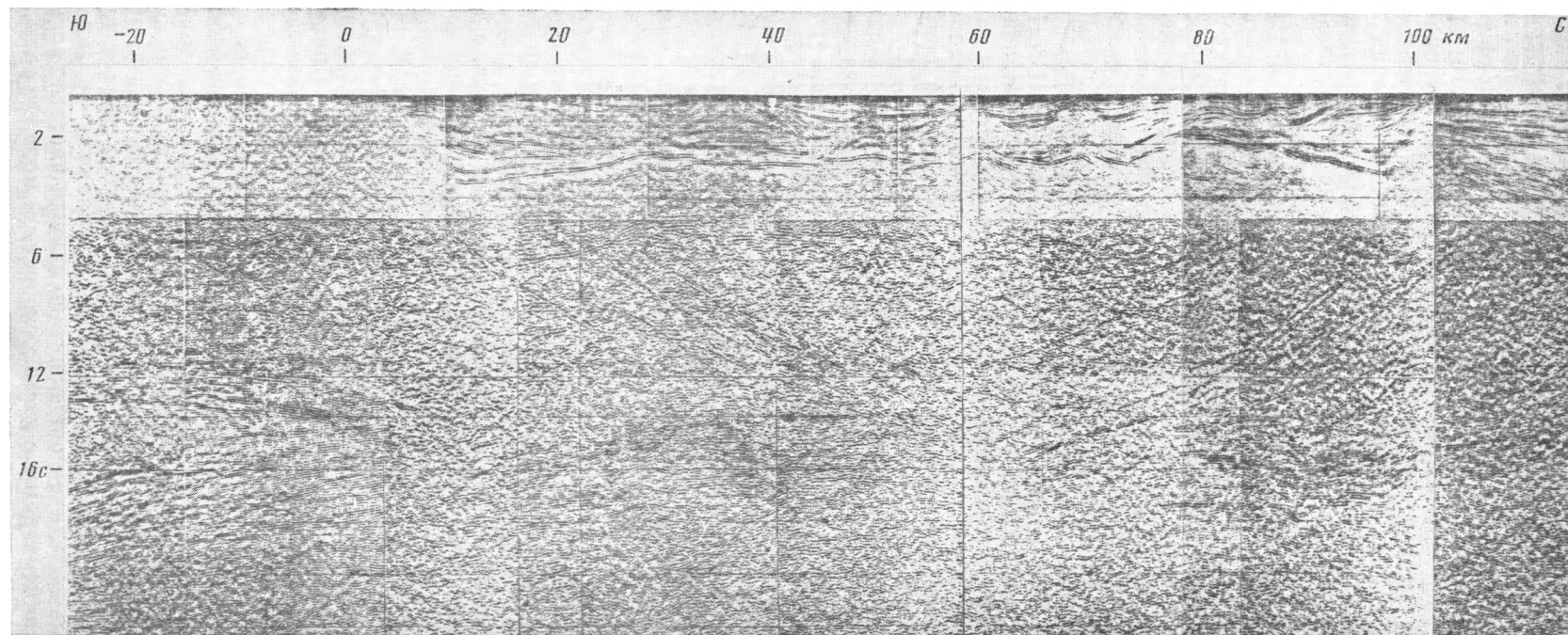


Рис. 1. Временной разрез ГСЗ — ОГТ по профилю VIII—VIII через южную часть Припятского палеорифта
 Видны листрические разломы, образующие чашеобразный Южно-Припятский внутренний грабен, тектонические ступени поверхности фундамента и низов платформенного чехла и строение последнего с соляными куполами

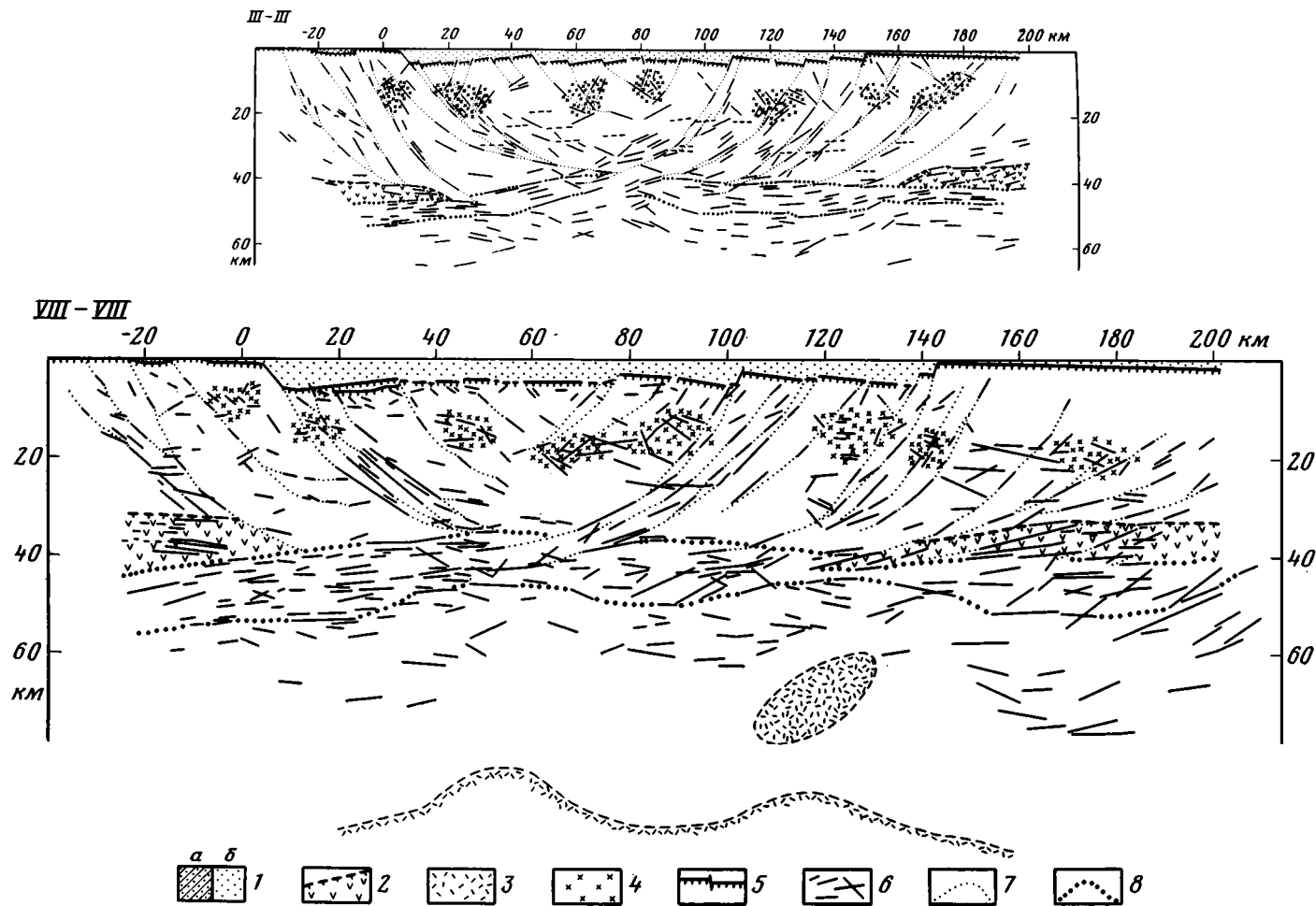


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы Припятского палеорифта по профилям III—III и VIII—VIII
 1 — платформенный чехол: а — нижний рифей, б — верхний рифей — антропоген; 2 — клиноформы в низах земной коры и их контуры; 3 — волноводы; 4 — зоны разуплотнения, предположительно связанные с тектонической трещиноватостью; 5 — поверхность фундамента; 6 — отражающие площадки; 7 — литрические разломы; 8 — кровля (по верхность М) и подошва зоны коро-мантийной смеси

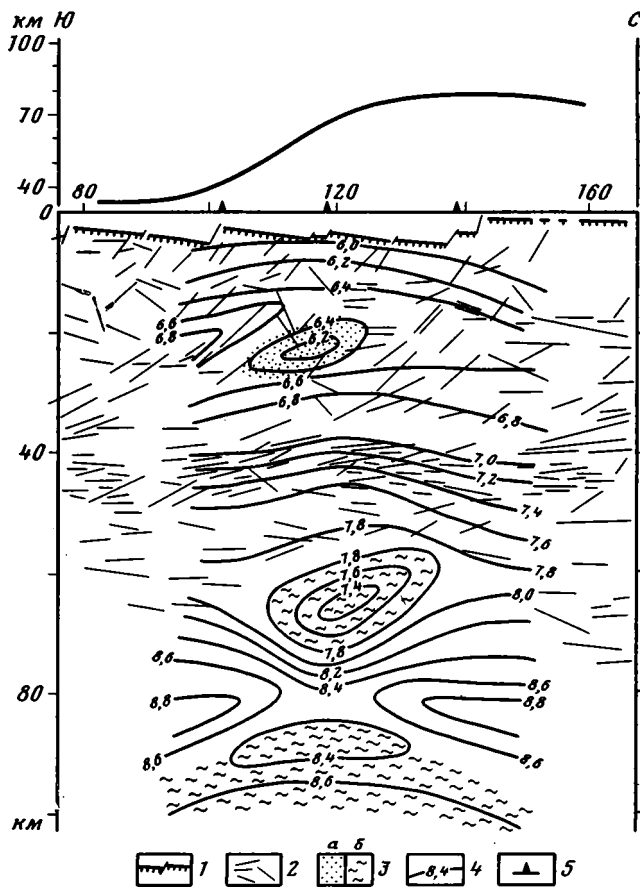


Рис. 3. Разрез интервальных скоростей северной части Припятского палеорифта по профилю скважин Казанская 19 — Славянская 51 — Судовицкая 9
 1 — поверхность фундамента; 2 — отражающие площадки; 3 — зоны разуплотнения (волноводы), связанные с: а — тектонической трещиноватостью, б — частичным расплавлением вещества; 4 — изолинии интервальных скоростей; 5 — скважины, в которых были проведены исследования ВСП и последующие псевдоакустические преобразования сейсмограмм

характеризуется постепенным затуханием интенсивности отражений с глубиной. Это свидетельствует об изменении коэффициентов отражения границ, а следовательно, и об уменьшении контрастности дифференциации разреза по акустическим жесткостям. Степень затухания на разных участках различная, что связано с неоднородным строением коромантийной зоны в горизонтальном направлении. Мощность зоны меняется от 5 до 10 км, причем наибольшее ее утонение намечено под центральной частью прогиба, а утолщение — под краевыми разломами и близлежащими участками Украинского щита и Белорусской антеклизы. Далее к северу вновь намечается утонение зоны.

Ниже зоны коромантийной смеси зафиксированы отдельные отражения с меньшей интенсивностью, которые связаны с субгоризонтальными границами. По мере увеличения глубин интенсивность отражений убывает, а оси синфазности становятся все более разреженными. Это свидетельствует об уменьшении степени тонкослоистой акустической дифференциации разреза и повышении однородности среды. Максимальное время регистрации таких отражений не превышают 18–22 с на разных участках профиля, что соответствует глубине 60–65 км.

Об акустической дифференциации можно судить по результатам прогноза скоростной характеристики на основе псевдоакустических преобразований сейсмограмм ВСП [3]. Результаты такого прогноза совмещены с фрагментом сейсмического глубинного разреза по профилю

VIII—VIII (рис. 3). В поле интервальных скоростей для его построения использовались скоростные кривые, полученные Полесской геофизической экспедицией. На фоне общего возрастания скорости с глубиной от 6 км/с у поверхности фундамента до 8,8 км/с на глубинах 80—90 км наблюдается ряд локальных аномалий.

На глубинах 35—45 км выделена зона повышенных вертикальных градиентов скорости, совпадающая с областью концентрации высококонтрастных отражающих площадок, которые отождествляются с зоной перехода от коры к мантии. Скорость здесь возрастает с глубиной от 7 до 7,6 км/с, значения градиента скорости достигают 75 м/с на 1 км при среднем градиенте в изученной части разреза 30 м/с на 1 км. Мощность градиентного слоя составляет 8—10 км. По-видимому, преломленные и закрытически отраженные волны, отождествляемые с поверхностью М при исследованиях ГСЗ — КМПВ, формируются именно в этом слое.

Выделен также ряд локальных аномалий с пониженными значениями интервальных скоростей. Эти аномалии интерпретируются как волноводы, связанные с зонами разуплотнения вещества. Нижняя субгоризонтально вытянутая аномалия (глубины 80—90 км) обусловлена частичным плавлением вещества и связана с астеносферной линзой или астеносферным диапиром. Выпуклость изолинии с отметкой 8,6 км/с и характерная форма замкнутого контура 8,4 км/с могут свидетельствовать в определенной степени качественно о подъеме здесь поверхности астеносферной линзы или диапира.

Линзовидная аномалия на глубинах 60—70 км (оконтурена изолинией 7,8 км/с) также, по-видимому, связана с частичным расплавлением вещества. В соответствии с моделью формирования изолированных магматических очагов [11] можно предположить, что данная аномалия характеризует отделившееся от астеносферы самостоятельное гомогенное тело. О правомерности такого предположения дополнительно свидетельствует повышение здесь величин теплового потока от 30—40 мВт в центре прогиба до 80—90 мВт в северной прибортовой зоне [8].

На сейсмическом глубинном разрезе в области аномалии концентрация отражающих площадок резко уменьшается, в то время как над ней и сбоку они зафиксированы. Падение отдельных площадок согласуется с верхними контурами аномалии, они как бы облекают ее. Другие с различными углами наклона расположены вокруг нее. Оконтуривая нижнюю зону распространения отражающих площадок (см. рис. 3), можно качественно судить о поведении поверхности астеносферной линзы или диапира.

Самая верхняя аномалия пониженных интервальных скоростей (глубина 20 км, оконтуривающая изолиния 6,4 км/с) может быть обусловлена разуплотнением, связанным с тектонической трещиноватостью. На временном разрезе МОГТ над этой аномалией наблюдается разрегуляризация сейсмической записи в интервале времени, соответствующем регистрации отражений от площадок, расположенных глубже поверхности фундамента. Это обусловлено рассеянием энергии глубинных отражений при их прохождении через зону повышенной раздробленности и трещиноватости пород. Волны, отраженные от границ, залегающих над зоной (поверхность фундамента, границы в осадочной толще), прослежены без изменений динамических характеристик и регулярности записи колебаний.

По признаку разрегуляризации глубинных отражений схематически локализован ряд таких зон тектонического разуплотнения (см. рис. 2).

Существенно то, что эти зоны в большинстве случаев соответствуют участкам пересечения разрывов со встречными падениями. Так как глубины таких участков в большинстве случаев не превышают 20 км, можно предположить, что трещинные разуплотнения распространены примерно до этих глубин. Верхнюю границу их развития установить трудно. По-видимому, она может располагаться как ниже поверхности фундамента (ориентировочно до 10 км), так и приближаться вплотную к ней. Вся совокупность участков разуплотнения тектонической раздробленности

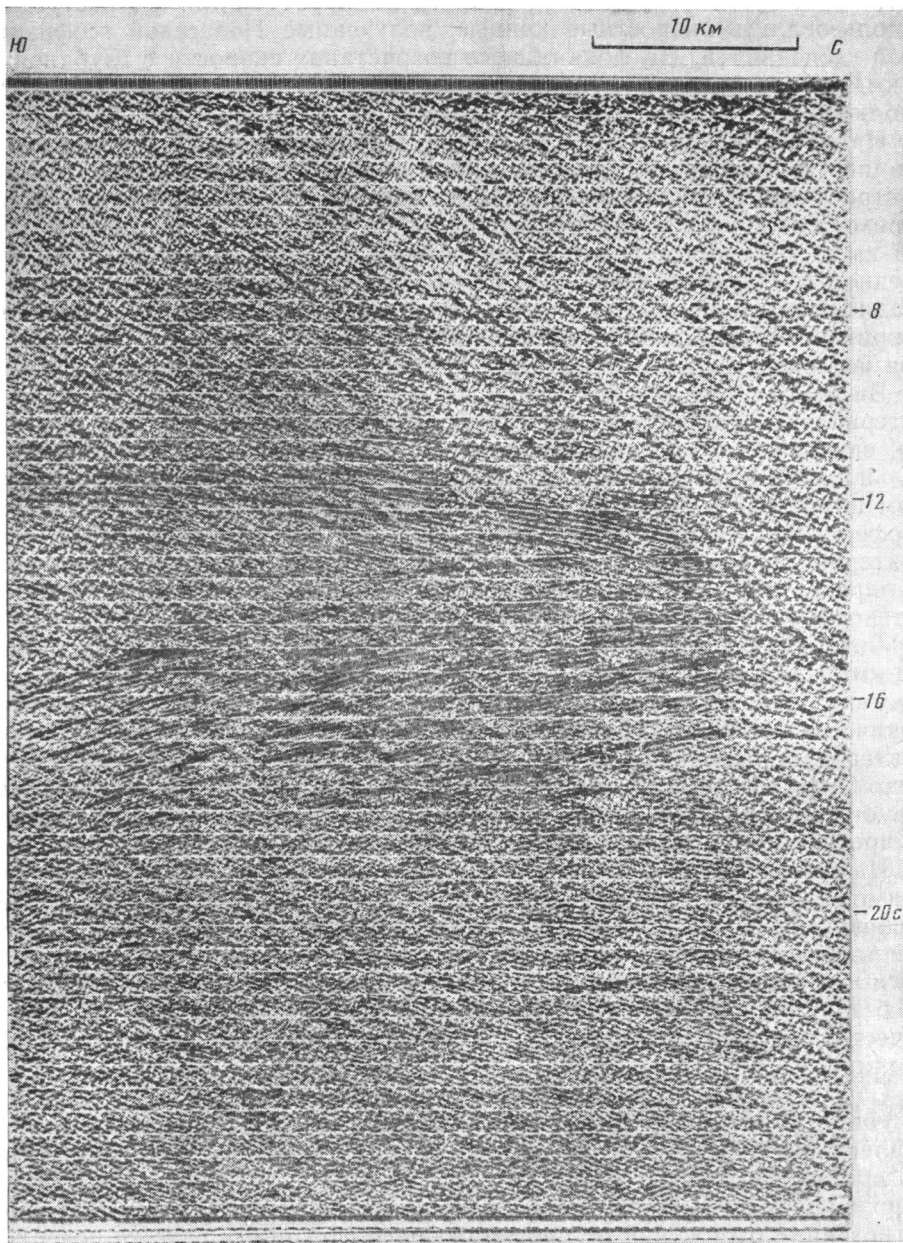


Рис. 4. Временной разрез ГСЗ — ОГТ по профилю VIII—VIII через Северо-Предприпятское плечо палеорифта (северная часть Украинского щита)
 Видны зона коро-мантийной смеси, поверхность М, клиноформа в низах земной коры и наклоненные к северу листрические разломы

может рассматриваться как протяженный пространственно неоднородный волноводный слой.

На участках временных разрезов, полученных в пределах Украинского щита и Белорусской антеклизы, устойчивые границы синфазности с относительно небольшими углами наклона образуют с волновыми пакетами коро-мантийной смеси отчетливые клиноформы (рис. 4, см. рис. 2). Южная клиноформа на конце профиля имеет мощность 15 км, затем утоняется до 10–7 км и близ границы с прогибом резко выклинивается, возможно, срезаясь наклонной плоскостью разлома. Северная клиноформа такой же мощности на конце профиля постепенно выклинивается, не доходя до края прогиба. Следовательно, примерно 10–15-кило-

метровая нижняя часть земной коры, имеющаяся за пределами прогиба, постепенно выклинивается к Припятскому палеорифту и здесь отсутствует, будучи полностью переработанной.

Выше зоны коро-мантийной смеси в Припятском прогибе и клиноформ за его пределами в земной коре зафиксировано большое количество наклоненных (до субвертикальных) площадок с одновременным значительным уменьшением субгоризонтальных.

Наклонные площадки, группируясь в разрезе, образуют обособленные узкие зоны с отчетливо выраженной упорядоченностью ориентировки отражающих элементов (см. рис. 1 и 4). Характерно, что наклоны площадок, а вместе с ними и сами зоны выполаживаются с глубиной. Отдельные группы таких площадок, увязываясь с региональными разломами поверхности фундамента и низов чехла, прослежены вниз по разрезу в земную кору и продолжают в зону коро-мантийной смеси, выполаживаясь здесь до субгоризонтального залегания, и переходят со скачкообразным повышением контрастности в ранее описанные площадки самой зоны. Отсюда следует, что расслоенность земной коры и зоны коро-мантийной смеси генетически едина и имеет общее тектоническое происхождение.

Эти узкие полосы выполаживающихся с глубиной площадок, проникающих вплоть до мантии, представляют собой разломные зоны, которые хорошо увязываются прежде всего с известными Северо- и Южно-Припятским краевыми суперрегиональными разломами, ограничивающими Припятский палеорифт, а также с рядом региональных разломов — Речицко-Вишанским и Червонослободско-Малодушинским (рис. 5). Несколько зон разломов мантийного заложения, падающих в сторону Припятского прогиба, зафиксированы как на севере Украинского щита, где они, в частности, контролируют Овручскую грабен-синклиналь, так и на северном плече палеорифта. Как и хорошо изученные по данным бурения и сейсморазведки разрывы различных модификаций в платформенном чехле, указанные разломы вначале имеют крутой наклон $70-85^\circ$, реже $45-70^\circ$, а затем с глубиной начинают выполаживаться, местами рвут поверхность M , уходя глубже нее под разными, но полными углами, часто становясь субгоризонтальными, а местами, видимо, сливаются с нею.

Выделены группы упорядоченных площадок с меньшей глубиной проникновения в земную кору (обычно до 20 км и меньше), которые также хорошо увязываются с разрывными нарушениями поверхности фундамента и низов чехла. В отличие от мантийных эти разрывные зоны корового заложения имеют падение как северное, так и южное в разных частях прогиба.

Совокупность всех описанных разломов представляет собой систему нормальных листрических сбросов. При рифтообразовании в результате растяжения литосферы шло листрическое раскалывание земной коры. По плоскостям скольжения разрывов происходило проседание ее блоков. В процессе погружения клинообразные блоки смещались к центру растяжения, причем их верхние субгоризонтальные плоскости опрокидывались в противоположные стороны за счет вращательной составляющей смещений, обусловленной криволинейностью плоскостей скольжения. Отсюда — задирание вверх обращенных к центру прогиба краев блоков фундамента и наклон их поверхностей в разные стороны. Всем листрическим разломам соответствуют несогласные сбросы, пересекающие поверхность фундамента и низы чехла. В условиях вращения поверхностей блоков в разные стороны от центра прогиба формировались расширяющиеся вверх расколы, т. е. верхняя часть земной коры расширялась более, чем низы литосферы. Это приводило к возникновению дополнительных листрических и прямолинейных расколов, оперяющих глубококорневые разломы. Вдоль расколов шло соскальзывание более мелких блоков.

В зависимости от соотношения направлений наклонов плоскостей основных листрических и оперяющих разломов формировались согласные

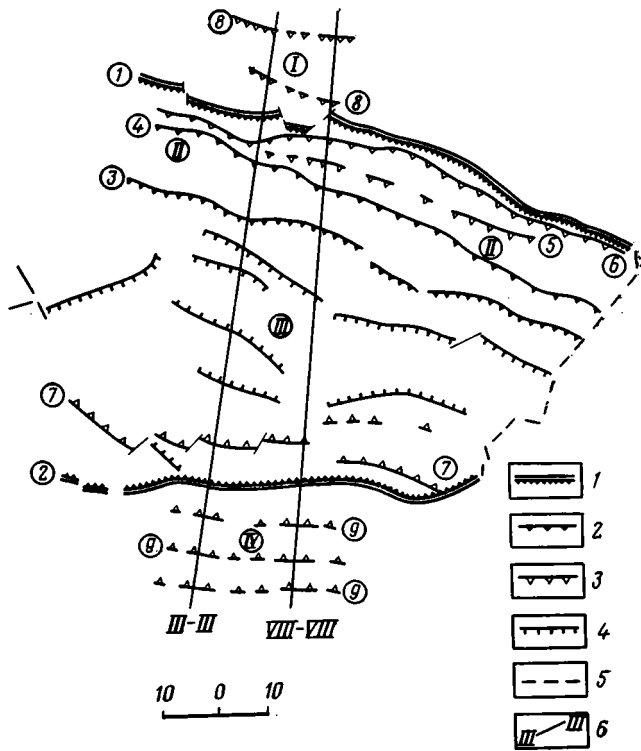


Рис. 5. Схема основных листрических разломов Припятского пояса рифтогенеза и глубин залегания поверхности М

I—4 — листрические разломы: 1—3 — мантийные (1 — суперрегиональные, 2 — региональные, 3 — субрегиональные), 4 — коровые; 5 — прочие разломы; 6 — линии сейсмических профилей III—III и VIII—VIII. Римские цифры на схеме: I — Северо-Припятское плечо палеорифта, II — Северо-Припятская зона ступеней, III — Южно-Припятский внутренний грабен, IV — Южно-Припятское плечо палеорифта; цифры в кружках — листрические разломы: 1 — Северо-Припятский, 2 — Южно-Припятский, 3 — Червонослободско-Малодушинский, 4 — Речицко-Вишанский, 5 — Оземлинско-Первомайский, 6 — Березинский, 7 — Южный прибортовой, 8 — Северо-Припятские, 9 — Южно-Припятские

и несогласные сбросы, пересекающие поверхность фундамента и низы чехла. При встречном наклоне оперяющего разлома вдоль его плоскости происходило опускание погруженной части основной ступени, ограниченной листрическими разломами, в результате чего формировался согласный сброс. При однонаправленном по отношению к листрическому разлому наклоне оперяющего раскола шло опускание приподнятой части ступени с образованием несогласного сброса.

По глубинности заложения разломы можно подразделить на следующие типы.

1. Суперрегиональные и региональные основные листрические разломы мантийного заложения (глубинность 40—50 км); эти наиболее ранние по формированию расколы земной коры развиты на периферийных частях палеорифта.

2. Региональные и субрегиональные основные листрические разломы корового заложения (глубинность 20—30 км); они также являются ранними и расположены ближе к осевой части прогиба; их выполаживающиеся корни упираются в продольную осевую плоскость палеорифта, которой и ограничивались соскальзывания приосевых блоков.

3. Субрегиональные сопутствующие листрические разломы (глубинность более 20—35 км); они оперяют на разных глубинах (вплоть до поверхности мантии) основные листрические разломы и имеют согласное с ними падение плоскостей разрывов; характеризуются более поздним образованием (разделение разломов на основные и сопутствующие

производится с учетом данных о времени формирования, определяемом с привлечением материалов бурения).

4. Прочие согласные и несогласные оперяющие разломы с прямолинейными и наклонными плоскостями скольжения (глубинность до 20 км) являются более молодыми по отношению к оперяемым.

Выполненная классификация разломов позволила обособить основные тектонические элементы Припятского прогиба и его обрамления (см. рис. 5). Листрическое раскалывание охватило не только Припятский прогиб, но и его окрестности и заняло полосу шириной 200—250 км. Поэтому всю эту полосу можно выделить как Припятский пояс рифтогенеза. Припятский палеорифт (грабен) ограничен Северо-Припятским и Южно-Припятским бортовыми суперрегиональными листрическими разломами мантийного заложения. Северо- и Южно-Припятские плечи палеорифта представлены более приподнятыми блоками фундамента, осложненными сериями региональных и субрегиональных разломов мантийного заложения.

Припятский грабен в свою очередь делится на Южно-Припятский внутренний грабен и Северо-Припятскую зону ступеней. Внутренний грабен ограничен Южно-Припятским суперрегиональным и Червонослободско-Малодушинским региональным листрическими разломами мантийного заложения со встречными наклонами плоскостей разрыва, которые, замыкаясь на глубине 38—40 км, образуют громадную чашу. Северо-Припятская зона ступеней ограничивается Северо-Припятским и Червонослободско-Малодушинским мантийными разломами с однонаправленным в отличие от внутреннего грабена падением плоскостей разрывов.

Северо-Припятская зона ступеней разделена Речицко-Вишанским региональным разломом мантийного заложения на две крупных тектонических ступени: Речицко-Шатилковскую и Червонослободско-Малодушинскую. Во внутреннем гребне также выделен ряд ступеней, ограниченных листрическими коровыми разломами. Некоторые ступени подразделены на более мелкие тектонические элементы: моноклинали, зоны приразломных поднятий и опусканий, ограниченные субрегиональными сопутствующими листрическими и прочими оперяющими разломами.

Кроме продольных структур в Припятском прогибе отчетливо видна и поперечная зональность: субмеридиональные Малыньско-Туровский и Первомайско-Заозерный доплатформенные разломы разделяют прогиб на три сегмента: Западный, Центральный и Восточный.

Следует отметить что многим из выделенных нами разломов мантийного заложения, как основным, так и сопутствующим, соответствуют описанные ранее Н. З. Залевым и др. [4] зоны повышенных значений полеотемператур в межсолевых отложениях. Совпадение таких линейно вытянутых зон с глубинными разломами позволяет предположить, что повышенная степень прогрева обусловлена тем, что мантийные листрические разломы являлись каналами поступления глубинного тепла к платформенному чехлу.

По мере листрического раскалывания последовательно развивались системы сбросов по поверхности фундамента, которые в зависимости от времени заложения и активизации контролировали палеогеморфологическую обстановку седиментации на разных этапах рифтогенеза. В пределах отдельных блоков, ограниченных листрическими разломами, рельеф палеобассейна определяется наклоном поверхности фундамента, возникающим за счет вращательных составляющих тектонических подвижек этих блоков при их соскальзывании вдоль криволинейных плоскостей листрических разрывов. Зоны моноклинальных погружений поверхности седиментации ограничивались уступами и флексурами над конседиментационно развивавшимися сбросами в фундаменте. В пределах таких зон имеет место плавное изменение фациальной обстановки осадконакопления, на их границах — скачкообразное. Соответствующим образом изменяется и литологический состав пород.

Основные листрические разломы мантийного, а в центре прогиба и корового заложения, проявившиеся на ранней стадии рифтогенеза, контролировали рельеф дна полеобассейна, начиная с воронежского времени. Оперяющие их сопутствующие разломы формировались позже, и соответственно начало их влияния на литологический состав ощущалось в более молодых осадках.

Исходя из этих предпосылок и учитывая, что основное развитие процессов рифтогенеза началось в задонское время, когда величины вертикальных смещений блоков составили до 30% современной амплитуды сбросов [7, 14], рассмотрим связь литологического состава межсолевой задонско-елецкой толщи Припятского прогиба с листрическим раскалыванием. Южно-Припятский внутренний грабен в задонско-елецкое время представлял собой относительно глубоководную некомпенсированную часть бассейна, сформировавшуюся в результате опережающего чашеобразного проседания соответствующих блоков. Здесь, южнее Червонослободско-Малодушинского разлома, образовались глинисто-карбонатные отложения доманикового облика [6].

В пределах Северо-Припятской зоны ступеней был развит карбонатный шельф, что обусловлено более медленным погружением северных блоков по отношению к южным. Шельф контролировался Червонослободско-Малодушинской и Речицко-Шатилковской ступенями. В пределах каждой ступени отмечено увеличение мощностей и постепенная глинизация пород одновозрастных отложений в сторону погружения, что объясняется конседиментационным развитием ее наклона. На границах ступеней мощности, литологический состав и емкостные свойства одновозрастных пород меняются скачкообразно. Похожие закономерности характерны и для сопутствующих разломов, разделяющих моноклинали внутри крупных ступеней. К приподнятым крыльям основных и сопутствующих разломов приурочены цепочки органогенных построек, с которыми связаны многие месторождения нефти, к опущенным — более глинизированные и относительно более глубоководные осадки. Северо-Припятский суперрегиональный мантийный листрический разлом ограничивал с юга карбонатные формы мелководного шельфа Городокско-Хатецкой ступени.

Южный внутренний грабен относительно мало изучен бурением. Выполненное тектоническое районирование позволяет оптимизировать здесь направление поисковых работ на нефть с учетом закономерностей, установленных для Северо-Припятской зоны ступеней. Протрассированные листрические коровые разломы являются конседиментационными по отношению к перспективным на нефть отложениям задонского и елецкого возраста. Именно в зонах этих разломов следует ожидать развитие литологических неоднородностей, характерных для положительных форм рельефа дна относительно глубоководного палеобассейна. Особого внимания заслуживает впервые выделенный по данным ГСЗ—МОГТ Южно-Прибортовой разлом, сопутствующий Южно-Припятскому краю: Амплитуда разлома не превышает 100 м, поэтому в условиях повышенной разбукированности протрассировать его по обычным материалам МОГТ было довольно трудно. В плане он хорошо коррелируется с зоной повышенных палеотемператур [3]. Анализ немногочисленных данных бурения в южной части прогиба показал, что на ряде участков этот разлом контролирует распространение от борта к северу песчаных отложений в верхней части межсолевой толщи и развитие над ними высоконапорного пласта песчаников в верхнесолевых отложениях. Таким образом, в этот разлом, как и сопутствующие разломы Северо-Припятской зоны ступеней, активно развивался в конце задонского — начале елецкого времени и с ним могут быть связаны литологические ловушки в отложениях этого возраста.

Почти ко всем основным листрическим разломам мантийного и корового заложения приурочены зоны частичного или полного размыва межсолевых отложений, что служит предпосылкой для поисков вблизи этих разломов стратиграфически экранированных ловушек.

Таким образом, Припятский палеорифт — структура листрического раскалывания, в формировании которой основную роль играла система нормальных листрических сбросов. Листрическое раскалывание охватило не только палеорифт, но и его окрестности, образовав Припятский пояс рифтогенеза. Если в центральной, наиболее погруженной части палеорифта (Южно-Припятский чашеобразный внутренний грабен) листрические сбросы пронизывают только верхнюю (в основном до 20 км и выше) часть земной коры и являются коровыми, то в остальной части как палеорифта (Северо-Припятская зона ступеней), так и его плеч (Южно- и Северо-Припятские) преобладают листрические разломы, проникающие на глубину до поверхности М и даже в зону коромантийной смеси и являющиеся мантийными. Земная кора делится на две части: более хрупкую верхнюю (примерно до глубин 20 км), в которой наиболее широко распространены разломы и к которой приурочены достаточно многочисленные участки разуплотнения, связанные со сгущением тектонической трещиноватости; менее хрупкую нижнюю (но не настолько пластичную, чтобы в ней не было разломных зон), пронизанную листрическими разломами мантийного заложения и содержащую отдельные линзы волноводов, связанных с частичным расплавлением вещества. Мантийные листрические разломы, поверхность М и площадки внутри зоны коро-мантийной смеси связаны тектоническим единством, поэтому можно предположить, что на стыке земной коры и верхней мантии возникла зона сгущения тектонических пластин. Под Припятским палеорифтом отмечена переработка литосферы, которая выразилась в утонении земной коры и соответственно наибольшем подъеме поверхности М, в исчезновении здесь клиноформ, развитых в низах земной коры на плечах палеорифта. Уступы поверхности М, «сдвоенный» характер южной клиноформы (см. рис. 2 и 4), возможно, связаны с шарьированием одна на другую тектонических пластин внутри литосферы, проявившимся в основном в южной части Припятского пояса рифтогенеза и направленным с юга на север. На глубинах 80—90 км под палеорифтом обнаружено крупное тело разуплотненного вещества, которое представляет собой или крупную астеносферную линзу (астенолит), или астеносферный диапир, причем его поверхность наиболее приподнята в центральной части прогиба. Для глубинного строения Припятского палеорифта характерна асимметрия, отмеченная ранее [7, 14] в строении и развитии его платформенного чехла. Скорее всего, что она связана с различной геодинамикой южной и северной частей Припятского пояса рифтогенеза, вызванной некоторым «затормаживанием» перемещения первой из них в результате формирования под палеорифтом астеносферного диапира на фоне общего направленного к северу движения Восточно-Европейской литосферной плиты. Поэтому в северной части палеорифта абсолютно преобладали напряжения расширения, а в южной происходило сложное сочетание процессов как расширения, так и сжатия.

Приведенные материалы подтверждают концепцию структурной расчлененности литосферы, которая основана на признании большой роли в ее строении физико-химических неоднородностей [9, 10]. Принципиально новые данные о глубинном строении Припятского прогиба, полученные в результате работ ГСЗ-МОГТ, позволили уточнить на этой основе его как тектоническое, так и нефтегеологическое районирование.

Литература

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.; Мир, 1985. 160 с.
2. Вольвовский И. С., Бакман П. М. Исследование строения земной коры методом ОГТ. Обзор ВИМС. М., 1982. 38 с.
3. Гарецкий Р. Г., Боборыкин А. М., Богоино В. А. и др. Глубинные сейсмические зондирования на территории Белоруссии//Геофиз. журн. 1986. Т. 8. № 4. С. 3—8.
4. Заляев Н. Э., Кононов А. И., Дробышева В. Г. Оценка палеотермобарических условий по результатам ГИС//Геология нефти и газа. 1985. № 8. С. 26—28.
5. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геонимическая характеристика Западной Евразии. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 241 с.

6. *Махнач А. С., Урьев И. И., Кручек С. А. и др.* Девонская межсолевая толща Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1981. 220 с.
7. Палеотектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
8. *Пархомов М. Д.* Тепловой режим Припятского прогиба//Сейсмологические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124—130.
9. *Пейве А. В.* Геология раздела Мохоровичича//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7—13.
10. *Пуцаровский Ю. М.* Крупные неоднородности в земной коре и их возможные интерпретации//Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
11. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
12. *Соллогуб В. Б.* Земная кора Украины//Геофиз. журн. 1982. № 4. С. 3—34.
13. Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 208 с.
14. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
15. *Bally A. W., Bernoulli D., Davis G. A., Montadert L.* Listric normal faults//Oceanologica acta. 1981. N SP. P. 87—101.
16. *De Charpal O., Cuennoc P., Montadert L., Roberts D. G.* Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay//Nature. 1978. N 2682. P. 706—741.
17. *Lowell J. D., Genik G. J.* Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea//Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 1972. V. 56. P. 247—259.
18. *Montadert L., De Charpal O., Roberts D. et al.* Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes//Maurice Ewing series 3. Amer. Geophysical Union. Wash. 1979. P. 154—186.
19. *Shelton J. W.* Listric Normal Faults: An illustrated summary//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1984. V. 68. N 7. P. 801—815.
20. *Suess E.* The face of the Earth. Oxford, 1909—1914. V. IV.

Институт геохимии и
геофизики АН БССР;

Поступила в редакцию
8.IX.1987

Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Минск

УДК 551.242.3(235.216)

ЯБЛОНСКАЯ Н. А.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЭТАПЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

В формировании современной структуры Южного Тянь-Шаня основную роль сыграли два этапа деформаций сжатия. В течение позднего палеозоя была создана складчато-покровная структура палеозойских толщ. За новейший тектонический этап палеозойские породы совместно с мезозойско-кайнозойскими осадками были вовлечены в северо-вергентные складчато-сдвигонадвиговые деформации. Предложен новый принцип тектонического районирования территории киргизской части Южного Тянь-Шаня, основанный на выделении складчатых тектонических чешуй олигоцен-четвертичного возраста.

Изучение тектоники Южного Тянь-Шаня началось еще в конце прошлого века, и с тех пор до настоящего времени вопросы тектонического строения и история развития этого региона являлись предметом острых дискуссий.

Наличие структурного несогласия между палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями, молассовых комплексов позднепалеозойского и неоген-четвертичного возраста дало основание к выделению двух основных эпох складчатости в истории тектонического развития Южного Тянь-Шаня: позднегерцинской и альпийской. Проявление интенсивных альпийских деформаций, выраженных в контрастном рельефе, вызвало в первые десятилетия нашего века большой интерес к молодой тектонике. Сведения о молодых и древних отложениях и деформациях собирались с одинаковым подходом и вниманием и анализировались в неразрывной связи друг с другом. В это время сформировались различные точки зрения на тектонику Южного Тянь-Шаня, которые в том или ином виде существуют и продолжают развиваться до настоящего времени. Противопоставлялись идеи о складчатой и глыбовой природе альпийских структур, о преобладающей роли горизонтальных и вертикальных движений при их формировании, о первичности и вторичности дуг Тянь-Шаня, о наличии и отсутствии перестройки древнего структурного плана в альпийскую тектоническую эпоху, о резком различии и сходстве альпийской структуры Памира и Южного Тянь-Шаня.

Идеи о глыбовом характере альпийской тектоники высказывались В. А. Обручевым, К. Леуксом и некоторыми другими исследователями, считавшими, что хребты и впадины Тянь-Шаня являются различно поднятыми глыбами древнего пенеплена и что альпийское горообразование выразилось лишь в вертикальных движениях. Д. В. Наливкин в своей работе по региональной структуре Туркестана [11] выделил Южный Тянь-Шань как область герцинской (с направлением движения с севера), а Памир — альпийской (с направлением движения с юга) складчатости с контактом между ними типа гигантского шарьяжа (Памира на Алай). Д. И. Мушкетов проводил границу между южной альпийской и северной герцинской системами, в отличие от Д. В. Наливкина, севернее Ферганы. Он считал, что Алай, как и Памир, испытал третичные складкообразования, может быть, в меньшей мере, и лишь севернее параллели 40°30' наблюдается значительное изменение общего характера альпийской тектоники [10]. Д. И. Мушкетов отмечал широкое развитие на Южном Тянь-Шане четвертичных чешуйчатых надвигов, которые наблюдаются не только там, где есть мезозойские отложения, но и внутри палеозойских толщ и являются структурами поверхностными, выполаживающимися с глубиной. Впервые описав Ферганскую горизонтальную

флексуру-сигмоиду, не зная еще о существовании Талассо-Ферганского сдвига, которому эта структура обязана своим происхождением, он писал: «Сближение, надвигание всего Южного Тянь-Шаня (вместе с Памиро-Алаем) на Северный, которое можно назвать сусамырским, . . . находится в тектонической связи с Ферганской сигмоидой, большими алайскими и заалайскими надвигами, общей изогнутостью памирских дуг к северу и синтаксисом Джелама» [10, с. 122].

Э. Арган в своей работе «Тектоника Азии» [1] выдвинул теорию образования альпийской складчатости Азии в результате горизонтального сжатия при сближении двух континентальных масс: Индо-Африки и старой Евразии. Он выделил два типа складок — глубинные складки основания и располагающиеся над ними складки покрова, назвав подобную структуру проявлением орогенеза. «Целые цепи огромной высоты и со значительными шарьяжами, — писал он, — образуются таким образом *без геосинклинали* (курсив автора), на континентальных площадях» [1, с. 54]. В. А. Николаев признавал доминирующую роль сжатия при формировании альпийской структуры Тянь-Шаня, глубокое и принципиальное отличие ее от глыбовой, на что указывает, по его мнению, слабое развитие процессов новейшего вулканизма, а также характерные структурные формы [12].

Из исследований того периода, непосредственно относящихся к Южному Тянь-Шаню, необходимо упомянуть также работы В. Н. Вебера, А. П. Марковского. В. Н. Вебер, проводивший детальные геологические исследования в предгорьях Туркестано-Алая при сравнительном анализе проявленных в регионе фаз складчатости, в том числе герцинской и несколько циклов альпийской, отмечал: «Альпийская постплиоценовая складчатость выражена наиболее резко и определенно. Эта складчатость... сказывается не только на мезо-кайнозойских отложениях, но и на палеозое» [3, с. 423]. Этот исследователь на основании анализа разрывов и деформаций кайнозойских моласс выделил несколько фаз альпийской складчатости, отметив, что на Тянь-Шане тектонические движения происходят на наших глазах и даже террасы образуют антиклинали [3]. А. П. Марковский в результате исследований восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системы делал вывод, что тектоническое строение этого региона обязано интенсивному проявлению и варисцидской, и альпийской складчатости (с отсутствием перестройки структуры в смысле направления), и большое место уделил описанию четвертичных чешуйчатых надвигов и шарьяжей. Этот исследователь, как и Д. И. Мушкетов, настаивал на отсутствии резкой границы между Памиром и Алаем, считая, что строение Памира неоднородно, различие между отдельными зонами Памира значительно больше, чем между Памиром и Алаем [9].

По мере изучения геологии и тектоники Южного Тянь-Шаня исследования приобретали все большую специализацию, с одной стороны, по проблемам древней, с другой — молодой тектоники; вопросам их сопоставления отводилось мало внимания.

В послевоенные годы главным направлением исследований тектоники палеозоя стало тектоническое районирование, которое имело своим началом «схему распределения основных простираций» Д. В. Наливкина, охарактеризовавшего Южный Тянь-Шань как область сильного проявления герцинской и слабого — альпийской тектоники [11]. Далее эта работа шла по пути все более дробного расчленения на разновозрастные тектонические зоны, различающиеся историей развития. Большое внимание уделялось решению основных принципов зонального тектонического районирования на структурно-формационной и историко-геологической основе, наиболее полно разработанных Н. М. Сеницыным. Его построения лежат в основе всех последующих работ этого типа. Схемы тектонического районирования объединяла идея о существовании на Южном Тянь-Шане субширотно вытянутых зон — узких блоков земной коры, ограниченных глубинными или краевыми разломами и обладающих самостоятельным тектоническим развитием. В соответствии с при-

нятыми взглядами на строение складчатых областей был признан основным вертикальный характер тектонических движений.

Изучение альпийской тектоники Тянь-Шаня, за которой укрепился термин «новейшая тектоника», продолжалось в послевоенные годы в меньшем объеме. В основном оно заключалось в рассмотрении общих вопросов ее характера для всего Тянь-Шаня. Продолжали развиваться зародившиеся в начале века представления о складчатом и глыбовом характере молодых деформаций. В связи с этим рассматривался вопрос о генезисе складчатости в мезозойско-кайнозойских отложениях.

Представления Э. Аргана о складчатых формах альпийской тектоники были развиты С. С. Шульцем [16, 17 и др.]. Так как этот момент имеет принципиальное значение для дальнейшего развития взглядов на новейшую структуру Тянь-Шаня, остановимся на нем специально подробнее. С. С. Шульц писал: «Но особое значение для наших представлений имели работы Э. Аргана, который, опираясь главным образом на анализ тектоники Азии, дал общую схему развития складок основания (*plis de fond*) и складок покрова (*plis de couverture*). Последние он рассматривал как гравитационные складки, образующиеся в осадочном покрове (осадочном чехле) вследствие срыва и скольжения покрова (или его части) с крыльев складок основания» [17, с. 109]. Однако в работе Э. Аргана отсутствует понятие о гравитационной складчатости. Напротив, этот исследователь неоднократно подчеркивал, что одновременное образование и складок основания, и складок покрова обуславливают исключительно тангенциальные напряжения, и писал по сути о проявлении дисгармонии альпийских деформаций в различных горизонтах земной коры при столкновении современных континентальных плит. Он указывал, что и внутри осадочного покрова по пластичным слоям могут происходить горизонтальные срывы второго порядка. Одна из основных мыслей Э. Аргана: поднятия и понижения осей глубинных складок основания представляют собой только мало значительную вертикальную составляющую процесса складкообразования, основой которого являются крупные горизонтальные перемещения: «Глубинные складки образуют большие шарьяжи»,— писал он [1, с. 128]. С. С. Шульц же понимал складки основания как первичные эпейрогенические складки, складки покрова — как вторичную гравитационную складчатость. Понятие о горизонтальных перемещениях в его работах отсутствует, образующаяся при сжатии структура орогенических областей — складчато-блоковая. Таким образом, С. С. Шульц, применив терминологию Э. Аргана, вложил в нее принципиально иные понятия о характере орогенной структуры.

Идеи горизонтальных движений как первопричины альпийских деформаций утратили свой вес, утвердилось представление о главенствующей роли вертикально направленных сил.

С развертыванием детальных исследований с начала 60-х годов стало накапливаться множество фактов о налегании силурийских и девонских пород на каменноугольные, о широком развитии надвигов, покровов, крупных сдвиговых деформаций в структуре палеозойских толщ Южного Тянь-Шаня. Возродившиеся идеи мобилизма способствовали формированию новых представлений о тектоническом строении и истории развития региона в палеозое, которые к настоящему времени получили широкое распространение, хотя и несколько различаются по своему содержанию [2, 4, 13 и др.].

Изучение же новейшей структуры продолжалось с позиций фиксизма. В 60-х годах получили развитие структурно-геоморфологические методы исследования новейшей структуры Тянь-Шаня, в том числе изучение деформаций древних поверхностей выравнивания. Теоретической основой для этих методов в определяющей степени явилась модель орогенной структуры, предложенная С. С. Шульцем. В результате стало принято считать сводово-глыбовые воздымания большого радиуса кривизны основными формами эпиплатформенной орогенной структуры [6 и др.].

В последнее десятилетие в отечественной литературе стали появляться работы, в которых вновь говорится о решающей роли горизонтальных движений и тангенциальных напряжений в формировании новейшей структуры не только Памира или зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню, но и самого Тянь-Шаня [5, 7, 8, 15]. Однако представление о преобладании вертикальных движений в эпоху эпиплатформенного орогенеза настолько укрепилось, что в большинстве современных работ даже при признании ведущей роли субмеридионального сжатия предполагается все же реализация этих напряжений в вертикальные складчато-глыбовые перемещения [7, 8, 15].

*
*
*

В предлагаемой работе на основе совместного анализа деформаций палеозойских и мезозойских отложений киргизской части Южного Тянь-Шаня делается попытка пересмотра сложившейся точки зрения на характер новейшей структуры и роль этого этапа в формировании современного горно-складчатого сооружения.

Анализируя известные к настоящему времени представления [2, 4, 13] с привлечением данных собственных наблюдений, можно сделать следующие обобщенные выводы о последовательности формирования палеозойских толщ киргизской части Южного Тянь-Шаня и их структуре. Устанавливается в регионе наличие карбонатного комплекса девона — башкирского яруса среднего карбона (алайский тип разреза)¹, на котором без несогласия залегают флишоидно-олистостромовые отложения московского яруса среднего карбона (толубайская свита). Последние в свою очередь постепенно сменяются флишоидно-молассовыми отложениями среднего карбона — нижней перми.

Граница между флишоидно-олистостромовыми (по принятой терминологии — позднегеосинклинальными) и флишоидно-молассовыми (раннеорогенными) образованиями проводится условно внутри московского яруса среднего карбона. Их можно рассматривать в качестве единого комплекса, состоящего из флишоидного матрикса, грубеющего в верхних частях разреза, в котором присутствуют неравномерно распространенные на площади мелкие и крупные обломки, олистолиты, олистоплаки, покровы карбонатных, терригенных, эффузивных, метаморфических пород нижнего — среднего палеозоя и пород офиолитовой ассоциации. В верхних частях разреза этого комплекса количество чужеродных образований уменьшается, встречаются преимущественно олистолиты и фрагменты покровов карбонатного состава. Этот комплекс отложений, за неимением общепринятого термина, можно условно назвать покровно-флишоидным.

Тектонические покровы двигались в целом субпараллельно подстилающей поверхности карбонатного комплекса [2], однако как внутри них самих, так и в одновременно накапливаемом флишоидном матриксе образовывались мелкие хаотические или лежачие складки. В результате сформировалась автономная внутренняя структура покровно-флишоидного комплекса, закономерности которой устанавливаются не всегда однозначно, так как она изменчива по простиранию и в разрезе. Таким образом, восстанавливается непрерывный процесс осадконакопления в течение девона — ранней перми, завершившийся установлением континентальных условий развития региона. Начиная со среднего карбона, осадконакопление происходило в условиях субдукции и сопровождалось формированием пакетов тектонических покровов. Процессы шарьирования развивались до ранней перми включительно [13].

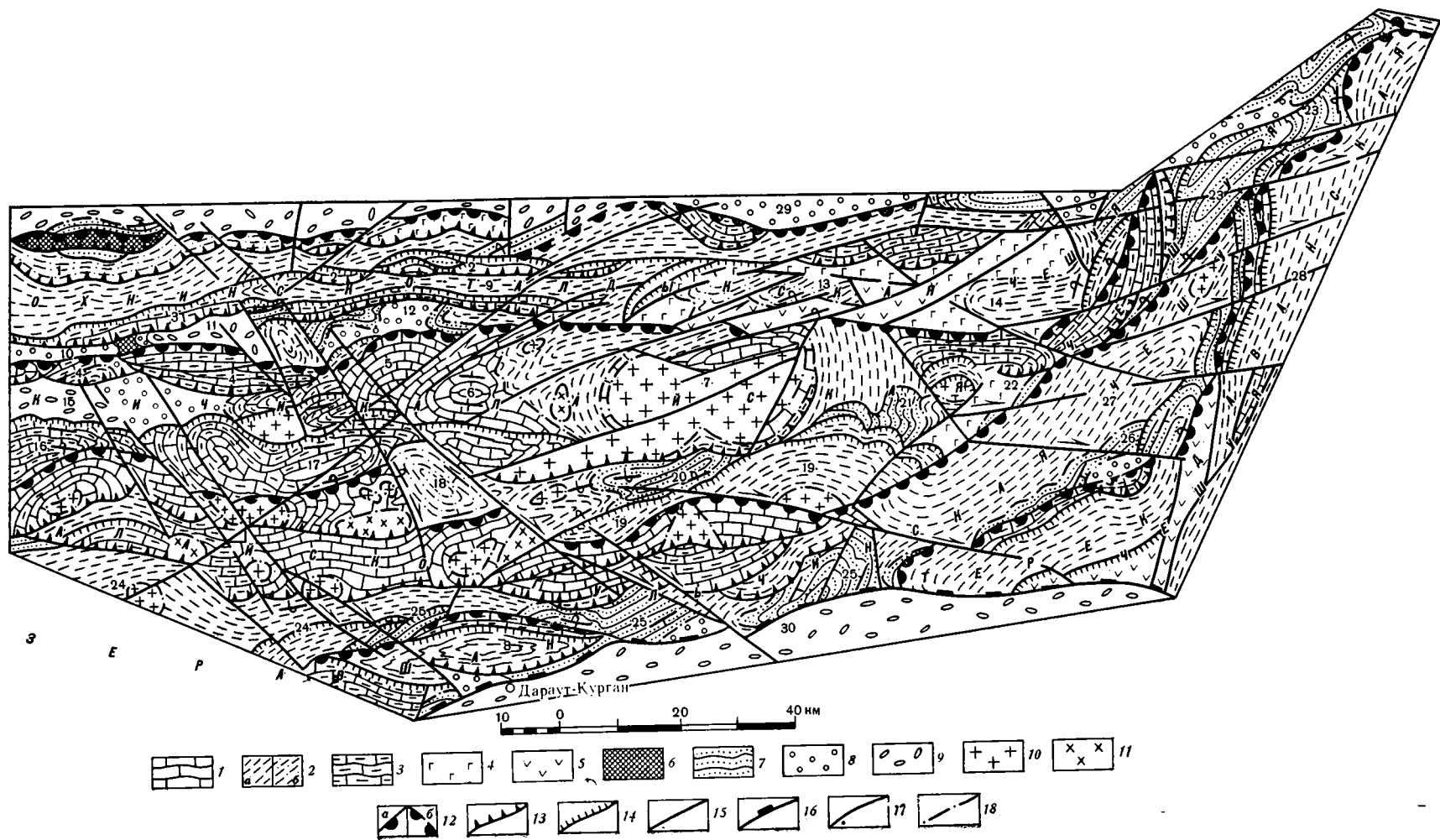
Накопившиеся отложения совместно с пакетами тектонических покровов смяты в субширотные анти- и синформы, вергентность которых, как

¹ В связи с тем что в регионе достоверно не установлены отложения, непосредственно подстилающие карбонатный комплекс в непрерывном разрезе, в работе развитие региона в раннем палеозое не рассматривается.

правило, не рассматривается исследователями, обсуждающими вопрос о направлении движения покровов в течение позднего палеозоя. Эти складки считаются вертикальными, как и сопряженные с ними продольные по отношению к складчатости разломы [2, 13]. Однако результаты проведенного в последние годы бурения в районе месторождения Кадамджай показали, что рассмотренные деформации, наложенные на покровные структуры в палеозойских толщах, являются складчато-надвиговыми и в пределах описываемого региона имеют северную вергентность. В отличие от автономной внутренней структуры покровно-олисто Stromового комплекса, складчато-надвиговые деформации имеют гораздо более упорядоченный характер. Их можно рассматривать как ряд наклоненных на юг складчатых тектонических чешуй субширотного простирания, прослеживающихся на сотни километров. Фронтальная часть каждой чешуи имеет антиклинальное, тыловая — синклинальное строение. Таким образом, каждая чешуя объединяет сопряженную структурную пару: антиформа — синформа или антиклиналоид — синклиналоид [13], т. е. представляет собой волну, движущуюся в северном направлении. В рассматриваемом регионе в качестве структур первого порядка нами выделяются четыре чешуи, разделенные чешуйчатыми надвигами с южным падением, по которым происходит надвигание каждой более южной чешуи на более северную. С севера на юг выделяются (рис. 1, 2): Охнинско-Талдыкская, Кичикалайская, Алайско-Гульчинская, Зеравшан-Терекдаванская чешуи [19]. Характерен заворот южного крыла тыловой синформы под надвигающейся с юга тектонической чешуей и образование к северу от надвига зоны запрокинутых синклиналей.

Таким образом, отчетливо проявлены два типа разновременных деформаций сжатия внутри палеозойских толщ: складчато-покровные и складчато-надвиговые. Если априори не учитывать возможных более поздних импульсов сжатия и ограничиться рассмотрением структуры только палеозойских толщ региона, то естественно предположить, что складчато-надвиговые деформации образовались в позднем палеозое, в конце или сразу после покровообразования, чем и завершился процесс формирования герцинской складчатой системы. Однако присутствие деформированных более молодых толщ, накопившихся здесь в течение мезозоя и кайнозоя, обязывает учитывать и кайнозойскую эпоху складчатости.

Изучение закономерностей структуры мезозойско-кайнозойских отложений показало, что они смяты конформно с палеозойскими, т. е. в равной степени участвовали в складчато-надвиговых деформациях. Крупные антиформы в палеозойских толщах являются одновременно выраженными в рельефе новейшими антиформными структурами, синформы соответствуют новейшим синформам. В крупные надвиговые деформации вовлечены и древние, и молодые толщи. В результате горообразования и денудации отложения мезо-кайнозоя, покрывавшие первоначально более значительные территории по сравнению с современным их распространением, сохранились лишь в тыловых синформах или оказались захороненными под надвинутыми тектоническими чешуями. Теперь они занимают закономерную позицию в складчато-надвиговой структуре региона, выполняя наиболее опущенные участки тыловых синформ и маркируя, таким образом, основные чешуйчатые надвиги. В относительно пологих тыловых синформах Охнинско-Талдыкской чешуи брахиморфный стиль складчатости имеют и палеозойские, и мезозойско-кайнозойские толщи. В наиболее сжатой Кичикалайской тыловой синформе пласты мезозойско-кайнозойских пород наряду с палеозойскими отложениями образуют зону запрокинутых, значительно деформированных синклиналей. В тыловой синформе Алайско-Гульчинской чешуи мезозойско-кайнозойские отложения совместно с палеозойскими вовлечены в мелкие чешуйчатые деформации. В антиформных частях чешуй отложения мезокайнозоя к настоящему времени не сохранились. Исключением составляет Хайдарканская фронтальная антиклиналь Кичикалайской чешуи, на восточном периклинальном погружении которой сохрани-



лись деформированные конформно с карбонатным комплексом палеозоя плиоцен-нижнечетвертичные конгломераты (см. рис. 2).

Из сказанного следует, что северо-вергентные чешуйчатые или складчато-надвиговые деформации — в определяющей степени принадлежность новейшей тектонической эпохи. При этом понятна их причина — давление с юга Индийской литосферной плиты на Евразийскую. Палеозойские отложения во время новейшего складкообразования ведут себя не как консолидированное жесткое основание, а складки мезозойско-кайнозойского чехла не являются гравитационными.

При движении тектонических чешуй к северу и формировании в их фронтальных частях антиклинальных валов на южных крыльях последних образуются взбросы и надвиги с встречным северным падением. В отличие от основных «чешуеобразующих» надвигов эти дизъюнктивные структуры прерывистые, более крутые, имеют меньшие амплитуды, хотя и обуславливают формирование частных складчатых структур с южной вергентностью (рис. 2). Возможно, образование встречных надвигов связано с гравитационным заваливанием фронтальных антиклиналей в обратную сторону от направления перемещения чешуй вследствие перетекания масс в их ядерные части, часто с образованием складок нагнетания. Присутствие встречных надвигов создает в приповерхностной структуре видимость дивергентности — надвигания антиклиналей на смежные синклинальные формы, что служило с начала века причиной дискуссий о направлении движений как в течение палеозойского, так и альпийского тектонических этапов. Однако закономерная северная вергентность складчатых форм первого порядка позволяет рассматривать и сопряженные с ними чешуйчатые надвиги с южным падением как основные элементы новейших дизъюнктивных дислокаций в пределах рассматриваемого региона, что подтверждается полученными в последние годы данными бурения.

Большое значение в формировании структуры региона играют сдвиги, с которыми связаны присдвиговые деформации относительного сжатия и растяжения и горизонтальные флексуры продольных складчато-надвиговых форм. Исследователи, занимающиеся тектоникой палеозойских толщ Южного Тянь-Шаня, связывают сдвиги и горизонтальные флексуры с заключительными циклами герцинского тектогенеза и считают их наложенными на систему субширотных вертикальных складок

Рис. 1. Структурно-формационная схема киргизской части Южного Тянь-Шаня
1 — карбонатный комплекс ($D-C_2b$); 2—6 — покровно-флишоидный комплекс: 2 — матрикс ($C_{2m}-T_1$) и покровы терригенных образований (S, D, C_1) нерасчлененные (a — нижние, флишоидные, b — верхние, флишоидно-молассовые части разреза), 3 — покровы карбонатных образований ($S-D, D-C_1$), 4 — покровы эффузивных образований (D), 5 — покровы метаморфических образований ($PCm?$), 6 — покровы ультрамафитов ($D?, C?$); 7 — терригенно-карбонатный комплекс (T_2-P_2); 8, 9 — молассовый комплекс: 8 — литифицированные толщи (P_3-Q_1), 9 — нелитифицированные толщи (Q_2-4); 10 — комплекс гранитов и гранодиоритов (C_2-P_1); 11 — комплекс щелочных гранитов (P_2-T_1); 12—16 — новейшие разломы: 12 — чешуеобразующие надвиги, разделяющие основные новейшие складчатые тектонические чешуи (a — выделяемые более и b — менее уверенно), 13 — встречные надвиги, разделяющие антиклинальные и синклинальные части тектонических чешуй, 14 — крупные чешуйчатые надвиги, осложняющие антиклинальные и синклинальные части тектонических чешуй, 15 — сдвиги со значительной амплитудой смещения, 16 — наложенный на чешуйчатые структуры взброс или подвиг, ограничивающий с севера Алайскую синклиналь; 17 — прочие разломы — взбросы, сбросы, сдвиги; 18 — границы между комплексами отложений и интрузивные контакты; 19 — элементы залегания. Цифры на схеме — названия складчатых структур. 1—8 — фронтальные антиклинали тектонических чешуй: 1 — Шуранская, 2 — Акташ-Боординская, 3 — Катран-Ярунгузская, 4 — Хайдаркан-Карадаванская, 5 — Карагандинская, 6 — Тегермачская, 7 — Кичикалайская, 8 — Дараут-Курганская; 9—30 — тыловые синклинали тектонических чешуй: 9 — Чаувайская, 10 — Сарталинская, 11 — Охнинская, 12 — Томашинская, 13 — Киргизатинская, 14 — Талдыкская, 15 — Хайдарканская, 16 — Терсейская, 17 — Аксейская, 18 — Сурметашская, 19 — Кичикалайская, 20 — Турруская, 21 — Ходжакейская, 22 — Мурдашинская, 23 — Джусалинская, 24 — Ходжаачканская, 25 — Шиманбельская, 26 — Гульчинская, 27 — Суфикурганская, 28 — Терекдаванская, 29 — Иски-Наукатская, 30 — Алайская

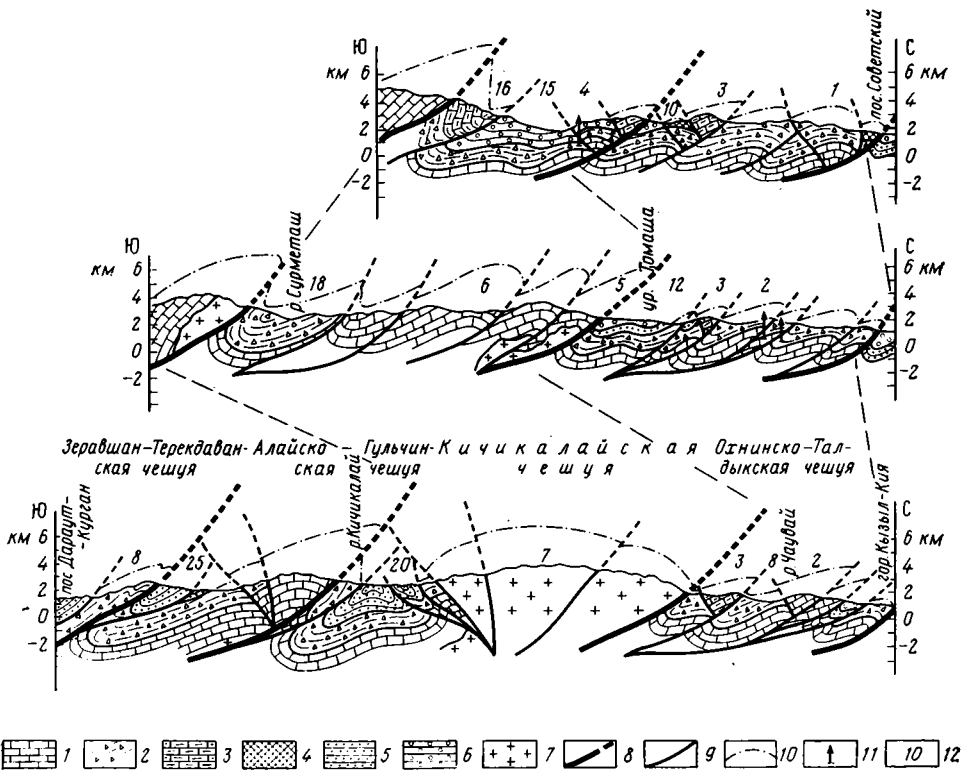


Рис. 2. Схематические геологические разрезы через Южный Тянь-Шань
 1 — карбонатный комплекс ($D-C_2b$), 2 — покровно-флишеидный комплекс: матрикс ($S_{2a}-T_1$) и фрагменты покровов терригенных и карбонатных нижне-среднепалеозойских образований, нерасчлененные; 3 — покровы карбонатных образований ($S-D, D-C$); 4 — покровы ультрамафитов ($D?, C?$); 5 — терригенно-карбонатный комплекс (T_2-P_2); 6 — молассовый комплекс (P_3-Q_4); 7 — комплекс гранитоидов (C_2-P_1); 8 — чешуеобразующие надвиги, разделяющие основные новейшие складчатые тектонические чешуи; 9 — прочие взбросы и надвиги; 10 — условные воздушные линии, отражающие предположительные деформации подошвы терригенно-карбонатного комплекса; 11 — скважины; 12 — цифровые обозначения складчатых структур (антиклиналей и синклиналей), пронумерованных на рис. 1

[2, 13]. Однако, во-первых, как было показано выше, субширотные деформации являются не вертикальными, а северо-вергентными складчато-надвиговыми, сформированными в течение новейшего этапа. Во-вторых, в регионе наблюдается тесный парагенез одновременно образованных надвиговых и сдвиговых дислокаций. Многие надвиги имеют сдвиговую составляющую движений, сдвиги — надвиговую. Весьма закономерны случаи плавных переходов сдвигов в надвиги (см. рис. 1). По сути новейшую структуру региона, образованную в континентальных условиях сжатия, следует называть складчато-сдвигонадвиговой. Одновременно формируются частные структуры растяжения — сбросы и раздвижки субмеридионального простирания. С ними, в частности, связаны грабен-долины рек, стекающих с Алайского хребта в Ферганскую долину.

Амплитуды перемещений по надвигам можно рассчитать при построении разрезов, зная мощности смещенных толщ. Вследствие того что висячие крылья надвигов на сводах фронтальных антиклиналей к настоящему времени денудированы и мезозойско-кайнозойские отложения и целиком или частично покровно-флишеидный комплекс, а первичное распределение их мощностей на площади могло быть неравномерным, величина смещений не может быть рассчитана строго. В исследованном регионе она в среднем составляет, по-видимому, 3—6 км (см. рис. 2). Оценка величины «размаха» вертикальных движений имеет

смысл только на основании представлений о вертикальных сводово-глыбовых воздыманиях как основных формах эпиплатформенной орогенной структуры. С точки зрения чешуйчатого характера новейших дислокаций нет необходимости рассуждать о вертикальной составляющей движений, тем более, что при ее расчете надо учитывать возможное сдвигание разреза фанерозойских толщ во фронтальных частях надвигов при надвигании одной чешуи на другую. Амплитуда сдвигов, фиксируемая по смещению в плане мезозойско-кайнозойских отложений, в пределах изученного региона достигает 15 км [18].

Чешуйчатый характер новейших дислокаций определяет несоответствие в плане и разрезе структуры поверхностных и более глубоких горизонтов земной коры, даже в пределах самого осадочного слоя (см. рис. 2). Фанерозойские толщи региона расчешуены и перемещены к северу относительно своего расположения к началу олигоцена. Сокращение ширины Южного Тянь-Шаня от олигоцена до настоящего времени оценивается нами приблизительно в 1,5—2 раза.

Результаты изучения новейшей структуры Южного Тянь-Шаня с геологических позиций входят в противоречие с традиционными представлениями о новейшей структуре региона, основанными на структурно-геоморфологических методах исследований.

Сделанные выводы о роли новейших складчато-сдвигонадвиговых деформаций в формировании структуры региона ставят новый вопрос: какое строение имели палеозойские толщи к началу мезозоя? Изложенный материал показывает, что резкое несоответствие структурных планов палеозойских и мезозойско-кайнозойских толщ касается в основном взаимоотношений последних с покровно-флишоидным комплексом, на котором молодые отложения преимущественно залегают, оказываясь то на самом матриксе, имеющем во многих случаях олистостромовый облик, то на фрагментах покровов различного состава и возраста. С кровлей же карбонатного комплекса мезозойско-кайнозойские отложения деформированы в целом конформно. Из этого следует, что в течение позднего карбона — ранней перми была создана автономная структура покровно-флишоидного комплекса, обусловленная спецификой его формирования; сам же карбонатный автохтон, на котором происходило осадконакопление и нагромождение покровов, так значительно не деформировался.

Деформации заключительного цикла герцинского тектогенеза, фиксируемые по присутствию верхнепермских — нижнетриасовых континентальных образований и щелочных гранитоидов этого же возраста, несомненно, затронули сформировавшийся континент. Об этом говорит, в частности, факт вывода в это время на поверхность верхнекарбонных — нижнепермских гранитоидов, на которых в некоторых местах залегают мезозойские отложения. Вопрос о характере тектонической структуры, образованной в течение этого тектонического цикла, остается открытым. Конформность в целом складчато-надвиговых деформаций палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений указывает на то, что тектонические движения поздней перми — раннего триаса сыграли подчиненную роль в формировании современной результирующей структуры региона по сравнению с предыдущим этапом покровообразования и новейшим этапом складчато-надвиговых деформаций. Отложения этого возраста, имеющие ограниченное распространение и незначительные мощности, по-видимому, образовывались в условиях ослабляющегося сжатия, когда на сформировавшемся низкогорном континенте шло заполнение немногих остаточных впадин.

Таким образом, фанерозойские отложения рассматриваемого региона подразделены нами на четыре комплекса, отражающих основные циклы тектонического развития региона: карбонатный ($D-C_2b$), покровно-флишоидный (C_2m-T_1), терригенно-карбонатный (T_2-P_2), молассовый (P_3-O_4).

Выделение основных, отражающих устойчивую смену осадконакопления, поверхностей раздела между формационными комплексами фанерозоя и сравнение их деформаций является единственным путем для

сопоставления складчато-надвиговой структуры палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений. При этом структура покровно-флишoidного комплекса рассматривается как автономная складчато-покровная. Подобный подход позволил уточнить возраст складчато-надвиговой структуры региона и установить, что формирование континентальной коры, сопровождающееся складчато-покровными деформациями и завершающаяся полной складчатостью не обязательно должны происходить близко одновременно в процессе общего скучивания, а могут быть значительно разделены во времени периодом относительного стабильного режима развития региона.

Необходимо подчеркнуть, что в работе речь идет именно о конформности деформаций в палеозойских и молодых толщах, а не об унаследованности новейших структурных форм. Понятие унаследованности предполагает гораздо более пологие структуры в мезозойско-кайнозойских отложениях, нежели в подстилающих их палеозойских, чего, как это видно из приведенных рисунков, в регионе не наблюдается. Вероятно, новейшие деформации в определенной степени подчинены предшествующему структурному плану. Однако представление о преимущественно унаследованном развитии новейших структур Тянь-Шаня следует, с нашей точки зрения, принимать с осторожностью, так как даже в течение кайнозоя здесь произошла некоторая перестройка структурного плана и, возможно, неоднократная. Кроме того, в позднем палеозое движение покровов шло с севера на юг [2, 13], а в новейшее время направление перемещения тектонических чешуй в исследованном регионе противоположное, северное. По-видимому, палинспастические реконструкции здесь следует начинать со снятия новейших складчато-сдвигонадвиговых деформаций. Вероятно, что в результате структура палеозойских толщ представится существенно отличной от той, что мы наблюдаем в настоящее время, не говоря об удвоении ширины современного Южного Тянь-Шаня и возможном значительном смещении его в целом к югу, так как «разглаживание» складчато-сдвигонадвиговой структуры надо начинать гораздо севернее рассматриваемого региона в направлении к южному краю Евразийской литосферной плиты. При этом могут выявиться изменения предшествующего структурного плана, которые, как указывает В. Е. Хаин, «...имеют своим источником реорганизацию системы плит, изменение плана их расположения, рисунка границ и направления движения. То, что такая реорганизация совпадает во времени с началом заключительного орогенеза очередного тектонического цикла, подтверждает пример раннего кайнозоя, точнее, рубежа эоцена — олигоцена, с которого и начался новейший этап тектонического развития Земли [14, с. 10]. В частности, о роли этого этапа в формировании структуры региона и возможном изменении позднепалеозойского структурного плана идет речь в настоящей работе.

Представления об унаследованном развитии новейших тектонических структур имеют широкое распространение и априори принимаются исследователями, изучающими древние структуры, палеогеодинамические обстановки, трансрегиональные зоны долгоживущих разломов с помощью космических снимков, на которых изображена выраженная в рельефе новейшая структура и новейшая геодинамика. Действительно, объяснить выраженность древних структур в современном рельефе можно только унаследованностью развития, однако корни этого распространенного объяснения надо искать в фиксистских представлениях, так как новая глобальная тектоника, предполагающая реорганизацию системы плит, входит в противоречие с понятием повсеместной унаследованности более древних структур более молодыми.

Литература

1. Арган Э. Тектоника Азии. Пер. с фр. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935. 191 с.
2. Буртман В. С. История деформаций в палеозойских складчатых системах//Тектоника варисцид средней Европы и СССР. М.: Наука, 1977. С. 173—196.

3. Вебер В. Н. Южная Фергана//Геология Узбекской ССР. Т. 1. Л.; М.: Изд-во ком. наук УзССР, 1937. С. 392—427.
4. Вихтер Б. Я., Шер С. Д. К истории геологического развития Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы//Геотектоника. 1980. № 3. С. 72—85.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
6. Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника Киргизской ССР//Геология СССР. Т. XXV. Кн. 2. М.: Недра. 1972. С. 249—271.
7. Кучай В. К. Современная геодинамика Среднеазиатского региона//Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 15—17.
8. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 170 с.
9. Марковский А. П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня//Научные итоги ТПЭ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 219—277.
10. Мушкетов Д. И. Тектоника Средней Азии. Ташкент: Гос. изд-во УзССР, 1936. 133 с.
11. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва: Туркпечать, 1926. 184 с.
12. Николаев В. А., Вендланд К. Н. Материалы по петрологии Памира//Тр. Таджикской комплексной экспедиции. Вып. 7. Л.: ОНТИ — Госгеолтехиздат, 1934. С. 79—90.
13. Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов Южного Тянь-Шаня//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 145—149.
14. Хаин В. Е. Орогенез и тектоника плит//Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. МГК. 26-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 5—15.
15. Чедия О. К. Новейшая тектоника Памиро-Тянь-Шаньского сектора//Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 145—149.
16. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ — Географгиз, 1948. 223 с.
17. Шульц С. С. Тектоника земной коры. М.: Наука, 1973. 272 с.
18. Яблонская Н. А. Об альпийских горизонтальных движениях на Южном Тянь-Шане//Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 8. С. 48—54.
19. Яблонская Н. А. Роль олигоцен-четвертичных складчато-надвиговых деформаций в формировании структуры Южного Тянь-Шаня//Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 9. С. 162—166.

ПГО «Аэрогеология»
Москва

Поступила в редакцию
5.XII.1986

УДК 551.242.21 (265.5)

ТЕРЕХОВ А. А., ШИМКУС К. М.

**МОЛОДЫЕ ОСАДКИ И НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
В ПРИКРЫМСКОЙ И ПРИКАВКАЗСКОЙ ЗОНАХ
ЧЕРНОМОРСКОЙ ВПАДИНЫ**

В результате детального сейсмопрофилирования МОВ — ОГТ с применением современных методов обработки данных установлено, что в прикрымской и прикавказской зонах Черноморской впадины развиты нормальные, а не диапировые складки и их происхождение связано с тангенциальным сжатием. По характеру строения и положения складок выявлен надвиговый характер сочленения Горного Крыма и осадочных образований глубоководной впадины, а также молодые латеральные подвижки погребенного Восточно-Черноморского поднятия под Кавказ.

Зоны развития молодых складчатых деформаций в прикрымской и прикавказской зонах Черного моря впервые выделены и изучены сейсмическими методами с использованием многоканальной аппаратуры непрерывного акустического профилирования («АНАПА») в 1968—1971 гг. [2, 6, 8]. Полученные в те годы первые временные разрезы позволили достаточно уверенно наметить области морского продолжения типичных структур Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма, а также закартировать зоны развития молодой складчатости. В этих районах были установлены многочисленные линейные асимметричные складки, наклоненные или запрокинутые в сторону глубоководной области Черного моря. Наиболее полно они были изучены в прикавказской части, где их формирование связывалось с теми же тектоническими процессами, которые обусловили современную изоклинально-чешуйчатую структуру Северо-Западного Кавказа. Однако впоследствии эти складки начали рассматриваться как диапировые. Их природа связывалась с плотностной инверсией майкопских глин (олигоцен — нижний миоцен), прорвавших перекрывающие их более поздние отложения [9]. В последнее время целенаправленные сейсмические исследования зоны кавказского и крымского морских склонов с применением современной аппаратуры и технологии наблюдений позволили получить качественно новые материалы по строению осадочного чехла (рис. 1). Раскрытию особенностей морфологии молодых складок способствовало также использование нестандартных процедур обработки на ИВЦ, в том числе процедуры «миграции». Для получения нижних частей геологического разреза использовались удлиненные до 2400 м 24-канальные приемные устройства. Выбранная система наблюдений по профилям позволяла реализовать 24-кратное суммирование по общей глубинной точке (ОГТ). При длительности сейсмической записи 10 с и расстоянии между трассами ОГТ в 50 м на временных разрезах запись выводилась в сжатом до 4—5 раз по горизонтали виде (рис. 2). Освещение деталей верхней части разреза (до 2—3 км) проводилось путем резкого увеличения плотности наблюдений по профилям. При этом использовались 24-канальные приемные устройства длиной 600 м и более высокочастотные излучатели. Система наблюдений по профилям в этом случае позволила осуществить 12-кратное суммирование. Последнее дало возможность получить не только точную конфигурацию складчатых деформаций, но и выявить особенности их внутреннего строения. Все эти новые данные заставляют снова вернуться к вопросу о генезисе молодых складчатых образований в рассматриваемых частях Черного моря.

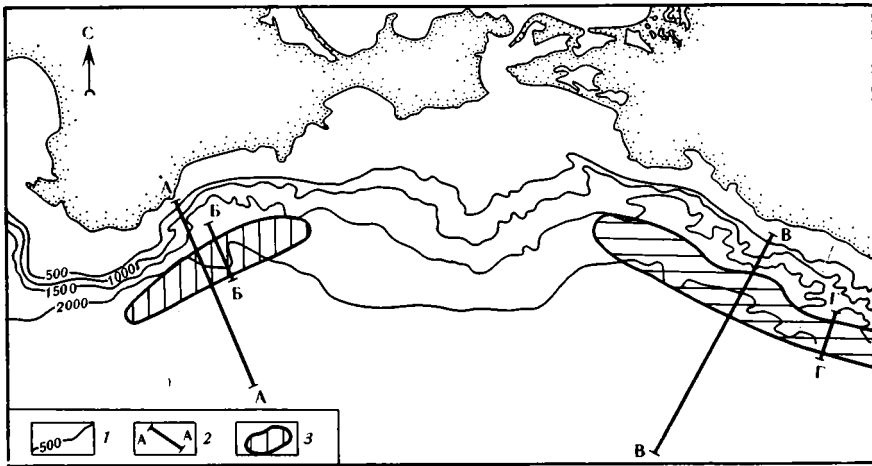


Рис. 1. Схема расположения сейсмологических разрезов
1 — изобаты, м, 2 — профили МОВ—ОГТ, по которым составлены сейсмологические разрезы, 3 — области максимального развития неоген-четвертичной линейной складчатости

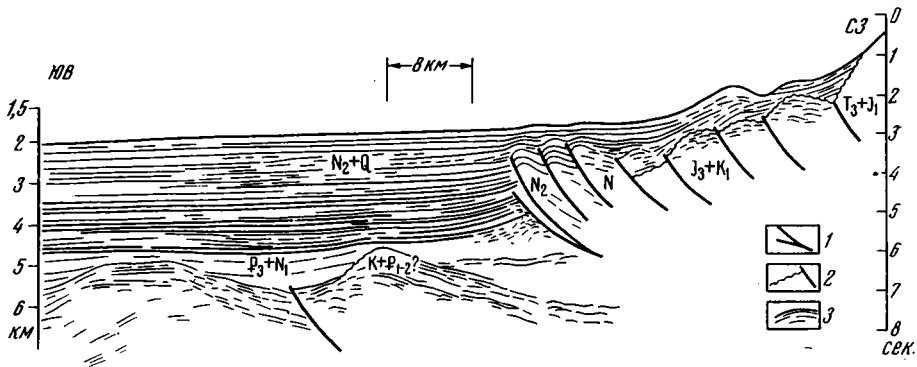


Рис. 2. Сейсмологический разрез по линии А—А (см. рис. 1). Использован «немигрированный» временной разрез
1 — разрывные нарушения, 2 — эрозионные поверхности, 3 — отражающие границы или отдельные площадки

ПРИКРЫМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Особенности строения и характер сочленения структур морского продолжения Горного Крыма с геологическими образованиями Черноморской впадины наиболее полно проявляются на сейсмических материалах МОВ—ОГТ в районе, примерно ограниченном меридианами мысов Ай-Тодор и Меганом. На сейсмогеологическом разрезе, составленном на основе временного разреза МОВ—ОГТ, в диапазоне записи отраженных волн 5—10 с по профилю, пересекающему склон у гор. Гурзуфа и смежную часть абиссальной области (см. рис. 2), в левой части фиксируются крупные положительные структуры основания Черноморской впадины. Они представляются нам раздробленными блоками некогда единого массива, один из которых на восточном берегу Черного моря называют Грузинской глыбой. В строении блоков основания Черноморской впадины, расположенных ближе к ее периферийной зоне, могут принимать участие вулканогенно-осадочные образования мезозоя и сравнительно маломощные субплатформенные отложения палеоцена — эоцена. В центральных частях восточной половины Черноморской впадины отмеченные образования скорее всего отсутствуют [7]. Верхний структурный этаж глубоководной котловины представлен мощной толщей практически недислоцированных отложений возрастом от олигоцена до настоящего вре-

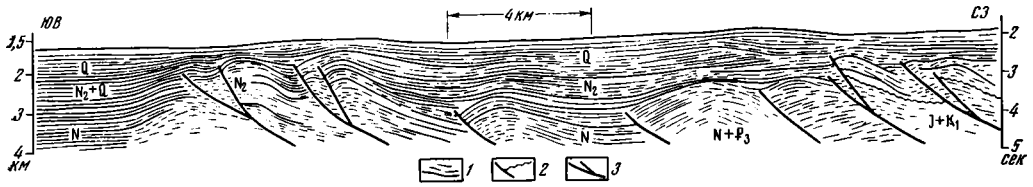


Рис. 3. Сейсмологический разрез по линии Б—Б (см. рис. 1). Использован «мигрированный» временной разрез. Условные обозначения см. на рис. 2

мени. В правой части рассматриваемого разреза (см. рис. 2) отражено морское продолжение структур Горного Крыма, детали не просматриваются, но в центральной части разреза наглядно вырисовывается картина поддвига блоков основания Черноморской впадины под морское продолжение структур Горного Крыма, а также складчатые структуры в молодых отложениях, в целом маркирующие зону поддвига.

Детали строения этих структур представлены на рис. 3. В зоне поддвига на временных разрезах, выполненных с использованием «миграции», четко отображаются асимметричные складки, наклоненные к югу и юго-востоку и связанные с системой надвигов. Максимально они развиты в описываемом центральном районе прикрымской части Черного моря (см. рис. 1). На временных разрезах рис. 3 можно установить закономерность, согласно которой отложения, участвующие в строении внешних складок, по мере приближения к берегу все менее дислоцированы. Эта закономерность свидетельствует о том, что в направлении к центральной части Черноморской впадины происходит процесс омоложения складчатости, т. е. складки «наращиваются» со стороны подвигающихся блоков. Севернее зоны молодой складчатости выделяется полоса шириной более 10 км (см. рис. 2) иного геологического строения. В ее пределах на временных разрезах проявляются два структурных этажа. Нижний из них характеризуется развитием надвиговых структур или системы надвинутых друг на друга чешуй, подвергшихся эрозии и дальнейшему захоронению. Все они наклонены или надвинуты к югу или юго-востоку. В их строении, по нашей интерпретации, вероятнее всего, принимают участие отложения средней — верхней юры и нижнего мела, которые, по-видимому, надвинуты здесь на верхнемеловые и палеогеновые отложения. Верхний структурный этаж представлен практически недислоцированными неоген-четвертичными осадками. Они смяты в складки лишь во внешней части складчатой зоны.

В прибрежной полосе, в области резких уступов склона котловины, сейсмическая запись отсутствует. По данным драгирования [10], на дне моря обнажаются интенсивно перемятые отложения таврической серии, а также среднеюрские эффузивы. Начиная с глубин моря порядка 1000 м, они перекрываются толщей недислоцированных отложений, быстро возрастающих в мощности к югу (см. рис. 2, 3). Верхняя часть этой толщи (до 1000 м) представлена плиоцен-четвертичными отложениями. Нижняя, выполняющая межблоковые участки, — отложениями миоцена.

К западу от меридиана мыса Ай-Тодор полоса развития таврической серии расширяется до 50 км и более, что и определяет в этом районе особенности сейсмических записей. Развитые во внешней зоне складки там детально не изучены, как в рассмотренном выше районе. На временных разрезах, подобных представленным на рис. 2, они близки по строению и, надо полагать, имеют ту же тектоническую природу. На востоке полоса развития образований таврической серии пересекает береговую линию, в области Судакского синклиория они надвинуты на более молодые отложения [5].

Таким образом, на сейсмических материалах проявляется надвиговый характер сочленения структур погруженной области Горного Крыма и образований глубоководной впадины, представленных системой наклоненных к югу и юго-востоку асимметричных складок. Их южные и юго-восточные крутые или даже подвернутые крылья ограничиваются

разрывными нарушениями, образующими систему надвигов, которые с глубиной выколачиваются и, частично объединившись, уходят в зону поддвига.

ПРИКАВКАЗСКАЯ ОБЛАСТЬ

Зона складчатости Прикавказской области охватывает склон и смежные участки абиссали от г. Анапы до г. Сочи и достигает максимальной ширины (до 50 км) на участке от Геленджика до Туапсе.

Во внешней части этой зоны развиты главным образом асимметричные складки, наклоненные или запрокинутые в сторону центральной части глубоководной котловины. Практически все они имеют надвиговый характер (рис. 4—6). Встречаются также складки, южные и юго-западные крылья которых трудно наметить на временных разрезах. В этом случае мы имеем дело либо с изоклинальным (опрокинутым) типом складок, либо с односторонне вздернутыми блоками, надвинутыми к югу и юго-западу на практически недислоцированные отложения (рис. 7). Ближе к прибрежной зоне в отдельных случаях фиксируются симметричные горст-антиклинали (см. рис. 5) и гребневидные складки. В прибрежной полосе наиболее широко развиты односторонне вздернутые и надвинутые к югу и юго-западу блоки или чешуи (см. рис. 5). Здесь же, по материалам сейсмических исследований, нами предполагается развитие и покровных структур. Судя по береговому обнажениям и результатам изучения коренных пород на подводном склоне [10], эти структуры сложены преимущественно отложениями палеоцена — эоцена. В строении же закартированных здесь асимметричных антиклиналей, вероятнее всего, участвуют неогеновые отложения глубоководной Черноморской впадины (см. рис. 4, 5). По мере приближения к берегу их возраст удревняется. Отложения майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен) развиты в центральных частях описываемой складчатой области и частично перекрыты надвигами и покровами прибрежной полосы. Граница между различными типами структур имеет в плане ломаный контур с резкими изгибами, приуроченными к поперечным разломам.

На западе все рассмотренные типы складчатых структур прикавказской зоны моря прекращают следовать у г. Анапы, где намечают Джигинский глубинный поперечный разлом, а на востоке — в районе Курджипского поперечного разлома, где область складчатости сужается до ширины верхней части узкого и крутого склона, переходя в Сочи-Адлерскую депрессию на берегу. Это район преимущественного развития олигоцен-неогеновых отложений. Все закартированные структуры между Джигинской и Курджипской поперечными зонами глубинных разломов имеют субширотное простирание, реже северо-запад — юго-восточное и связаны с системами взбросов и надвигов тех же простираний.

По материалам МОВ—ОГТ установлено, что зона молодой складчатости тяготеет к полого наклоненному в сторону Кавказа Восточно-Черноморскому поднятию, погребенному здесь под слоем неоген-четвертичных отложений (см. рис. 4). Оно представляет собой западное продолжение Грузинской глыбы [1]. Появление зоны молодых линейных складок, наклоненных в сторону глубоководной области, вероятно, связано с латеральными подвижками Восточно-Черноморского поднятия, часть которого уже пододвинута под Северо-Западный Кавказ. Хотя на временных разрезах величину поддвига можно оценить в ряде мест лишь до 5—15 км, масштабность этого явления, надо полагать, существенно больше. В верхней части геологического разреза полоса подвигов отражается в виде уже отмеченных надвиговых структур неогенового и раннечетвертичного возраста. Внешняя зона молодой складчатости и полоса поддвига на глубине образуют единую сложно построенную шовную зону между типичными флишевыми структурами Северо-Западного Кавказа и морским продолжением Грузинской глыбы. По своему строению она представляет собой практически полный аналог блока основания Черноморской впадины у Горного Крыма (см. рис. 2, 4).

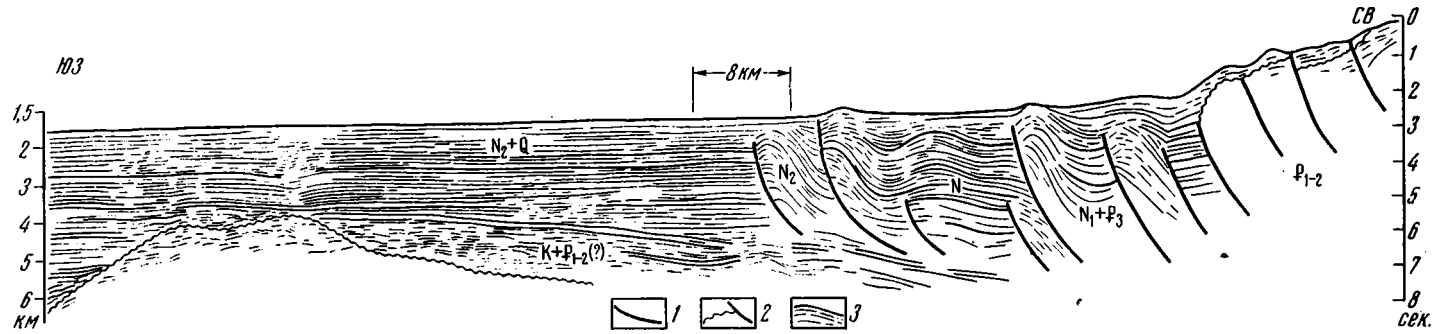


Рис. 4. Сейсмологический разрез по линии В—В (см. рис. 1). Использован «немигрированный» временной разрез. Условные обозначения см. на рис. 2

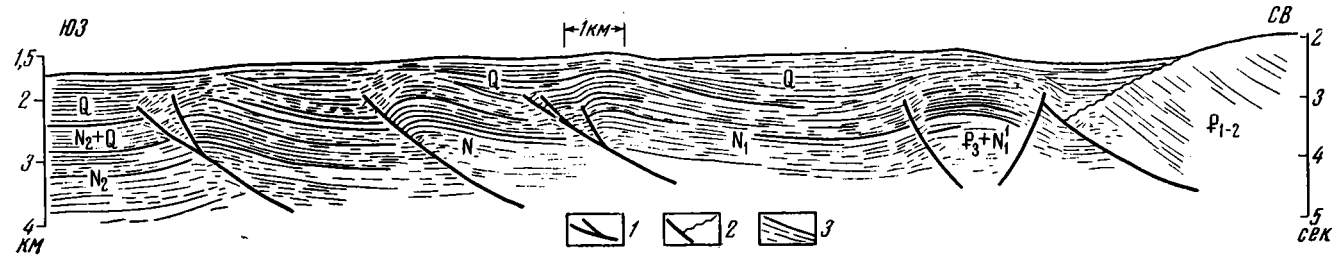


Рис. 5. Сейсмологический разрез по линии Г—Г (см. рис. 1). Использован «мигрированный» временной разрез. Условные обозначения см. на рис. 2

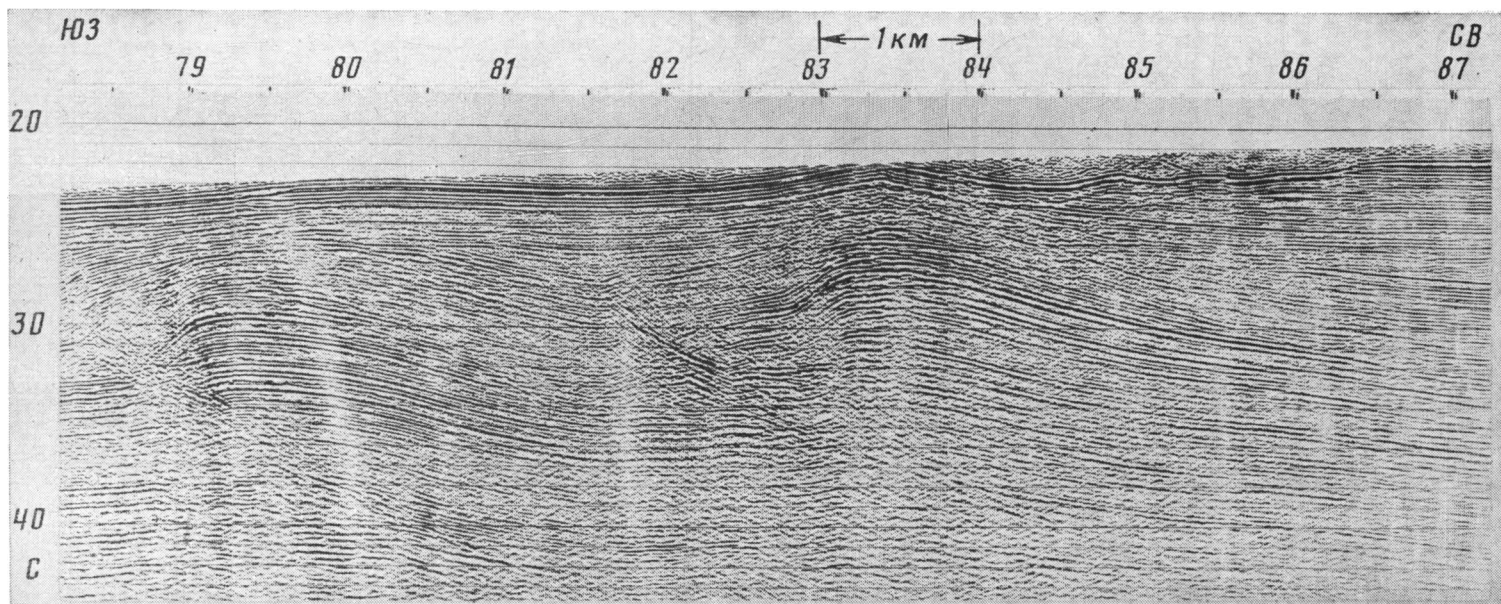


Рис. 6. Фрагмент «мигрированной» сейсмической записи по линии Г—Г

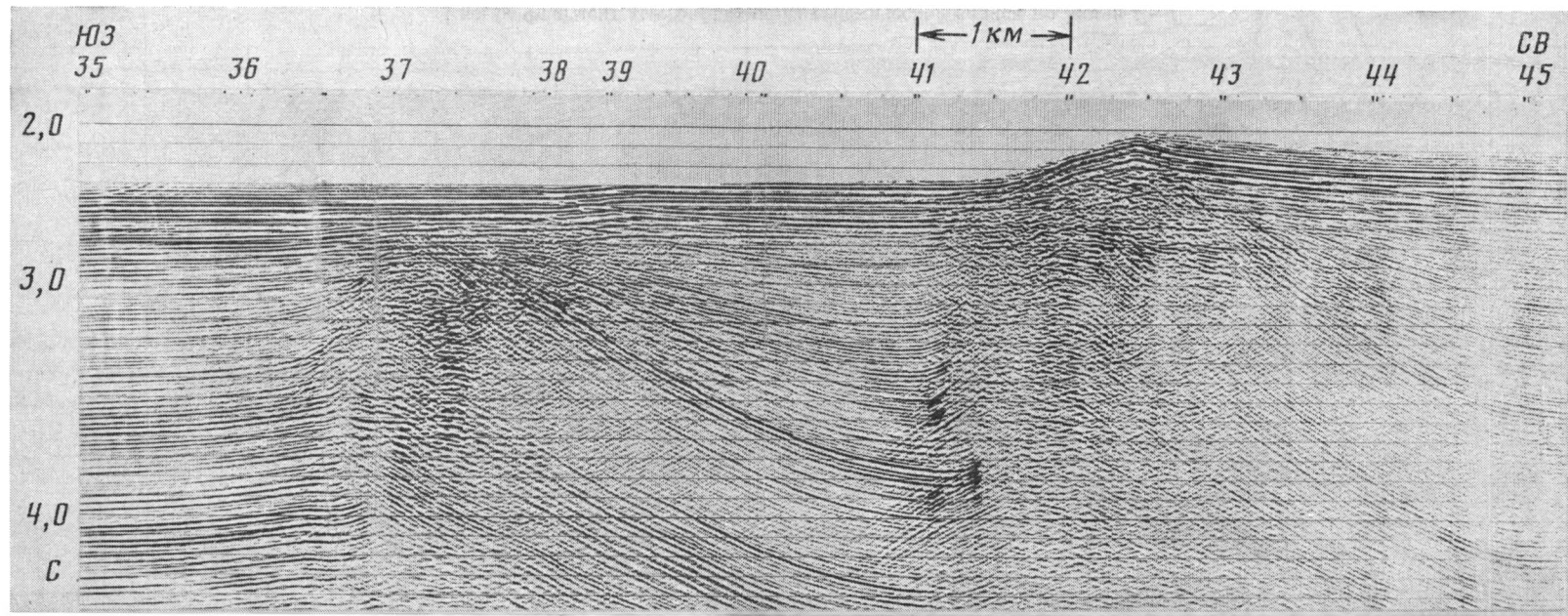


Рис. 7. Фрагмент «мигрированной» сейсмической записи во внешней зоне молодой складчатости прикавказской части Черного моря

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучая особенности строения складчатых структур южного склона Большого Кавказа и объясняя в целом его асимметрию, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [4] уже давно пришли к заключению о возможном механизме поддвига Грузинской глыбы к северу под Большой Кавказ. Наши материалы позволяют протрассировать зону поддвига в море вплоть до Крыма, что свидетельствует о региональном характере этих процессов. Хотя на Керченско-Таманском участке складчатые деформации в пределах современного склона не обнаружены, однако они развиты в зоне современного шельфа, где смяты олигоцен-неогеновые отложения, выполняющие погребенный прогиб.

Надвиговой характер сочленения Горного Крыма с Черноморской впадиной позволяет рассматривать Крымский мегантиклинорий как асимметричную структуру, которая продолжает развиваться в позднем кайнозое как приподнимающийся односторонний блок.

Литература

1. *Исмагилов Д. Ф., Терехов А. А.* Строение осадочного чехла прикавказской части Черного моря//Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 424—426.
2. *Маловицкий Я. П., Терехов А. А.* Новые сведения о структуре мезозойско-кайнозойских образований в прикавказской части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ)//Морская геология и геофизика. 1972. Вып. 3. С. 94—111.
3. *Маловицкий Я. П., Терехов А. А., Шимкус К. М.* Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое//Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979. С. 7—25.
4. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 355 с.
5. *Муратов М. В.* Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. Геология Крымского полуострова. М.: Недра, 1973. 191 с.
6. *Терехов А. А., Халалев Е. М., Маловицкий Я. П.* Новые данные о геологическом строении Прикавказского континентального склона Черного моря//Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 2. С. 174—177.
7. *Терехов А. А.* О характере распределения мезозойских отложений в восточной глубоководной части Черного моря//Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 454—456.
8. *Терехов А. А.* Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря//Геотектоника. 1979. № 2. С. 108—120.
9. *Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины//Сов. геология. 1979. № 7. С. 72—86.
10. *Шимкус К. М., Маловицкий Я. П., Шуменко С. И.* Коренные породы со дна Черного моря//Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Наука, 1979. С. 26—44.

Южное отделение
Института океанологии АН СССР
Геленджик

Поступила в редакцию
2.11 1987

УДК 551.242.22(729.1)

НЕКРАСОВ Г. Е., ОРО Х., СОКОЛОВ С. Д.,
ФЛОРЕС Р., ШАВЫРИНА М. В.

ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ КУБЫ

Офиолиты Восточной Кубы включают две ассоциации. Первая, ультрабазит-габбро-базальтовая, входит в состав позднемезозойского офиолитового пояса и рассматривается традиционно в качестве фрагментов Северо-Кубинских океанических структур. Вторая, ультрабазит-флишево-олистостромовая, характеризует разрез поперечного кампан-палеоценового прогиба Кауто — Нипе. Этот прогиб возник одновременно с раскрытием Юкатанской впадины на продолжении палеотрансформного разлома Атлантики. В отличие от ультрабазитов офиолитовой ассоциации, выведенных в верхние горизонты коры в форме тектонических отторженцев океанической литосферы, внедрение дунитов и гарцбургитов ультрабазит-флишево-олистостромовой ассоциации произошло в форме горячего мантийного диапира. В процессе подъема к поверхности нагретый материал диапира вследствие термального «шока» и декомпрессии подвергся «дезинтеграции» и в виде экструзивной массы был выжат на поверхность, образовав среди флишевых толщ серию пластинообразных тел брекчированных гарцбургитов и пирокластических потоков.

Высокотемпературный состав и условия становления этих ультраосновных пород в верхних горизонтах земной коры позволяют рассматривать их в качестве нового высокотемпературного типа гарцбургитов складчатых областей.

В настоящее время офиолиты Восточной Кубы и офиолиты ее центрального и западного секторов рассматриваются как единый мезозойский офиолитовый пояс. По мнению исследователей, пояс отделяет меловые островодужные комплексы осевой части Кубы от расположенных на севере юрско-меловых миогеосинклинальных отложений Северо-Американской континентальной окраины. С позиций мобилизма он представляет собой аллохтонные фрагменты ультрабазит-габбрового фундамента и вулканогенно-осадочного чехла Северо-Кубинского океанического бассейна, выжатые на комплексы Северо-Американской континентальной окраины в процессе столкновения ее с островной дугой в палеоцене — среднем эоцене [5, 7, 13, 17, 19].

Новые данные по офиолитам Восточной Кубы, полученные нами в 1982—1986 гг., показывают, что это утверждение полностью справедливо лишь для офиолитов центрального сектора Кубы, где положение их действительно определяется коллизией континентальной окраины и островной дуги. На востоке Кубы, как будет показано ниже, офиолиты имеют иное структурное положение и разный генезис.

Офиолиты востока Кубы входят в состав зон Нипе — Кристаль — Баракоа и Аурас. Эти зоны разделяются эоцен-четвертичной впадиной Кауто — Нипе (рис. 1).

ЗОНА НИПЕ — КРИСТАЛЬ — БАРАКОА

Офиолиты этой зоны образуют пояс Маяри — Баракоа, прослеживающийся в широтном направлении вдоль северного побережья Восточной Кубы от залива Нипе на западе до района г. Баракоа на востоке на расстояние более 180 км. Западная часть его носит название массивов Пинарес-де-Маяри и Сьерра-де-Кристаль, а восточная — массив Моа — Баракоа. Эти два изолированных выхода ультраосновных пород разделяются полосой ультраосновных брекчий и флишево-олистостромовых маастрихт-палеоценовых образований Пикота — Микара. Начиная с геолого-съемочных работ А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича [1], все исследователи единодушно в отнесении ультрабазитовых массивов

пояса Маяри — Баракоа к фрагментам огромного пластинообразного тела, полого лежащего на вулканитах мела. Что касается вопросов механизма становления гипербазитов в верхних горизонтах земной коры, то решение этой проблемы оказалось объективно сложнее.

А. Ф. Адамович и В. Д. Чехович [1] считают ультрабазиты этого пояса пластовым интрузивным телом. Подошва его, по их мнению, располагается на вулканитах мела, а кровля трансгрессивно перекрыта маастрихт-палеоценовыми отложениями Пикота — Микара. Н. В. Павлов с соавторами [9], опираясь на выявленные ими закономерности внутреннего строения ультраосновных тел, а также данные гравиметрии, рассматривают ультрабазиты пояса Маяри — Баракоа как лакколитообразный интрузив, корневая часть которого вскрыта в массиве Пинарес-де-Маяри, а верхние уровни — в массивах Сьерра-де-Кристалль и Моа — Баракоа. После работ А. Л. Книппера и Р. Кабреры [5, 18] широкое распространение получили представления, согласно которым пояс ультрабазитов Маяри — Баракоа трактуется как огромный премаастрихтский шарьяж океанической коры, надвигание которого на меловые вулканогенные островодужные серии осевой части структур Восточной Кубы произошло с севера. С этих позиций ультраосновные брекчии и хаотические образования формаций Пикота и Микара стали рассматриваться как меланж и олистостромы [12—14, 16].

Наши исследования в поясе Маяри — Баракоа показали, что восточная и западная части его относятся соответственно к двум различным структурно-формационным единицам: офиолитовой ассоциации Моа — Баракоа и ультрабазит-флишевой ассоциации Маяри — Кристалль — Микара.

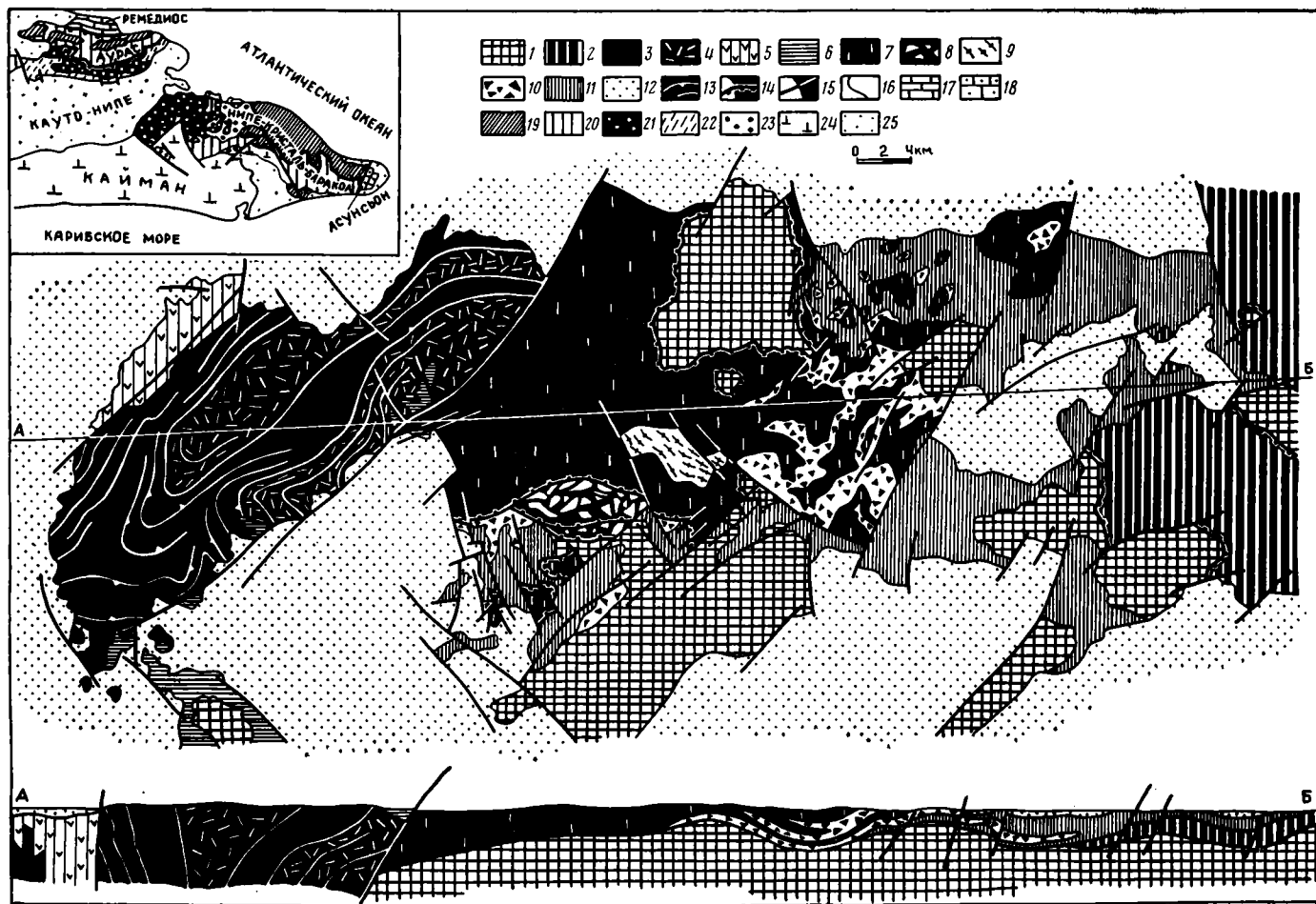
Офиолиты Моа — Баракоа слагают крупный аллохтон, шарьированный на меловые островодужные комплексы осевой части зоны Нипе — Кристалль — Баракоа. По данным А. Л. Книппера [5] и материалам более поздних исследований [9, 13], в составе его выделяются три покровных элемента. Нижний представлен шаровыми базальтами и подчиненными им пачками и линзами яшм и тонкополосчатых розовых, белых и зеленых известняков. Вышележащий покров сложен габбро, оливиновыми габбро, троктолитами и габбро-норитами. Присутствие среди них в ряде мест полосчатых разностей и плагиоклазовых перидотитов свидетельствует о принадлежности определенной части габбрового разреза к полосчатому комплексу. Наиболее высокое структурное положение занимают ультрабазиты массива Моа — Баракоа. Преимущественным развитием внутри него пользуются гарцбургиты. В отдельных участках наряду с ними отмечаются лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и пироксениты. Существенным компонентом ультрабазитов и полосчатого комплекса являются залежи высокоглиноземистых хромитовых руд.

Особенности описанного разреза позволяют говорить о том, что он представляет собой не что иное, как перевернутый разрез пород офиолитовой ассоциации. На основании чего он справедливо сопоставляется с комплексами земной коры океанического типа [5, 13].

Ультрабазит-флишевая ассоциация Маяри — Кристалль — Микара включает ультрабазиты массивов Пинарес-де-Маяри, Сьерра-де-Кристалль и обрамляющие их с юго-востока кампан-палеоценовые ультраосновные брекчии и флишево-олистостромовые образования формаций Пикота и Микара. Они образуют две зоны.

Первая, Пинарес-де-Маяри, сложена ультрабазитами массива Пинарес-де-Маяри и трансгрессивно перекрывающими их кампан-маастрихтскими полимиктовыми конгломератобрекчиями, стратотипический разрез которых находится в окрестностях горы Ла-Пикота.

Массив Пинарес-де-Маяри в плане имеет форму вытянутого в северо-восточном направлении овала. Северо-западная и западная части его полого погружаются под эоцен-четвертичные толщи впадины Кауто — Нипе, юго-восточная часть круто надвинута на ультрабазиты массива Сьерра-де-Кристалль и породы его обрамления.



По данным Н. В. Павлова и его соавторов [9], а также нашим наблюдениям, внутренняя структура его определяется присутствием двух комплексов: гарцбургитового, слагающего северо-западную часть массива Пинарес-де-Маяри, и полосчатого дунит-гарцбургитового — центральную и юго-восточные части его. С полосчатым дунит-гарцбургитовым комплексом связаны линзовидные рудопроявления хромита. Распределение комплексов концентрически-зональное с падением стратиформной полосчатости к центру массива. При этом падение слоев в северо-западной и центральной частях этой воронкообразной структуры крутое, порядка 50—60°, а на юго-востоке — пологое, 20—30°. При общем погружении слоев к центру структуры здесь намечаются отдельные частные син- и антиформные структуры.

Сопоставление концентрически-зонального рисунка распределения различных типов ультраосновных пород с контурами аномалии силы тяжести показывает, что массив Пинарес-де-Маяри и примыкающие к нему с северо-запада и юго-запада структуры впадины Нипе располагаются в области крупнейшего на Кубе гравитационного максимума. Относительно субширотно ориентированных кубинских структур этот максимум носит поперечный характер. Области этого максимума отвечает также зона минимальных мощностей (14 км) земной коры по сейсмическим данным [3, 10]. Все это позволяет предполагать, что массив Пинарес-де-Маяри является частью более обширного ультраосновного тела, приуроченного к осевой части впадины Нипе. Судя по величине аномалии силы тяжести глубина погружения его должна быть не менее 10—12 км.

Конгломераты и брекчии формации Пикота представляют собой плохо сортированные грубослоистые, в ряде случаев косослоистые образования. Окраска их пестрая. Состав полимиктовый. Две трети обломочного материала в них представлено вулканогенными породами среднего состава, габбро-диабазами и диоритами. На долю серпентинитов приходится лишь несколько процентов. В ряде мест встречаются обломки и глыбы органогенно-обломочных известняков, представляющие собой фрагменты рифовых построек, сформировавшихся на ультрабазитовом фундаменте. Присутствие в известково-песчаном матриксе *Globotruncana arca* и других видов фораминифер датирует эти отложения кампаном — маастрихтом.

Вторая зона, Кристалль — Микара, включает ультрабазиты массива Сьерра-де-Кристалль, ультраосновные брекчии формации Арройон и флишево-олистростромовую формацию Микара. В направлении с северо-запада на юго-восток внутри этой зоны выделяются четыре комплекса: 1) комплекс плутонических пород массива Сьерра-де-Кристалль; 2) комп-

Рис. 1. Массивы Маяри — Кристалль и их положение в структуре Восточной Кубы (по [18] и материалам авторов)

1 — меловые островодужные вулканы формаций Букуей и Санто-Доминго; 2 — ультрабазит-габбро-базальтовый комплекс аллохтона Моа — Баракоа; 3—6 — комплексы зоны Пинарес-де-Маяри — Пикота: 3 — гарцбургиты, 4 — полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, 5 — комплекс даек диабазов, 6 — полимиктовые кампан-маастрихтские конгломераты и брекчии формации Пикота; 7—11 — комплексы зоны Сьерра-де-Кристалль — Арройон — Микара: 7 — преимущественно гарцбургиты, 8 — мономиктовый ультрабазитовый меланж, 9 — полимиктовый меланж Кореа; 10, 11 — маастрихт-палеоценовые образования формаций Арройон и Микара: 10 — брекчированные ультрабазиты, туфобрекчии, туфотурбидиты, олистростромы и флиш формации Микара, 11 — флиш и олистростромы формации Микара; 12 — эоцен-четвертичные отложения; 13 — линейно ориентированные структуры в гипербазитах; 14 — надвиги; 15 — разломы; 16 — стратиграфические контакты; 17 — юрско-меловые комплексы Северо-Американской континентальной окраины; 18 — метакarbonатно-терригенные комплексы Южно-Американской континентальной окраины; 19 — фрагменты поздне-мезозойской океанической коры; 20 — комплексы меловой островной дуги; 21—23 — комплексы поперечного субокеанического прогиба Кауто — Нипе: 21 — гарцбургиты, дуниты, ультраосновные брекчии, туфотурбидиты, 22 — рифогенные известняки и флишево-олистростромовые кампан-палеоценовые образования формаций Тинахита, Хикима и Хатикос, 23 — конгломераты, брекчии и флишево-олистростромовые кампан-палеоценовые комплексы формаций Пикота и Микара; 24 — комплексы палеогеновой островной дуги; 25 — поздне-эоценово-четвертичный чехол

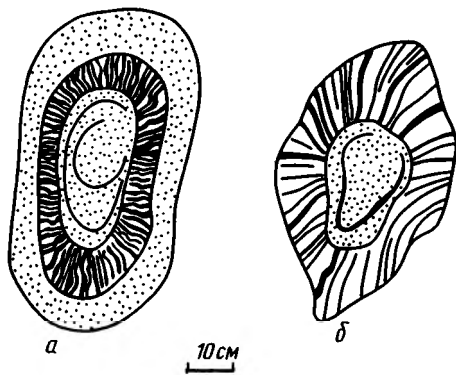
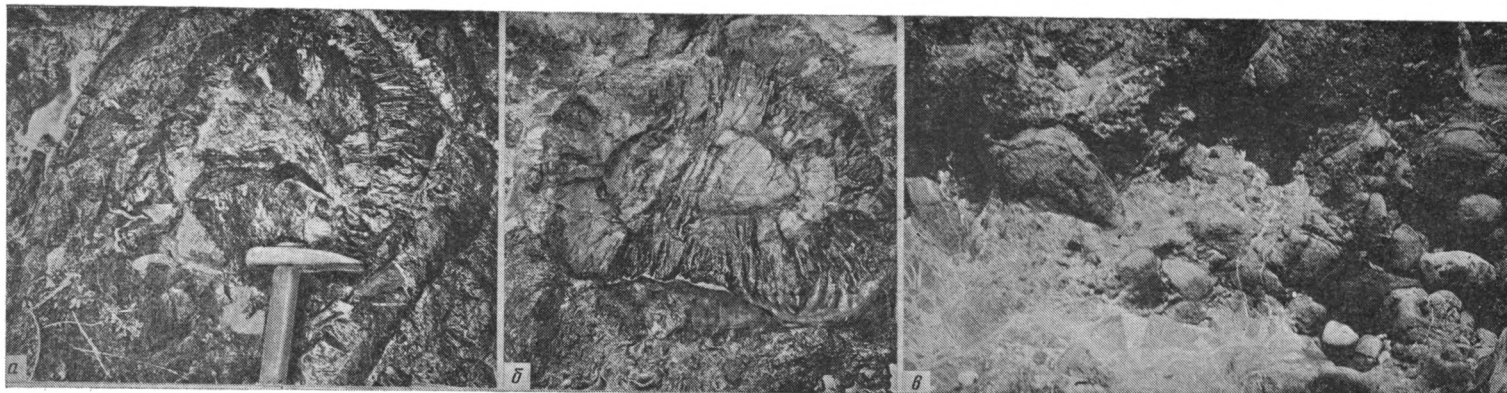


Рис. 2. Концентрически-зональные глыбы ультрабазитов (а, б) и горизонты шаровых гарцбургитов (в) в ультраосновных брекчиях р. Арройон

лекс плутонических пород и ультраосновных брекчий формации Арройон; 3) комплекс выклинивающихся ультрабазитов и сопутствующих им подводно-оползневых брекчий во флишевых толщах формации Микара; 4) серия флишоидных пород формации Микара (см. рис. 2).

Ультрабазиты массива Сьерра-де-Кристал представляют собой пластинообразное тело с максимальной мощностью в центральной части 500—700 м. От подстилающих его меловых вулканитов формации Букуей и Санто-Доминго оно отделяется поверхностью надвига, в целом конформной по отношению к складчатой структуре вулканогенных пород. В ряде участков массива, в частности на юго-западе, к этой поверхности приурочен серпентинитовый меланж.

Из-за плохой обнаженности внутреннее строение массива изучено слабо. По имеющимся в нашем распоряжении данным в составе его распространены преимущественно гарцбургиты. Это темные зеленовато-бурые, либо буровато-черные псевдопорфировидные породы, в той или иной степени серпентинизированные. Первичный минеральный состав: оливин — 75—80%, ортопироксен — 15—20%, хромшпинелид — 1—2%. Постоянно отмечается присутствие клинопироксена. Состав минералов приведен в табл. 1. Структура гарцбургитов гипидиоморфно-зернистая, сегрегационная, определяется присутствием среднезернистой (2—5 мм) серпентинизированной оливиновой (Fa_9) массы и относительно более крупных (0,5—1,5 см) интерстициальных выделений баститизированного ортопироксена, имеющих на выветрелой поверхности пород вид вкрапленников. Распределение их равномерное, переходящее на отдельных участках в струйчатое и полосовое. Ортопироксен пластинчатый, представлен энстатитом (Fs_8), переполненным пластинчатыми (2—10 мкм) и более грубыми каплевидными вростками диопсида. Вростки локализованы главным образом в ядрах кристаллов, указывая на зональный характер первичного пироксена. Более грубые вростки приурочены в ряде случаев к зонам деформации в кристаллах. Эти вростки напоминают по своей форме залежи седловидного типа. Это свидетельствует о том, что образование вростков происходило на более поздней относительно низкотемпературной стадии в условиях пластической деформации.

Клинопироксен встречается в форме редких изометричных зерен и коротких призм среди оливина, иногда в сростании с ортопироксеном. По составу близок ламеллям диопсида в ортопироксене (см. табл. 1) Хромшпинелид в виде ксеноморфных зерен размером 0,5—1 мм располагается вдоль границ пироксеновых обособлений, либо образует с ними закономерные сростки.

Химический состав гарцбургитов отвечает магнезиальным разностям пород этого вида (табл. 2).

Комплекс чередования ультраосновных туфобрекчий и массивных ультрабазитов формации Арройон слагает краевую восточную часть массива Сьерра-де-Кристал. Максимальная ширина ее в бассейне левых притоков верховий р. Мигель около 4—5 км. К западу эти породы замещаются по простиранию гарцбургитами центральной части массива, а к востоку и юго-востоку переходят в зону выклинивания их во флишево-олистостромовых толщах формации Микара. В скальных обнажениях каньона р. Арройон монотонный разрез представлен ультраосновными туфобрекчиями и подчиненными им гарцбургитами, образующими три — четыре 200—300-метровых горизонта.

Преобладающие в разрезе буровато-зеленые, буровато-черные туфобрекчии характеризуются плотной цементацией, массивной текстурой. Обломочный материал плохо сортированный, гравийно-глыбовый (2—70 см). Форма обломков округлая, либо неправильная, со сглаженными углами. Состав преимущественно ультраосновной. В ряде горизонтов существенную роль играют обломки габбро-диабазов и диабазов.

По особенностям строения обломки ультраосновных пород подразделяются на два типа. Обломки первого типа массивные. Резко преобладают над остальными. Сложены крупнозернистыми хромшпинелевыми гарцбургитами, часто псевдопорфировидными. По структуре, химическо-

Состав минералов гарцбургитов массива Сьерра-де-Кристалль

Компо- ненты	71-1/4-86					65-1/Н-86					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,13	55,91	52,24	52,93	0,32	40,95	55,71	54,59	54,73	54,75	54,98
TiO ₂	—	0,07	0,11	0,05	0,01	0,05	—	—	—	0,04	—
Al ₂ O ₃	—	2,63	2,16	2,12	29,95	0,02	2,31	2,07	2,12	2,15	2,16
Cr ₂ O ₃	—	0,85	0,93	0,80	40,67	—	—	0,67	0,70	0,81	0,87
FeO	9,27	5,61	1,46	1,71	16,88	9,11	5,59	5,33	5,22	4,82	4,91
MnO	0,11	0,20	0,07	0,10	0,21	0,05	0,15	0,22	0,14	0,09	0,24
MgO	50,38	33,40	16,52	16,96	15,02	49,51	34,63	31,99	32,04	29,46	31,43
CaO	—	0,60	24,34	24,05	0,17	—	0,82	3,15	2,82	6,70	5,21
Na ₂ O	—	0,01	—	0,02	0,45	—	—	—	—	0,01	—
K ₂ O	—	0,03	—	0,02	0,10	—	0,01	0,01	0,02	—	0,02
Сумма	99,91	99,31	97,83	98,78	103,79	99,70	99,94	98,39	97,80	98,82	99,85

Примечание. 1—5 — псевдопорфириновый гарцбургит массива Сьерра-де-Кристалль: 1 — оливин, 2, 3 — хромшпинелид; 6—16 — глыба гарцбургитов из ультраосновных литокластических брекчий р. Арройон: 6 — воюго типа, 14 — ламеллы второго типа, 15 — клинопироксен, 16 — хромшпинелид; 17—24 — мелкозернистый оливин, 18—22 — ортопироксен со структурой распада твердого раствора: 18 — матрица, 19—21 — ламеллы нералов выполнен на рентгеноспектральной установке «Самебах Micro-Beam» при ускоряющем напряжении

му и минеральному составу и, в частности, присутствию структур распада твердого раствора в ортопироксенах они сходны с псевдопорфириновыми гарцбургитами массива Сьерра-де-Кристалль. В то же время между ними намечается одно существенное отличие. Детальные исследования показали, что в отличие от гарцбургитов массива Сьерра-де-Кристалль пластинчатые ортопироксены ультрабазитов из брекчий р. Арройон помимо грубых (2—10 мкм) ламелл диопсида содержат тонкие (0,8—1,0 мкм) ламеллы богатой кальцием ромбической фазы и ламеллы двух бедных кальцием моноклинных фаз (см. табл. 1). Ввиду того что размер анализировавшихся объектов находится на пределе разрешающей возможности сканирующего устройства микроанализатора, минимальные из полученных значений, вероятно, отвечают смеси двух фаз, приблизительно четвертая часть которой приходится на долю вмещающей бедной кальцием ромбической фазы.

Вторая группа ультраосновных обломков из брекчий р. Арройон представлена единичными, но очень характерными в морфологическом отношении концентрически-зональными обломками (рис. 2, а, б) среднезернистых хромшпинелевых дунитов и гарцбургитов. Размер глыб в поперечнике 0,4—0,7 м. Концентрически-зональная структура в одних из них выражена чередованием слоев (мощностью 10—15 см) массивного и радиально-столбчатого строения (рис. 2, а), в других — присутствием массивного ядра (10—15 см) и широкой (до 20—25 см) каймы с радиально ориентированной столбчатостью (рис. 2, б). Микроструктурные особенности и химический состав ультрабазитов (см. табл. 1, 2) близки ультрабазитам массивных обломков. Идентичность составов ядра и каймы свидетельствует о том, что специфическая зональная структура таких обломков возникла в результате их резкого охлаждения (термического «шока») и, вероятно, за счет эффекта декомпрессии.

Цемент туфобрекчий плотный, базального типа. Состоит из литокластов серпентинизированных гарцбургитов и дунитов (размер 0,2—0,5 см), кристаллокластов серпентинизированного оливина, ортопироксена, хромшпинели и голубовато-серого серпентинизированного пеплового (?) материала. Химический состав цементирующей массы практически идентичен составу перидотитов из обломков (см. табл. 2). Некоторое увеличение содержания в ней Al₂O₃ объясняется, вероятно, присутствием кристаллолитокластического материала габбро-диабазового состава.

Залегающие среди туфобрекчий гарцбургиты преимущественно мелкозернистые, с полигональной, реже шаровой отдельностью (см. рис. 2, в). Переход к туфобрекчиям как в подошве, так и в кровле гарцбургитовых

и ультраосновных брекчий формации Арройон

65-1/Н-86					206/С-86							
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
55,03	54,67	53,39	53,21	—	40,93	56,89	57,14	58,65	57,09	53,97	56,46	0,05
—	0,01	—	—	0,04	—	0,04	0,01	—	—	0,04	0,02	0,05
2,43	2,27	2,05	2,39	28,77	—	1,02	0,95	0,96	0,95	1,02	1,46	14,21
0,79	0,88	0,80	0,76	41,66	0,04	0,42	0,53	0,54	0,69	0,65	0,41	56,36
4,86	3,72	2,07	1,87	18,08	7,93	5,16	4,78	5,00	3,59	2,03	3,19	19,12
0,16	0,04	—	—	0,29	0,11	0,19	0,06	0,23	0,07	0,07	0,10	0,35
31,99	28,14	18,09	16,90	14,08	49,27	34,55	33,08	32,31	27,44	18,43	23,66	10,91
4,54	12,16	24,29	24,80	—	0,02	0,75	2,69	3,39	11,33	23,36	12,23	0,02
—	0,06	—	0,02	—	—	—	—	0,03	0,05	0,06	0,36	0,01
—	0,02	—	0,01	—	0,02	—	—	—	0,05	0,02	—	—
99,80	101,98	100,71	99,98	102,95	98,33	99,02	99,25	101,11	101,25	99,65	97,50	101,09

ортопироксен со структурой распада: 2 — матрица, 3 — ламеллы клинопироксена, 4 — клинопироксен, 5 — оливин, 7—14 — ортопироксен со структурой распада твердого раствора: 7 — матрица, 8—13 — ламеллы пергарцбургит с шаровой отдельностью из горизонтов перидотитов в ультраосновных брекчиях р. Арройон: 1 — первого типа, 22 — ламеллы второго типа, 23 — клинопироксен, 24 — хромшпинелид. Элементный состав мн-15 кВ, токе пучка 15 мА, с использованием в качестве эталонов однородных минералов.

тел однотипен и аналогичен переходу между гарцбургитами массива Сьерра-де-Кристалль и замещающими их по простирацию брекчиями р. Арройон. Этот переход осуществляется на интервале 10—30 см и выражается вначале в проявлении в массивных гарцбургитах микроскопических межзерновых обособлений тонкого литокристаллокластического материала, который в дальнейшем по мере увеличения степени дезинтеграции пород увеличивается в объеме и постепенно приобретает вид цементирующей массы.

Химический состав пород, состав минералов (см. табл. 1, 2) и особенности микроструктуры гарцбургитов принципиально не отличаются от аналогичных характеристик крупнозернистых гарцбургитов из обломочного материала туфобрекчий.

Таблица 2

Химический состав ультрабазитов массива Сьерра-де-Кристалль и ультраосновных брекчий формации Арройон

Компоненты и параметры	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,07	39,56	37,44	38,23	38,88	37,33	38,11
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	0,86	0,79	1,23	0,48	0,49	2,17	0,52
Cr ₂ O ₃	0,10	0,23	0,32	0,32	0,23	0,19	0,22
Fe ₂ O ₃	8,11	8,19	8,15	8,57	8,86	7,14	8,01
MnO	0,10	0,11	0,10	0,09	0,16	0,13	0,07
MgO	38,97	35,79	36,67	37,84	38,61	36,73	38,09
CaO	0,36	0,06	0,63	0,24	0,26	0,65	0,25
NiO	0,27	0,27	0,29	0,31	0,31	0,26	0,29
Na ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,12	0,06	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01
P ₂ O ₅	0,16	0,13	0,13	0,11	0,20	0,22	0,10
H ₂ O	13,05	14,82	15,91	13,72	12,31	15,04	14,00
Сумма	100,26	100,08	100,95	100,01	100,40	100,65	100,67
Fe/(Fe + Mg)·100	10	10	10	10	10	9	10

Примечание. 1 — псевдопорфириновый хромшпинелевый гарцбургит массива Сьерра-де-Кристалль; 2 — мелкообломочная литокристаллокластическая брекчия, верховья р. Арройон; 3—7 — крупноглыбовая брекчия, устье р. Арройон: 3 — псевдопорфириновый хромшпинелевый гарцбургит из глыб массивного строения, 4, 5 — мелкозернистый хромшпинелевый гарцбургит из глыб концентрически-зонального строения; 4 — массивное ядро; 5 — кайма с радиально-столбчатой отдельностью, 6 — литокристаллокластический цемент, 7 — мелкозернистый хромшпинелевый гарцбургит с шаровой отдельностью из горизонта перидотитов в ультраосновных брекчиях формации Арройон.

Анализы, приведенные в табл. 2 и 3, выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР методом плазменной спектрометрии. Аналитики З. В. Жигальцова, И. В. Нефедова.

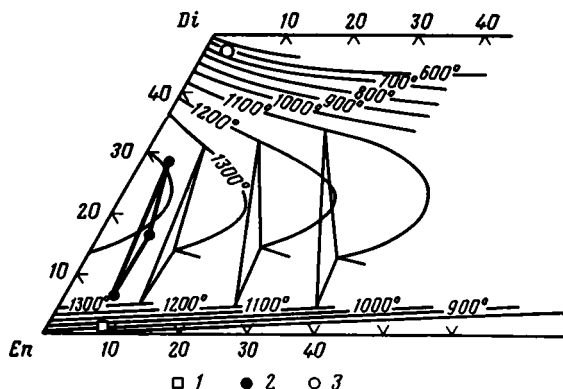


Рис. 3. Диаграмма фазовых отношений Ca—Mg—Fe пироксенов Д. Линдсли [17] для продуктов распада твердого раствора ортопироксенов гарцбургитов бассейна р. Арройон
 1 — состав энстатитовой матрицы; 2 — состав ламеллелей богатой кальцием ромбической и двух бедных кальцием моноклинных фаз; 3 — состав грубых вrostков диопсида

В отличие от парагенезисов ультрабазитов офиолитовых комплексов минеральная ассоциация гарцбургитов р. Арройон отвечает двум ступеням равновесия. Температура равновесия первой ступени определяется парагенезисом богатого кальцием энстатита, пижонита и субкальциевого авгита. На политемпературной диаграмме фазовых отношений Ca—Mg—Fe пироксенов [20] (рис. 3) составы этих пироксенов занимают область температур порядка 1400° С. Температура равновесия второй ступени определяется составами бедного кальцием ортопироксена и диопсида и имеет величину порядка 700—750° С.

Присутствие высокотемпературных парагенезисов в гарцбургитах р. Арройон свидетельствует о том, что процесс остывания их был более быстрым, чем комплексов океанического типа. Как уже отмечалось, этой же причиной объясняется присутствие концентрически-зональных обломков гипербазитов в туфобрекчиях.

Комплекс выклинивания ультраосновных брекчий и туфотурбидитов во флишевых отложениях формации Микара сменяет в направлении с северо-запада на юго-восток ультраосновные брекчии бассейна р. Арройон и переходит в свою очередь далее на юго-восток в монотонный флиш формации Микара. Ширина его распространения колеблется от 7 до 14 км. Отложения зоны характеризуются чрезвычайной пестротой, фациальной изменчивостью и включают флиш формации Микара, пачки туфотурбидитов, тела брекчированных гипербазитов и горизонты пород подводно-оползневого происхождения.

Флиш формации Микара, составляющий основную часть этой формации, представлен ритмично (мощность ритмов 5—20 см) чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Преобладают алевритистые и алевропелитовые разности. Окраска их зеленовато- и буровато-серая, цементация слабая. Состав обломков полимиктовый (бескварцевый) с большим количеством серпентинитов. Цемент и состав тонких разностей пород часто известковистый. Эти отложения являются фоновыми осадками, определяющими основной характер седиментации. Имеющиеся определения микрофауны свидетельствуют о кампан-палеоценовом возрасте формации Микара [12, 21, 22], а также заключение В. А. Крашенинникова.

Туфотурбидиты и брекчированные гипербазиты слагают самостоятельные пачки (рис. 4, А, Б), либо сложно построенные горизонты (см. рис. 4, В). В более удаленных от массива Сьерра-де-Кристалль разрезах ультраосновной материал входит в состав преимущественно туфотурбидитов. В направлении снизу вверх в сложно построенных горизонтах ультраосновных пород можно наметить три зоны: 1) туфотурбидитов, 2) переходную, 3) брекчированных гипербазитов (см. рис. 4, В).

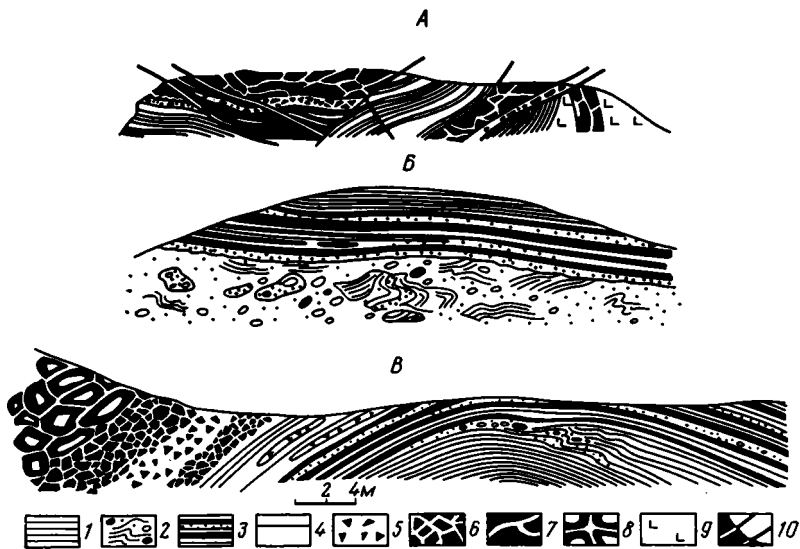


Рис. 4. Строение горизонтов брекчированных ультрабазитов, ультраосновных брекчий и туфотурбидитов во флишевых отложениях формации Микара
 1 — флиш формации Микара; 2 — оползневые брекчии; 3 — туфотурбидит; 4 — массивные туфогенные породы с псаммоалевритовой размерностью кластического материала; 5 — пуддинговые туфогенные породы с псаммитовой размерностью кластического материала, пуддинговые брекчии; 6 — брекчии с конформным типом цементации; 7 — полигональная трещинная отдельность в ультрабазитах; 8 — брекчированные ультрабазиты; 9 — диабазы; 10 — разломы

Собственно туфотурбидиты — это ритмично сложенные породы с глубоко ультраосновным составом кластического материала. От фоновых ритмов они отличаются яркими зелеными, синевато-черными и голубыми тонами окраски, более плотной цементацией и более грубым составом нижних частей ритмов, вплоть до появления в основании их пород с гравийной и более грубой размерностью кластического материала. Подошва их, как правило, эрозионная, в основании некоторых горизонтов появляются следы перемешивания с фоновыми осадками. Наиболее характерный ритм включает породы с гравийно-псаммитовой (40 см), псаммоалевритовой (10—20 см) и алевропелитовой (10—15 см) размерностью кластического материала. Пачки груборитмичного строения чередуются с тонкоритмичными (3—5 см). Появление в осадках, непосредственно подстилающих туфотурбидиты, нарушения сплошности слоев и подводно-оползневых складок может быть следствием сейсмических явлений, предшествовавших или сопровождавших накопление ультраосновных образований.

Переходная зона сложена темно-зелеными массивно-слоистыми литокристаллокластическими туфогенными породами с псаммитовой, либо псаммоалевритовой размерностью кластического материала, которые по мере приближения к брекчированным гипербазитам вытесняются из разреза пуддинговыми мелкообломочными туфобрекчиями. От аналогичных им туфогенных пород из ритмов туфотурбидитов отличаются худшей сортированностью, размер обломков 0,2—2 мм. Состав: темно-зеленый серпентин, литокласты серпентинизированных гарцбургитов, кристаллокласты баститизированного ортопироксена, оливина и зерна хромшпинелида. Цементация плотная, конформного типа. Постоянно присутствует более грубый (0,5—1 см) плавающий материал, сходный по составу с составом кластического материала основной массы. Через пуддинговые разности они имеют постепенные переходы к пуддинговым брекчиям.

Пуддинговые брекчии — темно-зеленые массивные, либо массивно-флюидальные. Грубый плавающий материал в среднем имеет размер 0,5—1 см. Наиболее крупные обломки достигают размера 3—5 см. Фор-

ма обломков овальная, вытянутая, реже угловатая. Около половины обломочного материала сложено темно-зеленым гелевидным серпентинитом. Характерны следы растаскивания обломков и «закатывания» в основную массу. Остальная часть обломков представлена серпентинизированными гарцбургитами. Цементирующая масса брекчий афанитовая, массивная, в ряде случаев флюидальная. Сложена гелевидным серпентинитом. Содержит струи, линзы и прослои литокристаллического материала псаммоалевритовой размерности. Вблизи контакта с брекчированными гипербазитами пуддинговые брекчии переходят в бесцементные. В непосредственной близости от контакта (1—2 м) последние представляют собой «кашеобразную» массу дезинтегрированных обломков серпентинизированных разностей гарцбургитов. Состав обломков остается прежним.

Зона брекчированных гипербазитов устанавливается по появлению в разрезе овальных и полигональных глыб (0,2—0,5 м) бурых, буровато-черных серпентинизированных гарцбургитов с плотным конформным, либо поровым типом цементации, переходящих вверх по разрезу в массивные гипербазиты с шаровой, либо полигональной трещинной отдельностью.

Химический состав брекчированных гипербазитов, пуддинговых брекчий и туфогенных пород с псаммоалевритовой размерностью кластического материала идентичен (табл. 3). Сопоставление составов этого ряда пород с составами ряда ультраосновных пород переотложенного генезиса [4] показывает, что в отличие от переотложенных гипербазитов процесс накопления ультраосновного кластического материала в формации Микара не сопровождался какой-либо дифференциацией SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O . Это говорит о мгновенности поступления больших объемов кластического ультраосновного материала в бассейн Микара и незначительной роли дифференциации его в процессе отложения.

Горизонты подводно-оползневоего происхождения (олистоостромы) по составу и генезису подразделяются на два типа.

Олистоостромы I типа сложены обломками, глыбами и олистолитами осадочных пород, погруженных в тонкий алевритоглинистый матрикс со следами подводного оползания еще не литифицированного осадка. Среди олистолитов диагностируются фрагменты фоновых флишеидных осадков и мелководных хорошо окатанных конгломератов, песчаников и гравелитов. Подобные образования относятся к разряду эндоолистоостромов и эндоолистоолитов.

II тип олистоостромов имеет существенно серпентинитовый и габбро-диабазовый состав обломочного материала. Для них характерна брекчиевая, конгломератобрекчиевая размерность обломков и существенно гравийно-псаммитовый состав матрикса. С ними пространственно связаны выходы крупных (мощностью до 200—400 м) олистолитов серпентинитов и продуктов выветривания ультрабазитов.

Таким образом, ультраосновные тела, встречающиеся во флишево-олистоостромовой ассоциации Микара, имеют разную природу. Одни из них являются продуктами периодических выбросов прокластического материала, синхронных с осадконакоплением, а другие представляют собой переотложенные, захороненные среди осадков фрагменты ультрабазитов и габбро-диабазов массива Пинарес-де-Маяри и полнокристаллических плутонических пород Сьерра-де-Кристалль.

Собственно флишевые отложения охватывают юго-восточную часть ареала распространения пород формации Микара. Для них характерно монотонное строение. При приближении к гипербазитовому массиву Моа — Баракоа вверх по разрезу и по латерали флиш замещается полимиктовыми конгломератами, трансгрессивно перекрывающими гипербазиты и полосчатые оливин-пироксеновые габброиды массива Моа — Баракоа и подстилающие его меловые породы формации Санто-Доминго.

Асимметрично-зональное относительно массива Пинарес-де-Маяри распределение ультраосновных пород во флишевых отложениях форма-

Химический состав пород из зоны перехода от брекчированных гипербазитов к туфотурбидиту

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	40,04	39,77	39,30	39,92	40,16
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06
Al ₂ O ₃	1,04	1,39	1,23	1,16	1,61
Cr ₂ O ₃	0,24	0,18	0,28	0,19	0,17
Fe ₂ O ₃	9,01	7,30	7,03	6,92	7,74
FeO	0,11	0,36	0,65	0,79	0,79
MnO	0,13	0,10	0,10	0,15	0,10
MgO	32,72	32,96	32,80	32,60	32,26
CaO	0,80	0,85	0,57	0,20	0,20
NiO	0,16	0,20	0,25	0,23	0,25
Na ₂ O	0,01	0,01	—	—	—
K ₂ O	0,01	0,01	—	—	—
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,03	0,06	0,08
H ₂ O ⁺	12,31	13,66	13,89	12,55	11,85
H ₂ O ⁻	2,68	1,76	1,89	2,29	3,19
C	0,75	0,60	1,00	2,95	0,45
Сумма	100,24	99,35	99,16	100,06	98,04

Примечание. 1 — брекчированный серпентинизированный гарцбургит; 2 — синенато-черная мелкообломочная туфобрекчия с плотным конформным типом цементации; 3, 4 — темно-зеленая среднеобломочная пудинговая туфобрекчия; 3 — литокласты гарцбургита, 4 — зеленый телевидный серпентиновый цемент; 5 — зеленая туфогенно-осадочная порода с псаммоалевритовой размерностью кластического материала.

ции Микара позволяет связывать происхождения этих пород с его внедрением. Особенности строения массива в сочетании с гравиметрическими данными свидетельствуют о том, что внедрение ультраосновных масс происходило в форме мантийного диапира. Признаки быстрого охлаждения ультраосновных пород, участвующих в строении гипербазитовых горизонтов во флишевых образованиях формации Микара (высокая температура кристаллизации, наличие обломков гарцбургитов и дунитов с каймой радиально-столбчатого строения) указывают на то, что ядро этого диапира было раскаленным. В процессе выведения диапира в верхние горизонты земной коры раскаленный материал ядра в результате термического «шока» и декомпрессии претерпел дезинтеграцию и в форме экструзивной пирокластической массы был выжат через относительно холодную оболочку на поверхность, дав серию пирокластических потоков в бассейн осадконакопления формации Микара. Другой стороной этого процесса является образование подводно-оползневых брекчий, среди которых наряду с типичными олистостромами (II тип), вероятно, есть лахаровые отложения.

Касаясь номенклатуры стратиграфических подразделений, следует отметить, что принятое в настоящее время [12, 21] объединение полимиктовых конгломератов и конглобрекчий зоны Пинарес-де-Маяри и ультраосновных мономиктовых брекчий зоны Кристалль — Микара в формацию Пикота неправомерно. Изложенный материал показывает, что название Пикота в качестве формационной единицы следует сохранить лишь за кампан-маастрихтскими конгломератами южного обрамления массива Пинарес-де-Маяри, где они впервые и были выделены (окрестности горы Ла-Пикота). Что касается маастрихт-палеоценовых ультраосновных мономиктовых брекчий и туфотурбидитов обрамления массива Сьера-де-Кристалль, то эти образования должны быть выделены в самостоятельные единицы: туфобрекчии из внутренней зоны обрамления массива Сьера-де-Кристалль — в формацию туфобрекчий Арройон (стратотип разреза — р. Арройон), а туфотурбидиты внешней зоны обрамления — в качестве формационного члена флишево-олистостромовой формации Микара. Хорошие разрезы этих образований имеются вдоль старой дороги Маяри — Сагуа-де-Танамо и дороги Сагуа-де-Танамо —

Гуантанамо. На существенные различия этих толщ и необходимость выделения их в самостоятельные группы уже обращалось внимание в работах Х. Оро и Ф. Формеля [14, 22].

ЗОНА АУРАС

Офиолиты зоны Аурас (см. рис. 1) в виде тектонического покрова залегают на миогеосинклинальных отложениях Северо-Американской континентальной окраины (зона Ремедиос). По данным Е. Наги с соавторами [21] и материалам И. Андо, Я. Петера и П. Якуша, с которыми авторы статьи имели возможность ознакомиться при полевых работах 1986 г., в составе этих покровных образований можно выделить три аллохтонных комплекса [8]. Нижний представлен пакетом тектонических пластин, сложенных ультрабазитами, альб-маастрихтскими вулканидами и известняками формации Иберия и маастрихт-палеоценовым олистостромом Ягуахай («меланж» Ягуахай). Средний представлен ультрабазитами и залегающими на них, вероятно, трансгрессивно кампан-маастрихтскими органогенно-обломочными известняками Тинахита. В подошве последних отмечаются вулканомиктовые песчаники и мало мощные (1—3 м) линзы лав и туфов основного состава. Разрез верхнего структурного комплекса также начинается гипербазитами. Выше располагаются песчано-алевролитовые кампан-маастрихтские флишеидные отложения формации Хикима. Они надстраиваются олистостромой Хатикос. Возраст его по положению в разрезе палеоценовый.

Уже из этого краткого описания следует, что аллохтонные комплексы зоны Аурас не могут быть прямым аналогом островодужных и офиолитовых комплексов Центральной Кубы. Нижний из аллохтонных комплексов зоны Аурас, обнаруживая с ними сходство по структурному положению и набору пород, существенно отличается по длительности проявления вулканизма, охватывающего здесь интервал времени от альба до маастрихта. Вышележащие комплексы, сложенные в низах разреза ультрабазитами, а в верхах — рифогенными известняками формации Тинахита, флишеидными отложениями формации Хикима и олистостромой Хатикос, не имеют аналогов среди островодужных и офиолитовых комплексов Центральной Кубы и должны быть параллелизованы с ультрабазитами массивов Маяри — Кристаль и кампан-палеоценовыми породами их обрамления (формации Пикота и Микара).

ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, верхние аллохтонные элементы зоны Аурас и ультрабазит-флишевая ассоциация Маяри — Кристаль — Микара не укладываются в традиционную схему продольной занальности Кубы, а должны рассматриваться в качестве поперечного кампан-палеоценового субокеанического прогиба Кауто — Нипе. На современном срезе эта структура (рис. 5) имеет симметричный веерообразный характер и включает собственно осевую зону и систему шарьированных в противоположные стороны от нее аллохтонов. Осевая зона располагается под отложениями эоцен-четвертичной впадины Кауто — Нипе, носящей по отношению к более древней кампан-палеоценовой структуре в значительной мере унаследованный характер. Зона сложена крутопогружающимся ультрабазитовым телом, фрагментом которого является массив Пинарес-де-Маяри. Сопряженными элементами на юго-востоке являются ультрабазиты массива Сьерра-де-Кристаль и комплексы формаций Арройон и Микара, а на северо-западе — верхние аллохтонные комплексы зоны Аурас (ультрабазиты, известняки Тинахита, флишево-олистостромовые толщи Хикима и Хатикос).

Кампан-палеоценовый прогиб Кауто — Нипе возник в результате раскола Кубинской островной дуги и океанической коры Северо-Кубинского бассейна. Фрагменты этих островодужных и океанических комплексов обнажаются в аллохтоне Моа — Баракоа и в нижних покровных элементах зоны Аурас.

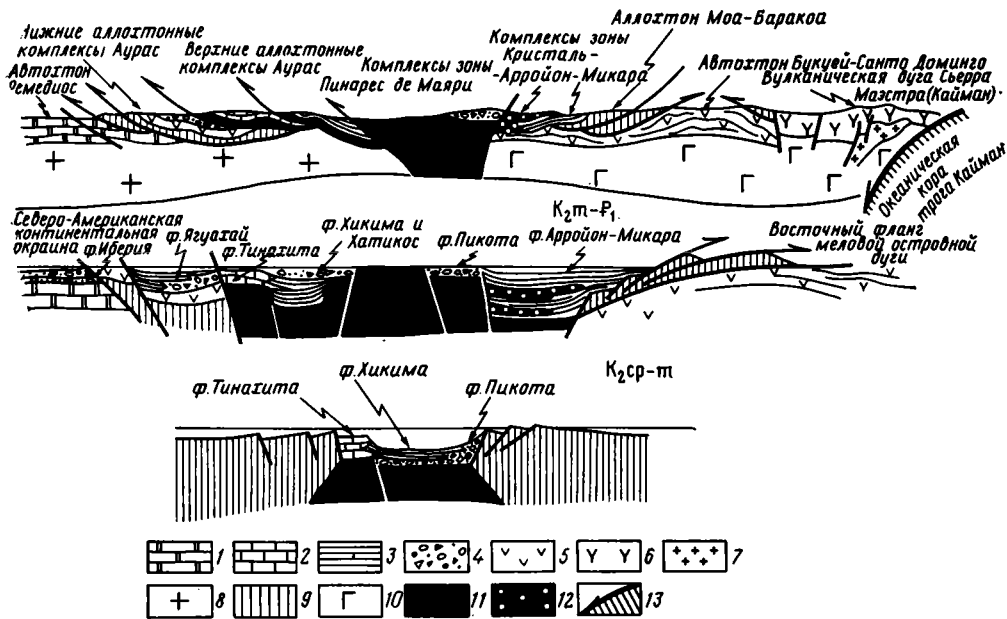


Рис. 5. Схема развития субокеанического прогиба Кауто — Нипе
 1 — карбонатные комплексы зоны Ремедиос; 2 — рифогенные известняки Тинахита; 3 — терригенный флиш в формациях Ягуахай, Хикима и Микара; 4 — хаотические комплексы; 5, 6 — островодужные вулканиты: 5 — меловые, 6 — палеогеновой дуги; 7 — интрузивные образования палеогенового возраста; 8—10 — кора: 8 — континентальная, 9 — океаническая, 10 — переходного типа; 11 — дуниты и гарцбургиты; 12 — ультраосновные брекчии и туфотурбидиты; 13 — океаническая кора трога Кайман

Причиной раскола послужило образование Юкатанской впадины. Ось раскрытия ее располагалась под углом к простиранию кубинских структур и проходила через центральную часть современной впадины Кауто — Нипе. Ее направление совпадает с северо-восточным простиранием магнитных аномалий Юкатанской впадины, для которых характерно омоложение возраста аномалий в юго-восточном направлении от 70 до 50 млн. лет. Мощность коры во впадине оценивается в 13 км [15].

Предполагается, что с юга впадина была ограничена островной дугой, объединяющей структуры подводного хребта Кайман, Никарагуанского поднятия и островодужные комплексы Ямайки и востока Кубы. Развитие этой дуги в позднем мелу — палеоцене было связано с субдукцией к югу Юкатанской океанической коры. Комплексы этой коры установлены на Ямайке (офиолиты Бат Данробин), где они шарьированы на островодужные серии [23]. Позднее, с заложением трога Кайман, произошла дезинтеграция дуги. Фрагменты ее вошли в состав фундамента новой островодужной системы Кайман — Сьерра-Маэстра, возникшей к северу от трога.

Эта система поперечных трогов, вероятно, наследует палеотрансформные разломы Атлантики.

Образование поперечных троговых структур было обусловлено внедрением мантийных диапиров. В пределах Кубинского сегмента отражением этого процесса следует рассматривать внедрение массива Пинарес-де-Маяри. Возникший в сводовой части этого ультраосновного диапира трог (см. рис. 5) в начальной стадии развития (кампан — маастрихт) был заполнен грубообломочными отложениями формации Пикота, которые по простиранию и, возможно, вверх по разрезу сменялись флишем (формация Хикима) и рифовыми известняками (формация Тинахита). Заполнение трога толщами осадочных пород протекало на фоне растяжения структур земной коры и образования в юго-восточном борту его шарьяжа Моа — Баракоа, а в северо-западном — нижних покровов зоны Аурас. В последующую стадию (маастрихт — палеоцен) вследствие продолжающегося подъема мантийного диапира в осевой

части его возникла подводная гряда Пинарес-де-Маяри. Развитие и разрастание ее определило в дальнейшем поступление в бассейн седиментации большого количества пирокластического ультраосновного материала (ультраосновные брекчии и туфотурбидиты) и образование олистостромов гравитационного типа в отложениях формации Микара и Хатикос.

В палеоцене в связи с формированием трога Қайман прогиб Кауто—Нипе испытал сжатие. Новообразованная субокеаническая кора его была раздавлена и выжата, образовав в северо-западном борту верхние покровы зоны Аурас, а в юго-восточном — чешуйчато-надвиговые структуры, осложнившие первичные взаимоотношения в ультрабазит-флишевой ассоциации Маяри — Кристаль — Микара.

В заключение подчеркнем следующее. Высокотемпературный состав и условия становления гарцбургитов ультрабазит-флишевой ассоциации Маяри — Кристаль — Микара в верхних горизонтах земной коры позволяют рассматривать их в качестве нового высокотемпературного типа гарцбургитов складчатых областей. В отличие от ультрабазитов офиолитовых комплексов, являющихся фрагментами океанической литосферы, высокотемпературные гарцбургиты отвечают более глубоким горизонтам океанической мантии, выведенным в верхние горизонты океанической литосферы в зонах палеотрансформных разломов в форме горячих мантийных диапиров. Аналогичные комплексы в последние годы были описаны на северо-востоке СССР, на восточном побережье Пенжинской губы [2, 6] и в средиземноморской части Альпийской складчатой области [11].

Вновь выделенный тип ультраосновных пород является аналогом высокотемпературных лерцолитов внешней части Альпийской складчатой области. Гарцбургитовый, а не лерцолитовый состав выделенных высокотемпературных пород объясняется принадлежностью их к зонам наибольшего истощения океанической литосферы.

Авторы выражают искреннюю признательность В. С. Шеймовичу, чей опыт и глубокие знания геологии современных вулканов способствовали решению проблемных моментов в определении генезиса ультраосновных брекчий из обрамления массива Сьерра-де-Кристаль.

Литература

1. *Адамович А. Ф., Чехович В. Д.* Основные черты геологического строения Восточной Кубы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 1. С. 36—49.
2. *Белый В. Ф., Гельман М. Л.* Ультраосновные породы в юго-западной части Корякского нагорья//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 138—150.
3. *Бовенко В. Г., Щербакова Б. Е., Эрнандес Г.* Новые геофизические данные о глубинном строении Восточной Кубы//Сов. геология. 1980. № 9. С. 101—109.
4. *Градусов Б. П., Григорьев В. Н., Ратеев М. А., Соколов С. Д.* Обломочные серпентинитовые отложения на юго-восточной части Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа//Литоология и полез. ископаемые. 1975. № 5. С. 62—73.
5. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 208.
6. *Михайлов А. Ф.* Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа//Петрографический сборник. № 4. Л.: ВСЕГЕИ, 1962. С. 111—133.
7. *Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е., Соколов С. Д.* Метаморфические комплексы и проблема фундамента Альпийских структур центрального сектора Кубы//Геотектоника. 1986. № 3. С. 5—24.
8. *Моссаковский А. А., Некрасов Г. Е., Соколов С. Д.* Тектоника Кубы//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1988. С. 113—153.
9. *Павлов Н. В., Григорьева И. И., Муньос-Урбино М.* Хромиконосность ультрабазитов Кубы//Геология полезных ископаемых Кубы. М.: Наука, 1973. С. 172—179.
10. *Пуцаровский Ю. М., Втулочкин А. Л., Моссаковский А. А. и др.* Строение и типы земной коры Кубы//Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 1. С. 178—182.
11. *Abbate E., Bortolotti V., Principin G.* Pre-orogenic tectonics and metamorphism in western Tethys ophiolites//Ophioliti. 1984. N 9. (3). P. 245—278.
12. *Cobiella J. L.* Una melange en Cuba Oriental//La Minería en Cuba. 1978. V. 4. N 4. P. 46—51.
13. *Fonseca E., Zelepuguin V. M., Heredia M.* Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica en Cuba//Ciencias de la tierra y del espacio. Cuba, 1984. N 9. P. 31—46.

14. *Formell F., Oro J.* Informe intermedio sobre la Geologia de las Sierras de Nipe y del Cristal//Arch. IGP. La Habana, 1974. P. 98.
15. *Hall S. A., Young T.* A study of magnetic anomalies in the Yucatan Basin//Trans. 9-th Carib. Geol. Conf. Santo Domingo, 1981. P. 246—252.
16. *Iturralde-Vinent M. A.* Estratigrafia del area Calabazas — Achotal//La Minería en Cuba. 1977. 3. N 1. P. 32—40.
17. *Iturralde-Vinent M. A.* Nuevo modelo interpretativo de la evolución geologica de Cuba//Ciencias de la Tierra y del espacio. 1981. N 3. P. 51—89.
18. *Knipper A. L., Cabrera R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba//VI Conf. Geol. del Caribe. Margarita, Venezuela, 1972. P. 315—317.
19. *Kozary M. T.* Ultramafic rocks in thrust zones of northwestern Oriente Province, Cuba//Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. 1968. V. 52. N 2. P. 2298—2317.
20. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry//Amer. Miner. 1983. V. 68. P. 477—493.
21. *Nagy E., Jakus P., Brito A. et al.* Contribution a la Geologia de Cuba oriental. La Habana, Cienc. y Tec., 1983. P. 273.
22. *Oro J., Formell F. R.* Algunos complejos caoticos en la Sierras de Nipe y Cristal//Res. I. en Simposium Soc. Cubana de Geologia. La Habana, 1981. P. 81—82.
23. *Wagde J., Jackson T. A., Isaacs M. C., Smith T. E.* The ophiolitic Bath-Dunrobin formation, Jamaica. Significance for Cretaceous evolution in the northwestern Caribbean//Gourn. Geol. Soc. London. 1982. V. 132. N 3. P. 321—333.

Геологический институт АН СССР
 Москва;
 Институт геологии и палеонтологии,
 Гавана, Куба

Поступила в редакцию
 30.X.1986

УДК 551.14(571.5)

**ЗОРИН Ю. А., ТУРУТАНОВ Е. Х., НОВОСЕЛОВА М. Р.,
БАЛК Т. В.****ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

На основе разделения гравитационных аномалий и их интерпретации с использованием геологических и сейсмологических данных построена модель литосферы южной части Восточной Сибири. Модель включает разрезы, на которых отражена структура верхней части земной коры, и карты, характеризующие плотностную неоднородность базифицированного слоя в нижней части коры, глубину раздела Мохоровичича и толщину литосферы в целом. Приводится геодинамическое истолкование элементов модели.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория охватывает южную часть докембрийской Сибирской платформы, раннепалеозойскую Саяно-Байкальскую и позднепалеозойско-раннемезозойскую Забайкальскую складчатые области, каждая из которых включает в себя и более древние фрагменты земной коры [1]. Первый регион — область слабого проявления новейших движений, второй — интенсивного, а третий — умеренного. Значительная часть области интенсивного проявления новейших движений и современного горообразования охватывает Саяно-Байкальское сводовое поднятие, в пределах которого развивается Байкальская рифтовая зона (рис. 1).

Строению земной коры и мантии перечисленных выше регионов посвящено большое количество статей и несколько обобщающих работ [4, 9, 16, 17], однако некоторые вопросы строения литосферы разработаны еще недостаточно либо не получили однозначного решения.

В работе [10] авторы предложили ряд приемов разделения гравитационного поля на составляющие, характеризующие различные уровни литосферы.

В настоящее время получены разрезы верхней части земной коры по шести профилям и карта избыточной плотности базифицированного слоя в нижней части коры. Путем решения трехмерной обратной задачи гравиметрии построена карта толщины литосферы. Перечисленные материалы в совокупности с картой толщины земной коры представляют собой объемную модель литосферы. Ее описание и геодинамическое истолкование составляют содержание настоящей статьи.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ МОДЕЛИ

Для определения строения верхней части земной коры использовались декомпенсационные аномалии силы тяжести [10, 11]. В этих аномалиях отражаются плотностные неоднородности «гранитно-метаморфического» слоя коры. В складчатых областях большая часть таких неоднородностей соответствует геологическим телам, непосредственно обнажающимся на земной поверхности, о чем свидетельствует сопоставление гравитационного поля с геологическими картами среднего масштаба и с результатами денситометрии. В таких условиях задача интерпретации аномалий силы тяжести сводится к подбору формы тел, существование которых уже установлено геологическими методами. Ограничениями при расчетах являются фиксированное положение гравитирующего объекта на земной поверхности и независимые определения плотности горных пород. На основании данных денситометрии [4] для комплексов

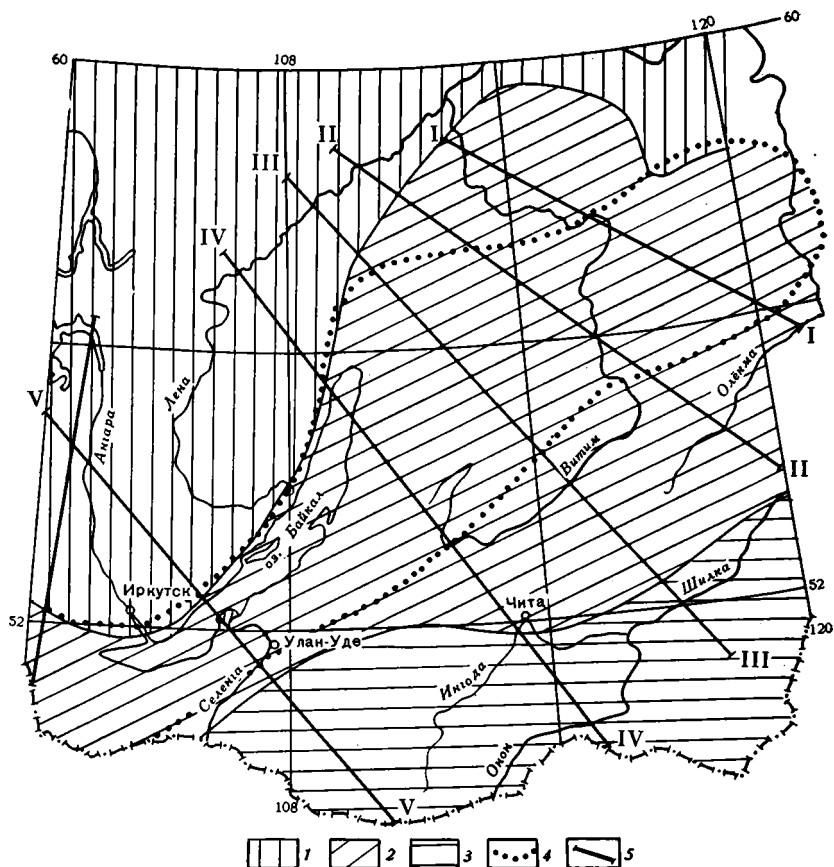


Рис. 1. Схема расположения геолого-геофизических разрезов верхней части земной коры 1 — Сибирская платформа, 2 — Саяно-Байкальская складчатая область, 3 — Забайкальская складчатая область, 4 — границы Байкальской рифтовой зоны (Саяно-Байкальского сводового поднятия), 5 — линии и номера разрезов

пород, слагающих значительные объемы земной коры, нами приняты следующие средние значения плотности: 2250 кг/м^3 для кайнозойских осадков в рифтовых впадинах, 2650 кг/м^3 для осадочного чехла Сибирской платформы, 2600 кг/м^3 для гранитов, 2750 кг/м^3 для докембрийских и нижнепалеозойских метаморфических толщ, 2900 кг/м^3 для неизменных габброидов и обычно серпентинизированных гипербазитов. Избыточные плотности определялись относительно средней плотности «гранитно-метаморфического» слоя (2670 кг/м^3). К нерасчиленной части этого слоя отнесены гнейсы, гранодиориты, слабометаморфизованные песчано-сланцевые и эффузивные образования палеозоя и раннего мезозоя.

Для Сибирской платформы использованы имеющиеся сведения о мощности осадочного чехла [18]. Предполагалось, что верхние границы плотностных неоднородностей фундамента совпадают с подошвой чехла. В этом регионе рассмотрено два класса таких неоднородностей: массивы гранитов и блоки, сложенные метаморфизованными толщами.

Интерпретация декомпенсационных аномалий выполнена по шести профилям, секущим исследуемую территорию в северо-западном и субмеридиональном направлениях. Большая часть геологических объектов вытянута поперек этих профилей и распространяется на сравнительно небольшую глубину. Поэтому применение двухмерного метода подбора формы плотностных неоднородностей не приводит к существенным искажениям представлений о поперечных сечениях этих тел.

В некоторых случаях при интерпретации возникала проблема разделения гравитационных влияний сближенных объектов. Так, отрицатель-

ные локальные аномалии, связанные с линзами кайнозойских осадков в Байкальской и Баргузинских впадинах, оказались «вложенными» в более широкий минимум, обусловленный крупным гранитным массивом. В этих случаях для разделения аномалий привлекалась дополнительная информация о мощности осадков во впадинах. На Южном Байкале использованы результаты бурения в дельте р. Селенги, а в Баргузинской впадине — материалы сейсморазведки. По этим данным путем решения прямой задачи воспроизводились ветви аномалий, связанных с линзами осадков. Затем по таким ветвям строились полиномы второй и третьей степеней, которые описывали «региональный» фон указанных аномалий.

Карта толщины коры (глубины раздела Мохоровичича от уровня моря) построена по уравнению регрессии, которое связывает значения этого параметра, определенные по данным ГСЗ [16], с эффективными высотами рельефа. Уравнение регрессии имеет вид [10]:

$$H_m = 39,3 + 4,4h_{эф} \quad (1)$$

где H_m — толщина коры, $h_{эф}$ — эффективная высота рельефа. Последняя вычисляется путем добавления к топографическим альтитудам, осредненным по площадкам 30×30 км, приращений высоты, которые эквивалентны недостаткам или избыткам масс, отражающимся в декомпенсационных аномалиях [10]. Судя по известному соотношению между скоростью продольных сейсмических волн и плотностью [6, с. 142], изменение плотности на разделе Мохоровичича под платформой составляет 240 кг/м^3 . Сопоставление последнего значения с тем, которое следует из коэффициента при $h_{эф}$ в уравнении (1), показывает, что изменения толщины коры по площади обеспечивают лишь 40% изостатической компенсации. Остальные 60% компенсации создаются плотностными неоднородностями нижней части коры и верхней мантии [10].

Представление о распределении этих неоднородностей дает остаточное гравитационное поле, полученное в результате вычитания из аномалий Буге декомпенсационных аномалий и влияния раздела Мохоровичича, которое рассчитано путем решения прямой трехмерной задачи с приведенным выше значением избыточной плотности мантии. Для таких расчетов пространство коры разбивалось на элементарные прямоугольные призмы с горизонтальными размерами 30×30 км.

Мы полагаем, что региональные возмущения остаточного гравитационного поля связаны с вариациями толщины литосферы, а локальные — с плотностью неоднородности нижней части коры [10]. Последние представлены относительными максимумами над рифтовыми депрессиями. Они обусловлены дополнительной (по отношению к изменениям глубины раздела Мохоровичича по площади) компенсацией рифтовых впадин, которая создается увеличением плотности нижней части коры за счет внедрения роев даек мантийных пород [17].

Для исключения указанных локальных максимумов на северо-востоке рифтовой зоны региональное поле было описано трендом четвертого порядка [10]. В юго-западной части этой зоны, где относительный максимум, создаваемый дополнительной компенсацией громадной Байкальской впадины, сильно искажает региональное поле, такую операцию выполнить не удалось.

Вместе с тем в условиях изостазии, существование которой в рассматриваемом регионе показано ранее [9], информация о величине компенсационных масс (т. е. о глубинной структуре коры и мантии) содержится не только в остаточном гравитационном поле, но и в эффективных высотах рельефа, причём формы последнего гораздо более локализованы, чем аномалии силы тяжести, связанные с глубинными объектами. По сохранившимся фрагментам Саяно-Байкальского сводового поднятия способом наименьших квадратов построена поверхность тренда четвертого порядка, т. е. восстановлены высоты этого регионального поднятия, которые существовали бы при отсутствии в его пределах рифтовых впадин. Разности между эффективными высотами и значениями тренда

на площадях впадин характеризуют общий недостаток топографических и геологических масс, соответствующий этим локальным структурным формам. Указанный недостаток масс должен быть равен по абсолютной величине избытку масс, который образует изостатическую компенсацию рифтовых депрессий. Удаляя из этого избытка масс часть компенсации, которая связана с вариациями толщины коры, мы получаем представление об увеличении плотности нижней части коры за счет ее базификации (внедрения даек мантийных пород).

Дополнительная компенсация рифтовых впадин моделировалась слоем с переменной плотностью, подошва которого совпадает с разделом Мохоровичича, а мощность составляет 18 км. При указанной мощности этот слой не вторгается в область существования плотностных неоднородностей верхней части коры, выявленных по декомпенсационным аномалиям. Переменная по площади избыточная плотность этого базифицированного слоя рассчитывалась по формуле $\Delta\rho_c = 0,6 \cdot \rho_T \cdot \Delta h_{эф}/m$, где ρ_T — плотность топографических масс (2670 кг/м^3), m — мощность базифицированного слоя, $\Delta h_{эф}$ — разность между значениями эффективной высоты рельефа и ее трендом. Коэффициент 0,6 (60%) учитывает долю компенсации, не обеспеченную вариациями глубины подошвы коры [10]. Гравитационное влияние слоя рассчитано в трехмерном варианте и вычтено из поля остаточных аномалий силы тяжести. Таким способом восстановлена региональная составляющая поля над Саяно-Байкальским сводовым поднятием.

Региональные остаточные аномалии использовались для картирования толщины литосферы. Из-за отсутствия информации о плотностной неоднородности подкоровой части литосферы возможны некоторые искажения оценок ее толщины в отдельных районах. Обратная задача для контактной поверхности, соответствующей подошве литосферы, решалась при разбиении пространства на элементарные призмы с площадью горизонтального сечения $120 \times 120 \text{ км}$. По геофизическим данным [10], толщина литосферы во внутренних районах Сибирской платформы составляет 200 км, а в осевой части Саяно-Байкальского сводового поднятия она уменьшается до толщины земной коры, т. е. до 35—50 км. Эти значения были приняты известными примерно на 20—25% исследуемой территории, причем не изменяемыми при подборе оказались максимальные и минимальные значения толщины литосферы. Подобные жесткие ограничения позволяют определить как глубину положения контактной поверхности (подошвы литосферы) на остальной части площади, так и изменения плотности на этой поверхности. Первая задача решалась методом автоматизированного подбора в его трехмерном варианте [2]. Подбирались глубины контактной поверхности и постоянный региональный фон при фиксированной величине недостатка плотности астеносферы относительно литосферы. Затем изменялась величина недостатка плотности и операция подбора повторялась. Критерием выбора окончательного варианта решения явилась минимизация среднего квадратического отклонения рассчитанного поля от остаточных аномалий силы тяжести. Недостаток плотности астеносферы относительно литосферы оценен в 20 кг/м^3 .

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Вследствие ограниченных возможностей гравиметрического метода построенные схематические разрезы верхней части земной коры отражают только крупные геологические объекты, плотность которых отличается от средней плотности «гранитно-метаморфического» слоя. Разрезы построены по линиям, секущим рассматриваемую территорию в районах крупных рифтовых впадин (рис. 1 и 2). Интерпретация декомпенсационных аномалий подтверждает выполненные ранее [9] оценки мощности кайнозойских отложений в этих депрессиях. В Чарской, Муйской и Верхнеангарской впадинах их мощность достигает 2000 м, в Бар-

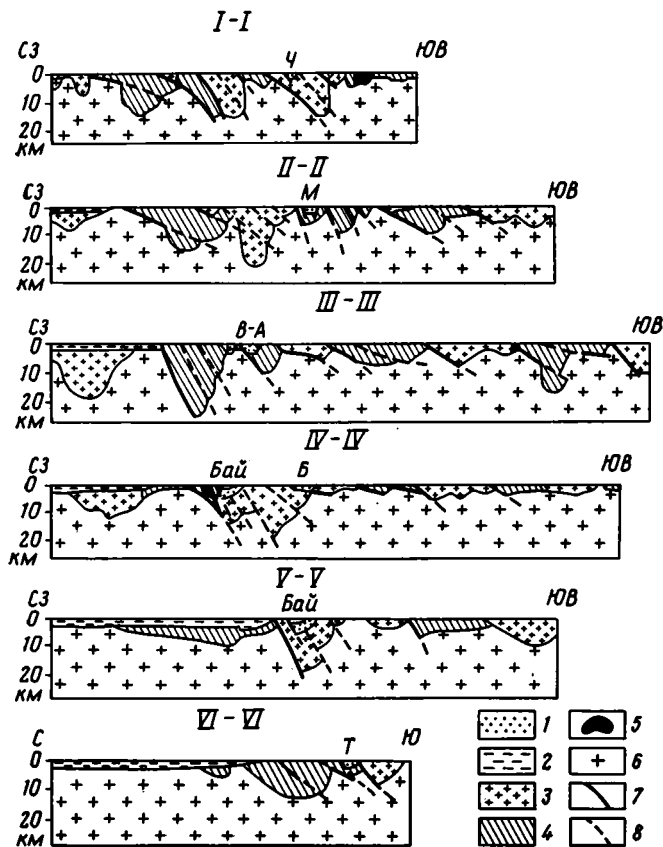


Рис. 2. Разрезы верхней части земной коры (вертикальный масштаб в 5 раз крупнее горизонтального)
 1 — кайнозойские отложения в рифтовых впадинах; 2 — осадочный чехол Сибирской платформы; 3 — граниты; 4 — метаморфические породы; 5 — основные и ультраосновные магматические образования; 6 — нерасчлененный «гранитно-метаморфический» слой; 7 — разломы, совпадающие с границами гравитирующих тел; 8 — предполагаемые разломы. Рифтовые впадины: Ч — Чарская, М — Муйская, В-А — Верхнеангарская, Бай — Байкальская, Б — Баргузинская, Т — Тункинская

гузинской и Тункинской — 2500 м, а в Байкальской — 5000—6000 м. В недавно опубликованной работе [4] утверждалось, что в трех первых впадинах, образующих северную ветвь рифтовой зоны, мощность кайнозойских осадков не превышает 700 м. Однако при бурении в Чарской впадине скважина вскрыла разрез кайнозойских осадков на глубину около 1200 м и не достигла фундамента.

Рифтовые впадины не обнаруживают прямой унаследованности от более древних структур в том смысле, что на их месте никогда не существовали аналогичные депрессии. Однако они в большинстве случаев приурочены к участкам, где либо развиты граниты, либо метаморфические толщи имеют небольшую вертикальную мощность (см. рис. 2). По-видимому, участки распространения пород более кислого состава в силу их пониженной механической прочности преимущественно подвергались растяжению при рифтогенезе. Мы еще вернемся к этому вопросу при анализе карты толщины земной коры.

На приводимых разрезах отмечается интересная закономерность. В Саяно-Байкальской складчатой области как гранитные массивы, так и тела, сложенные метаморфическими породами, имеют, за редким исключением, большие вертикальные мощности, чем в Забайкалье и на Сибирской платформе. Обратные к платформе границы геологических тел здесь во многих случаях полого погружаются в юго-восточном на-

правлении (см. рис. 2), т. е. в тех же румбах, что и сместители крупных надвигов, существование которых обнаружено геологическими наблюдениями в ближнем складчатом обрамлении платформы [7]. Полученные геофизические данные позволяют считать, что надвигание на север было характерно для всей Саяно-Байкальской области и именно этот процесс привел к «скупиванию» блоков, т. е. к увеличению вертикальной мощности плотностных неоднородностей верхней части земной коры. Кроме надвигов, совпадающих с границами гравитирующих тел, на разрезах показаны и предполагаемые пологие сместители в местах, где нарушается плавность контуров объектов.

Такая структура сформировалась в результате сжатия, которое, по-видимому, было вызвано древней (раннепалеозойской) коллизией континентов. При кайнозойском рифтогенезе некоторые из пологих разломов могли быть использованы для реализации растяжения верхней части коры с изменением направления смещения по ним.

БАЗИФИЦИРОВАННЫЙ СЛОЙ В НИЖНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ

Существование базифицированного слоя под рифтовой зоной в принципе подтверждается данными многоволновых ГСЗ [13]. Однако из-за довольно произвольного выбора постоянного значения мощности слоя карта его избыточной плотности, по-видимому, лишь весьма приближенно отражает строение нижней части коры.

При мощности слоя, равной 18 км, значения его избыточной плотности варьируют от 0 до 200 кг/м³ (рис. 3). Нулевые значения, которые по сути дела ограничивают область существования этого слоя, примерно соответствуют осям горных хребтов, обрамляющих рифтовые депрессии. На большей части рифтовой зоны избыточная плотность не превышает

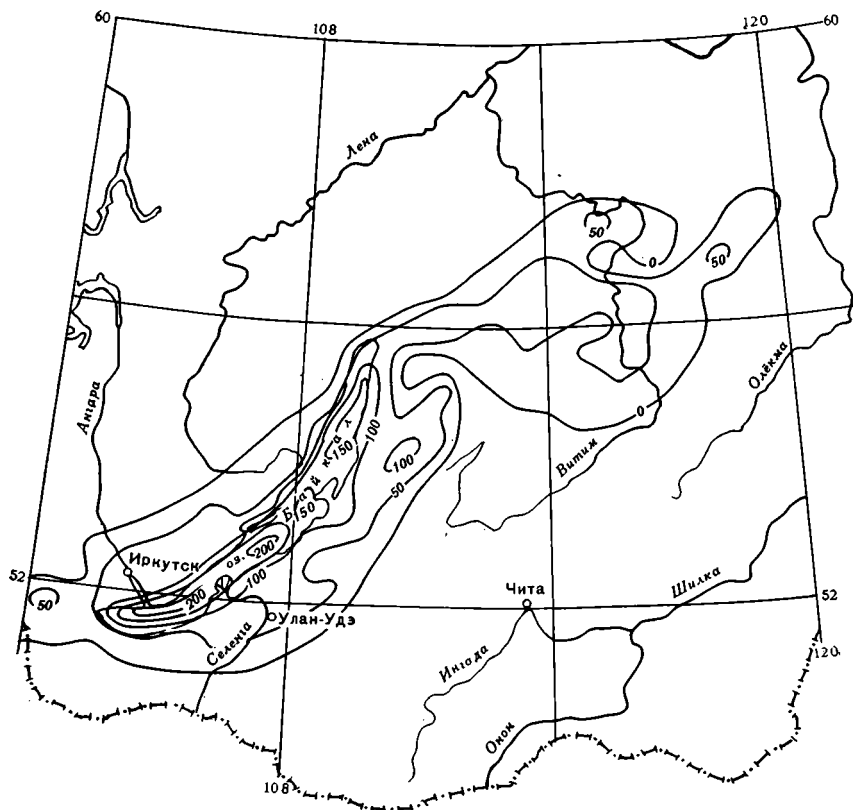


Рис. 3. Карта избыточной плотности базифицированного слоя в нижней части земной коры (изолинии через 50 кг/м³)

50—70 кг/м³. Она достигает 150—200 кг/м³ в узкой полосе, протягивающейся вдоль Байкальской впадины. Ширина этой полосы составляет 10—20 км. Если сопоставить максимальные значения избытка плотности с ее изменением на границе Мохоровичича (240 кг/м³), то нужно полагать, что в указанной полосе нижняя часть земной коры на 60—80% замещена веществом мантии. По-видимому, под Байкальской впадиной в процессе рифтогенеза периодически образовывались раздвиги, которые в пределах «гранитно-метаморфического» слоя трансформировались в смещения по пологим листрическим разломам. В нижней части коры раздвиги заполнялись мантийным веществом. На сравнительно недавнее внедрение подобных трещинных интрузий («больших даек») под Байкалом указывают геотермические данные [12].

Вместе с тем осредненное по всей ширине области существования базифицированного слоя значение избытка плотности в районе этой впадины составляют всего 60 кг/м³, что соответствует замещению 25% объема коры мантийным веществом. Последняя цифра характеризует относительную величину растяжения, освободившего пространство для внедрения такого вещества. Соотнеся эту величину с шириной области базификации в рассматриваемом районе (см. рис. 3), нетрудно рассчитать, что абсолютная величина растяжения здесь составляет 50 км. Ранее по уменьшению толщины земной коры под Байкалом растяжение оценивалось в 25 км [14]. Обе эти оценки весьма ориентировочны и характеризуют лишь порядок рассматриваемой величины.

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Под рассматриваемой частью платформы толщина земной коры варьирует от 38 до 43 км, а под Забайкальской областью умеренного горообразования — от 42 до 46 км. Наибольшие изменения толщины коры отмечаются в Байкальской рифтовой зоне (рис. 4). На сравнительно узких участках, соответствующих рифтовым впадинам, она уменьшается до 34—40 км, а под горными хребтами, являющимися фрагментами

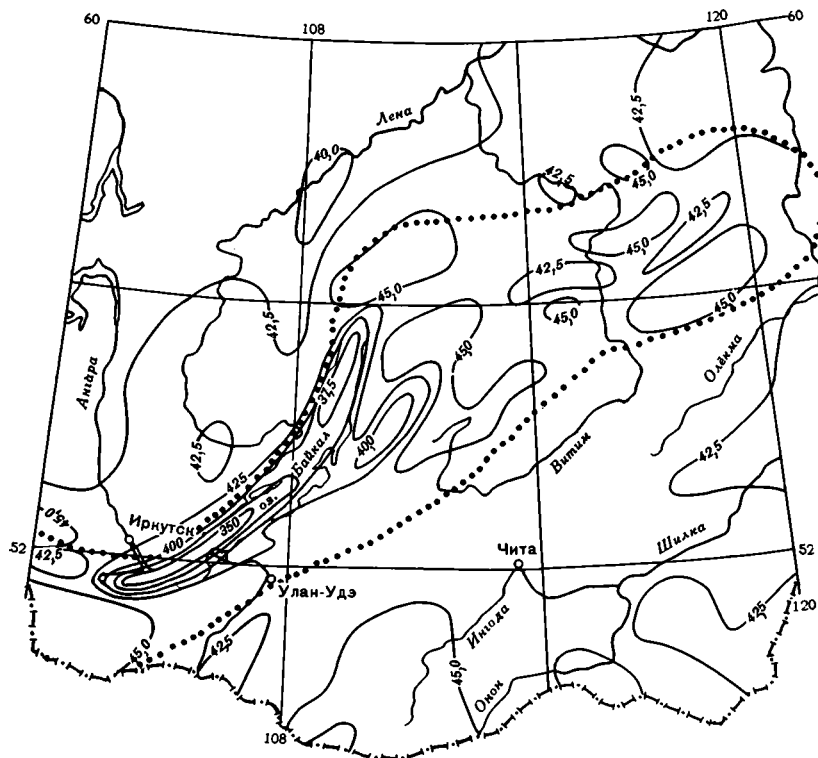


Рис. 4. Карта толщины земной коры (изолинии через 2,5 км)

Саяно-Байкальского сводового поднятия, возрастает до 45—50 км. Так как площадь хребтов превышает площадь впадин, то среднее значение толщины коры под этим регионом оказывается большим, чем под Сибирской платформой. Такое региональное утолщение коры характерно для складчатого обрамления платформы в целом. Возникло оно, очевидно, на дорифтовых этапах развития, возможно, еще в раннем палеозое, когда имело место сжатие коры.

Приведенные выше значения толщины коры под рифтовыми впадинами включают в себя и мощные толщи кайнозойских осадков. Кристаллическая же часть коры под депрессиями утонена до 28—37 км, т. е. она на 10—16 км тоньше по сравнению с корой под примыкающими к ним горными хребтами. Столь значительное утонение коры обязано своим происхождением растяжению, которое началось в олигоцене [14] и, судя по механизмам очагов землетрясений, продолжается до настоящего времени [15].

Рифтовые впадины приурочены к тем участкам фундамента, где либо развиты граниты, либо метаморфические толщи имеют пониженную мощность. Для них характерны некоторые недостатки масс по сравнению с соседними районами. В условиях изостазии и пенепленизации, имевшей место перед началом рифтогенеза [14], таким недостатком масс должно было соответствовать небольшое (на 2—5 км) относительное утонение коры. По-видимому, отмеченная закономерность расположения рифтовых впадин объясняется и тем, что растяжению подвергались преимущественно сегменты коры, обладавшие несколько пониженной ее толщиной.

Современная структура раздела Мохоровичича в Забайкальской области в своих основных чертах сформировалась, очевидно, в позднем палеозое — мезозое. На это указывает корреляция толщины коры с интенсивностью проявления мезозойского гранитоидного магматизма [9].

ТОЛЩИНА ЛИТОСФЕРЫ

Под центральной частью Сибирской платформы подошва литосферы расположена на глубине 200 км. Она сравнительно резко воздымается к Саяно-Байкальскому своду в полосе, охватывающей предгорья Восточного Саяна, Верхнеленское и Байкало-Патомское поднятия. Под рифтовой зоной толщина литосферы составляет 35—50 км. У юго-восточной границы Саяно-Байкальского свода подошва литосферы довольно круто погружается на глубину около 100 км. Под юго-западной частью Селенгинской зоны толщина литосферы увеличивается до 150 км, а под Хэнтэй-Даурским поднятием — уменьшается до 70 км. Под Восточным Забайкальем литосфера имеет толщину 125—160 км (рис. 5).

Сопоставление полученных результатов с оценками толщины литосферы по данным геотермии [8, 19] и магнитотеллурических зондирований [4] показывает, что для Сибирской платформы они приблизительно согласуются между собой. Все методы свидетельствуют также о значительном поднятии кровли астеносферы под рифтовой зоной. Однако оценки толщины литосферы под ней по материалам магнитотеллурических зондирований составляет 70—100 км [4]. Мы полагаем, что двойное увеличение этой толщины связано с использованием одномерных моделей среды при наличии резких трехмерных неоднородностей в верхней части геоэлектрического разреза.

В пользу достоверности наших определений толщины литосферы под рифтовой зоной свидетельствуют расчеты глубин гипоцентров землетрясений. Эти глубины варьируют здесь от 0 до 20—25 км [5]. Последние цифры являются оценкой толщины слоя литосферы, в котором могут накапливаться упругие напряжения и который может деформироваться с образованием разрывов. Ниже этого слоя проявляется субсолидусный крип. Для ряда регионов установлено, что глубина температуры солидуса мантии (т. е. толщина литосферы) примерно в 2 раза превышает толщину упругого слоя [21]. Можно полагать, что под Байкальской рифто-

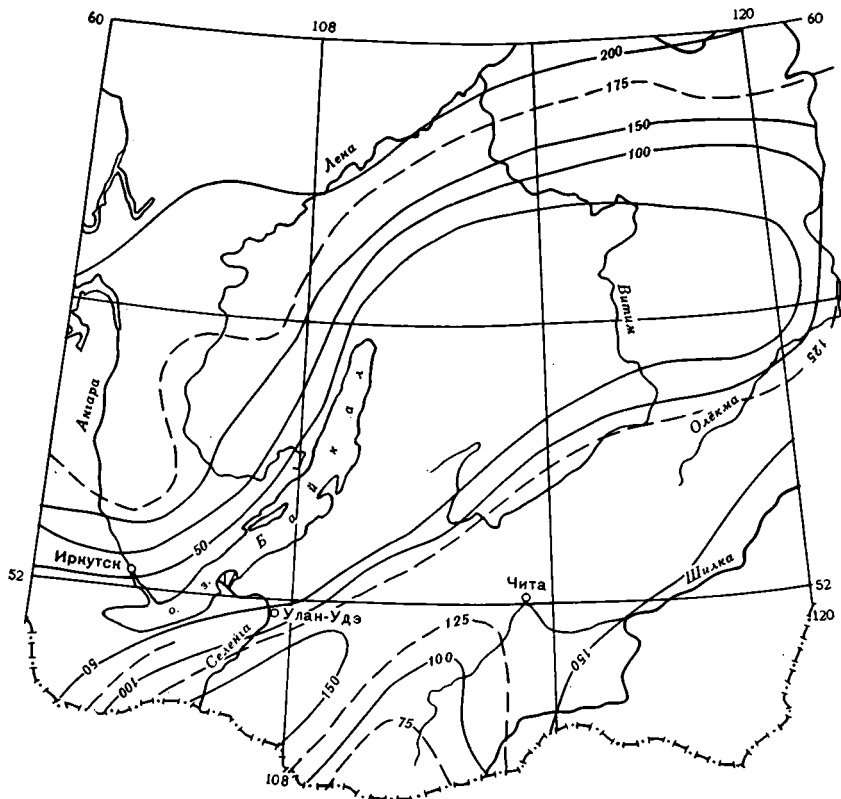


Рис. 5. Карта толщины литосферы (сплошные изолнии через 50 км)

вой зоной литосфера утонена до 40–50 км, т. е. до толщины земной коры, как это и отражено на составленной карте (см. рис. 5).

Аномальные массы астеносферного выступа под Саяно-Байкальским сводовым поднятием обеспечивают значительную часть его изостатической компенсации. Развитие Байкальской рифтовой зоны началось в олигоцене, и высоты сводового поднятия достигли значений, близких к современным, к началу позднего плиоцена. Численное моделирование термического поля литосферы над растущим астеносферным выступом показывает, что современное региональное значение теплового потока в рифтовой зоне хорошо согласуется с результатами теоретических расчетов, если допустить, что движение поверхности астеносферы вверх началось около 30 млн. лет назад и она достигла раздела Мохоровичича 3–4 млн. лет назад [12]. Таким образом, развитие сводового поднятия и рост астеносферного выступа происходили одновременно.

Однородное растяжение литосферы, генерируемое внешними (по отношению к рассматриваемому региону) силами, не могло освободить пространство для пассивного формирования столь громадного выступа, так как его ширина на порядок превышает приведенную выше величину растяжения коры, необходимую для образования Байкальской впадины. Очевидно, вещество астеносферы внедрялось активно вследствие развития гравитационной неустойчивости. Над таким астеносферным диапиром в земной коре возникло растяжение, которое привело к рифтогенезу. В позднем плиоцене вершина диапира достигла подошвы менее плотной коры и его поднятие вверх прекратилось. В силу стремления механической системы к минимуму гравитационной энергии усилилось растекание астеносферного выступа в стороны, что привело к увеличению скоростей растяжения коры и прогибания рифтовых впадин [14].

Нужно отметить, что глубинное вещество, слагающее астеносферный диапир, по среднему химическому составу не вполне идентично мантий-

ной части литосферы под Сибирской платформой. На это указывает повышенная железистость лерцолитов, образующих включения в кайнозойских базальтах рифтовой зоны, по сравнению с аналогичными породами из кимберлитовых трубок на платформе [3]. При одинаковых температурах вещество диапира может быть несколько более плотным, чем вмещающие его породы мантии. Только его высокий разогрев и частичное плавление обеспечивают существование сравнительно небольшого ($15\text{--}20\text{ кг/м}^3$) недостатка плотности. Источниками такого вещества, возможно, являются «горячие пятна» под астеносферой. Постоянный приток этого вещества и мелкомасштабная конвекция в нем составляют неперенные условия развития и длительного существования астеносферного диапира.

Астеносферный диапиризм в кайнозой проявился, видимо, и под Хэнтэй-Даурским поднятием, где толщина литосферы составляет 70 км. Однако в силу каких-то причин (возможно, из-за повышенной прочности литосферы либо из-за охлаждения астеносферы в ее узком выступе) вершина диапира здесь не достигла подошвы земной коры. Под большей частью Забайкалья толщина литосферы составляет 100—130 км. Эти значения, судя по результатам моделирования процесса утолщения литосферы со временем, прошедшим после термического события, соответствуют геологическим данным о высоком уровне тектономагматической активности данного региона в позднем палеозое — мезозое. Участки Забайкалья, под которыми толщина литосферы превышает 130 км, очевидно, имеют более древний возраст геологических структур (основные термические события произошли здесь до позднего палеозоя). Для моделирования использованы аналитические выражения, полученные С. Кру и Дж. Томпсоном [20]. При этом было принято, что в конце термического события, когда тепловой поток из астеносферы в литосферу уменьшился до фоновой величины (18 мВт/м^2), толщина литосферы составляла 40 км. При указанном фоновом потоке толщина литосферы в пределе должна стремиться к 200 км, т. е. к значениям, характерным для древней Сибирской платформе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построена объемная модель литосферы, количественно согласованная с гравиметрическими и сейсмологическими данными и принципом изостазии.

Установлено, что в Саяно-Байкальской складчатой области имеет место «скупивание» блоков верхней части коры за счет их смещения по надвигам, которое произошло, по-видимому, в раннем палеозое. Толщина и структура литосферы согласуются с геологическими оценками времени формирования континентальной коры Забайкальской области и Сибирской платформе.

Причиной образования Байкальской рифтовой зоны явилось активное внедрение астеносферного диапира, существенно изменившее структуру всей литосферы. Рифтовые впадины формировались на коре пониженной прочности, что определялось преимущественно вещественным составом ее верхней части.

Литература

1. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
2. Булах Е. Г., Маркова М. Н., Тимошенко В. И., Бойко П. Д. Математическое обеспечение автоматизированной системы интерпретации гравитационных аномалий (метод минимизации). Киев: Наук. думка, 1984. 110 с.
3. Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 281 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение/Под ред. Пузырева Н. Н. и Мандельбаум М. М. Новосибирск: Наука, 1984. 173 с.
5. Голенецкий С. И. Анализ эпицентрального поля. Сейсмическая активность//Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 163—184.

6. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли/Под ред. Субботина С. И., Балавадзе Б. К., Старостенко В. И. и др. Киев: Наук. думка, 1979. 247 с.
7. Древняя структура земной коры Восточной Сибири/Под ред. Замараева С. М. Новосибирск: Наука, 1975. 184 с.
8. Дучков А. Д., Соколова Л. С. Тепловой режим литосферы Сибири//Современная геодинамика литосферы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 46—52.
9. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
10. Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43—52.
11. Зорин Ю. А., Письменный Б. М., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести//Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 104—108.
12. Зорин Ю. А., Осокина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 7. С. 3—14.
13. Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Глубинное строение Байкальского рифта по данным многоволновых сейсмических исследований//Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 223—224.
14. Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 3—16.
15. Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
16. Недра Байкала (по сейсмическим данным)/Под ред. Пузырева Н. Н. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
17. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта/Под ред. Флоренсова Н. А. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
18. Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М.: Недра, 1972. 167 с.
19. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 1. С. 25—32.
20. Crough S. T., Thompson G. A. Thermal model of continental lithosphere//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 26. P. 4857—4862.
21. Peltier W. R. The thickness of the continental lithosphere//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B13. P. 11303—11316.

Институт земной коры СО АН СССР
Иркутск

Поступила в редакцию
2.VI.1987

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.22 (571.66)

ЧЕХОВИЧ В. Д., КРАВЧЕНКО-БЕРЕЖНОЙ И. Р.,
АВЕРИНА Г. Ю., КОВАЛЕНКО Д. В.

О ТЕКТОНИКЕ ОСТРОВА КАРАГИНСКОГО

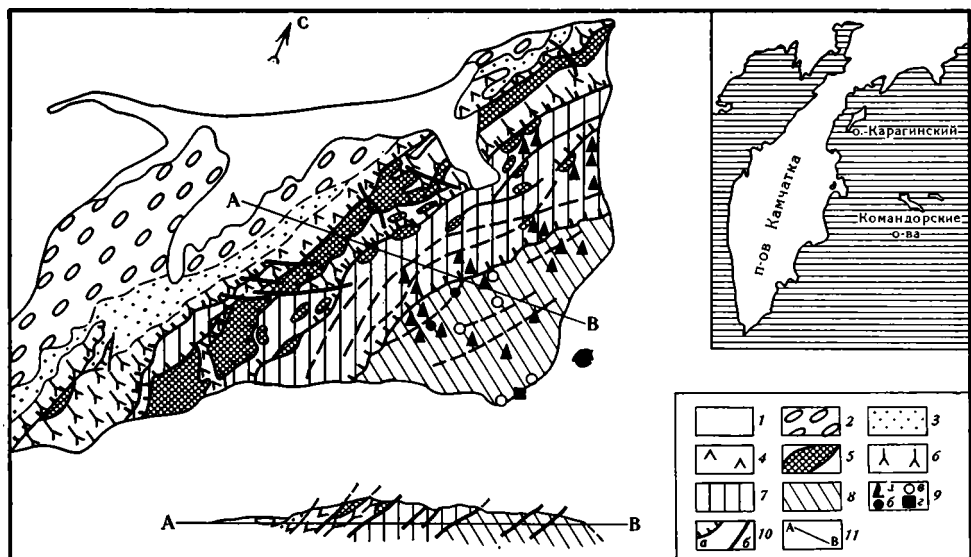
Остров Карагинский, расположенный в Беринговом море, является как бы связующим звеном между Олюторской зоной Корякского нагорья и Восточно-Камчатской системой. Геологическое строение острова сложное, о чем свидетельствуют противоречивые представления, опубликованные в печати [3, 4, 6, 7]. Настоящая статья подводит краткий итог исследований авторов, которые они провели на о-ве Карагинском в 1982—1983 и 1985 гг. Здесь выделяется ряд пластин, сложенных различными структурно-формационными комплексами (рисунок). Они соприкасаются друг с другом по крупным надвигам, наклоненным на северо-запад. Каркас структуры острова составляют породы кремнисто-вулканогенного комплекса. Он сложен базальтами, переслаивающимися с вулканическими брекчиями и пачками кремнистых пород. На основании фауны иноцерамов [3] и микрофауны радиолярий [1] возраст комплекса определяется как поздне-сенонский. Имеются также находки альб-туронских радиолярий [2] в блоке, соотношение которого с поздне-сенонскими породами пока не ясно. Петролого-геохимическое исследование вулканитов показывает, что они относятся к высококальциевой известково-щелочной серии и сопоставимы с образованиями развитой островной дуги.

К востоку почти непрерывно протягиваются выходы пород офиолитового комплекса. В его состав входят серпентинитовый меланж, серпентинизированные гипербазиты (в основном гарпбургиты), комплекс параллельных диабазовых даек и тесно ассоциирующие с ними метаморфические сланцы. Крупные пластины гипербазитов подстилаются меланжем. Породы офиолитового комплекса пододвинуты под вулканогенно-кремнистые образования, а в центральной части острова образуют крупную опрокинутую на восток синформу.

Составы диабазов, полосчатых габброидов и сланцев на диаграммах Миясиро дают единое поле с ярко выраженным толентовым трендом, близким тренду абиссальных толентов. Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) близок таковому *N*-типа срединно-океанических хребтов. Согласно классификации, основанной на модели Л. Беккалувы и др. [9], офиолиты о-ва Карагинского могут интерпретироваться как фрагменты коры океанического типа. Данные о времени формирования офиолитового комплекса, который по общим соображениям скорее всего является доальбским, сводятся к результатам определения *K/Ag*-возраста двух образцов — габбро-диабазы и диабазы (коллекция С. А. Мельниковой, 81—84 млн. лет). Полученные нами определения *K/Ag*-возраста гранатовых амфиболитов из меланжа (67 ± 5 млн. лет), вероятно, отвечают процессам динамометаморфизма, связанным с отрывом офиолитовых пластин перед выводом их в верхние слои литосферы. Возраст метаморфизма сланцев (по диабазам) — 30 ± 5 млн. лет, видимо, соответствует тектоническому перемещению и дезинтеграции офиолитов при формировании современной структуры.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса располагаются в основном к юго-востоку от пластин офиолитов и с падением под них. Они сложены туфобрекчиями, туфо-конгломератами, туфами, песчаниками и туфоалевролитами, а также базальтами и андезит-базальтами. Петролого-геохимические характеристики вулканитов соответствуют известково-щелочным и высококальциевым известково-щелочным сериям островодужного типа. Комплекс бентосных фораминифер свидетельствует о маастрихт-датском возрасте [7]. Интенсивность дислоцированности отложений увеличивается с запада на восток. В восточной части развития этого комплекса отмечается стабильная восточная вергентность складчатых структур и разрывных нарушений.

Еще далее к юго-востоку располагаются образования флишoidalного комплекса. Он сложен разным по стилю переслаиванием песчаников и алевролитов с песчано-карбонатными конкрециями. Часто встречаются горизонты олистостром, находящиеся, видимо, на различных стратиграфических уровнях. Судя по составу олистолитов наиболее вероятным источником для олистостром являлись породы офиолитового, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов. Встречаются также олистоплаки, сложенные вулканитами. По составу они отвечают толентовым базальтам океанического типа и реже — известково-щелочным андезит-базальтам. Некоторые из тел толентов представляют собой эффузивные покровы среди осадочных пород. Флишoidalная толща очень сильно дислоцирована с образованием опрокинутых на восток изоклиналильных складок и чешуйчатых надвигов и интенсивным будинированием песчаных прослоев. По комплексу бентосных фораминифер возраст толщи определяется как маастрихт-датский [7], однако на севере и в центральной части острова в аналогичных породах имеются находки моллюсков палеогенового возраста, а также палеогеновых фораминифер (данные С. А. Мельниковой, Б. К. Долматова и др.).



Геологическая схема о-ва Карагинского

1—8 — отложения и комплексы пород: 1 — рыхлые четвертичные, 2 — плиоцен-позднемиоценовые, 3 — олигоцен-миоценовые молассоидные, 4 — кремнисто-вулканогенные, 5 — офиолитовые, 6 — вулканогенно-обломочный, 7 — флишоидные, 8 — осадочного меланжа; 9 — характеристика вулканитов олистолитов, олистоплак и линз: а — толеиты океанического типа, б — низкокальциевые андезиты островных дуг, в — известково-щелочные островодужные вулканиты, г — шохониты; 10 — разломы: а — надвиги, б — прочие; 11 — линия профиля

Преимущественно тонкообломочный характер терригенных пород, типичные флишоидные текстуры, бедность макрофауны, очевидно, свидетельствуют о достаточно глубоководной обстановке их накопления. Рода фораминифер, определенные Н. М. Петриной [7], соответствуют, по свидетельству И. А. Басова (устное сообщение), абиссальным условиям, а некоторые из них встречаются в современной обстановке в пределах глубоководных желобов.

Породы, слагающие прибрежную юго-восточную часть о-ва Карагинского, входят в состав выделенного нами комплекса осадочного меланжа. Он очень сильно тектонизирован и состоит из аргиллит-алевролитового матрикса и разнообразных включений. Среди последних имеются обломки и глыбы олистолитов, а также отдельные крупные пластины олистоплака. По составу среди обломков различаются: тонкозернистые песчаники, мергелистые песчаники, кремнистые породы разнообразной окраски, туфы, базальты, известняки, очень редко — габброиды. Крупные пластины и чешуи представляют собой, по-видимому, части чужеродных пакетов. Они сложены переслаиванием серых и зеленых кремнистых пород с алевритистыми песчаниками и отдельными прослоями туффов. Некоторые крупные пластины сложены афировыми и иногда порфиоровыми базальтами с подушечной отдельностью, редко — андезитами. Вулканиты принадлежат толеитовой и известково-щелочной сериям. Толеитовые базальты отвечают N-типу базальтов срединно-океанических хребтов. Петролого-геохимические характеристики известково-щелочных пород наиболее полно соответствуют образованиям зрелых островных дуг. Таким образом, в комплексе осадочного меланжа совмещены тела вулканитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Интересны результаты определения макро- и микрофауны. Двустворчатые моллюски, собранные при тематических работах М. С. Маркова, М. Ю. Хотина и Г. П. Борзуновой в 1968 г., по современным данным относятся к эоцену — олигоцену; скелетные остатки бентосных фораминифер определены Н. М. Петриной как маастрихт-датские [7]; остатки планктонных фораминифер, изученные в шлифах из линз и, вероятно, олистолитов (коллекция М. Н. Шапиро, определения проф. А. Де-ла-Торре, Институт геологии и палеонтологии АН Кубы), свидетельствуют о позднемиоценовом, палеоценовом, палеоцен-эоценовом их возрасте; из кремневых олистолитов и крупных пластин собраны остатки среднеэоценовых радиолярий [8]. Судя по разнообразию датировок можно думать, что в комплексе осадочного меланжа включены разные породы, представляющие собой чужеродные по отношению к матриксу образования. Таким образом, возраст матрикса не может быть древнее среднего эоцена, а скорее всего является более молодым.

Породы комплекса осадочного меланжа исключительно сильно дислоцированы, формируя опрокинутые на юго-восток изоклиналильные складки. Слоистые породы чужеродных пластин также часто образуют лежащие опрокинутые изоклиналильные складки. Частично они, видимо, формировались при пластичном состоянии осадков.

Тонкообломочный характер терригенных пород матрикса, встречающиеся среди них линзы и прослои чистых кремнистых пород с радиоляриями позволяют предполагать

глубоководную обстановку их формирования, что подтверждается присутствием в толще вулканитов характерного океанического типа. Однако в этом «океаническом» матричке заключены тела и несомненных островодужных вулканитов. Подобное сонахождение в составе одного комплекса океанических и островодужных пород и разновозрастность включенных фрагментов обусловлены, видимо, тектоническим сближением формаций, принадлежащих различным палеогеографическим областям, что свойственно только аккреционным образованиям [5].

Суммируя данные о принадлежности выделенных структурно-формационных комплексов к различным геодинамическим обстановкам и об их современном положении в структуре, можно заключить, что крайнее северо-западное положение занимает островодужный комплекс, а на юго-востоке под них последовательно пододвинуты: офиолитовый комплекс, соответствующий фрагментам коры океанического типа, позднеэоценово-эоценовый — палеоэоценовый флишoidalный комплекс, отвечающий осадкам глубоководного желоба, и палеогеновый (эоценовый) комплекс осадочного меланжа, формировавшийся в глубоководных условиях, но испытавший в дальнейшем тектоническую имплантацию пластин и блоков, образовавшихся в иной палеогеодинамической обстановке.

Таким образом, вся восточная часть о-ва Карагинского в целом представляет собой крупную аккреционную призму юго-восточной вергентности, в которой тектонически совмещены образования первично удаленных друг от друга комплексов. При этом относительно более древние из них находятся структурно выше, нежели более молодые. Время формирования аккреционной призмы охватывает, вероятно, большую часть палеогена.

Литература

1. *Аверина Г. Ю.* Новые данные о возрасте кремнисто-аргиллитовой толщи о-ва Карагинского (Камчатская область) по микрофауне//Тезисы докл. IX Всесоюз. микропалеонтол. совещания. Ухта, 1983. С. 1.
2. *Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др.* Среднемеловые (ап-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки//Очерки по геологии Востока СССР. М.: Недра, 1986. С. 21—35.
3. *Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М.* Мезозой о-ва Карагинского (Восточная Камчатка)//Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 5. С. 1117—1119.
4. *Симкин Г. С.* Тектонические покровы и серпентинитовый меланж острова Карагинского (Восточная Камчатка)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 4. С. 55—59.
5. *Талвани М., Лангсет М.* Динамика океанической коры//Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 28—54.
6. *Храмов Н. А., Флоренский И. В., Салин Ю. С.* К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций//Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1976. С. 74—98.
7. *Шапиро М. Н., Петрина Н. М.* Новые данные о геологическом строении о. Карагинского (Берингово море)//Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 106—110.
8. *Averina G. Yu.* The age of the cherts from Karaginsky island (Bering sea)//XVI Pac. Sci. Cong. Seoul. Korea, 1987. Abstr. V. 1. P. 33.
9. *Beccaluwa L., Girolamo P., Macciotta G., Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites//Ophioliti. 1983. V. 8. № 3. P. 307—324.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
6.V 1987



К 60-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА АН БССР РАДИМА ГАВРИЛОВИЧА ГАРЕЦКОГО

7 декабря 1988 года исполняется 60 лет со дня рождения и 40 лет научно и научно-организационной деятельности выдающегося ученого в области наук о Земле, директора Института геохимии и геофизики АН БССР, заместителя академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН БССР, лауреата Государственной премии СССР и Государственной премии БССР, академика АН БССР Радима Гавриловича Гарецкого. С 1973 по 1988 гг. он являлся членом редколлегии нашего журнала.

Радим Гаврилович Гарецкий родился 7 декабря 1928 г. в Минске в семье научных работников, которая имела глубокие крестьянские корни. Его дед был крепостным. Суровые 30-е годы не обошли семью Р. Г. Гарецкого. Его отец Гавриил Иванович Гарецкий, ныне один из крупнейших геологов-четвертичников, был репрессирован. Семье пришлось вести сложную «кочевую» жизнь. Р. Г. Гарецкий сменил за время учебы 13 школ. Он жил и учился в Тулуме, Медвежьегорске, Рыбинске, Запорожье, Соликамске, Чусовом и многих других городах и поселках. Особенно ярким впечатлением детства было путешествие Радима Гавриловича с Гавриилом Ивановичем по реке Чусовой. Именно тогда пришло решение посвятить себя геологии.

В 1946 г. Р. Г. Гарецкий окончил 10-й класс в пос. Чкаловске Горьковской области и поступил на геолого-разведочный факультет Московского нефтяного института им. И. М. Губкина, который закончил в 1952 г. Одновременно с учебой в институте он работал техником-геологом, а затем начальником партии Всесоюзного аэрогеологического треста. Во время полевых геологических исследований в Примугоджарье судьба впервые свела его с известным ученым, будущим академиком А. Л. Яншиным, который обратил внимание на способного молодого геолога и пригласил его после окончания ВУЗа в 1952 г. на работу в отдел тектоники Геологического института АН СССР.

В Геологическом институте Р. Г. Гарецкий проработал до 1971 г. сначала в должности младшего, а затем старшего научного сотрудника, заместителя заведующего лабораторией региональной тектоники. Его научная деятельность была связана с изучением геологического строения равнинных пространств Западного Казахстана, Средней Азии и, прежде всего, Западного Примугоджарья и Северного Приаралья. Он затронул и решил важные вопросы общей и региональной неотектоники, стратиграфии, литологии, палеогеографии, геологии нефтяных и газовых месторождений. Для расшифровки глубинного строения Р. Г. Гарецкий широко привлекал большой комплекс геофизических данных. Ему и его товарищам по исследованиям впервые удалось составить карту строения фундамента Туранской плиты и построить серию структурных

карт по различным маркирующим горизонтам. Он продолжил исследования своего учителя А. Л. Яншина в области соотношения складчатых сооружений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака и с помощью профессионального использования геофизических материалов дал убедительное и объективное обоснование их подземных продолжений. Уже в первые годы своей научной карьеры Р. Г. Гарецкий имел тесную связь с производственными организациями. Особенно она была прочна в течение многих лет с геологами Актюбинска. В 1962 г. Р. Г. Гарецкий защитил кандидатскую диссертацию по унаследованным дислокациям платформенного чехла периферии Мугоджар. В это же время он наиболее полно описал своеобразные геологические тела — кластические дайки, а вместе с А. Л. Яншиным внес существенный вклад в тектонический анализ мощностей, опубликовал на эту тему специальную монографию.

Дальнейшая работа Р. Г. Гарецкого в ГИНе была связана с выяснением общих закономерностей строения и развития молодых платформ. Им было доказано, что они представляют самостоятельный класс тектонических структур земной коры, показано их сходство и различие с древними платформами. Монография по тектонике молодых платформ была защищена Р. Г. Гарецким в качестве докторской диссертации.

В конце 1971 г. завершился московский этап жизни и научной деятельности Р. Г. Гарецкого. Почти через сорок лет он вернулся на свою родину в г. Минск. Теперь его большой опыт научной и научно-организационной работы, глубокие и разносторонние знания, целеустремленность и энергия были направлены на развитие тектонических исследований на западе СССР. Он сразу же создал в Институте геохимии и геофизики АН БССР отдел общей и региональной тектоники. Первым крупным достижением явилось составление Тектонической карты Белоруссии и сопредельных территорий масштаба 1 : 500 000. В ней впервые была применена методика основного этапа формирования платформенных структур. Следующим шагом явился синтез геологических материалов по обширной территории Европы, выполненный совместно с зарубежными учеными в процессе реализации проекта № 86 Международной программы геологической корреляции. Главным результатом этой работы явилось составление и издание Тектонической карты юго-западного края Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 1 500 000, объяснительной записки к ней и серии литолого-палеогеографических карт. Они позволили существенно углубить представления о тектонике Европы.

Развивая учение о платформах, Р. Г. Гарецкий особое внимание уделял детальному изучению тектонотипов платформенных областей. Его внимание привлекали авлакогены, синеклизы, антеклизы, области перикратонных опусканий. В специальных работах была выполнена типизация синеклиз и антеклиз; раскрыты черты их строения. При изучении Припятского палеорифта он совместно с С. В. Клушиным впервые в СССР доказал существование и важную структурообразующую роль листрических сбросов в консолидированной земной коре. Он постоянно сохранял интерес к соляной геологии и особенно к соляной тектонике. На примере Припятского бассейна им были установлены закономерности распространения, строения, состава и формирования девонских соленосных формаций.

Красной нитью через всю научную жизнь Р. Г. Гарецкого проходит связь с прикладной геологией, поисками и рекомендациями поисков различных видов полезных ископаемых. Он указал на возможную нефтегазоносность западного борта Прикаспийской впадины южного погружения Мугоджар и Северного Приаралья. Это привело к открытию в 1964 г. Базайско-Аккулковского газового месторождения. С коллективом белорусских геологов он разработал новое нефтегеологическое районирование Припятского прогиба, наметил основные направления нефтепоисковых работ, показал важность регионального и локального сейсмостратиграфического анализа. Большое прикладное значение имели его работы по геологии каменных и калийных солей, приведшие к промышленным их разработкам.

В 1972 г. Р. Г. Гарецкий избирается членом-корреспондентом АН БССР. С 1973 г. он является заместителем академика-секретаря Отделения химических и геологических наук АН БССР. В 1977 году Р. Г. Гарецкий становится действительным членом АН БССР и директором Института геохимии и геофизики АН БССР. Он награжден Орденом Трудового Красного Знамени, является лауреатом Государственных премий СССР, Государственной премии БССР. Ему присуждены премии имени Н. С. Шатского, II и III премии Московского общества испытателей природы, дипломы почета и медали ВДНХ СССР. Ему присвоено звание профессора и заслуженного деятеля науки БССР.

Большая научная (он автор более 300 научных работ) и научно-организационная деятельность не мешают Р. Г. Гарецкому быть обаятельным скромным человеком. Высокие чины и награды не привели его к высокомерию и зазнайству, что, к сожалению, очень часто мы видим в нашей жизни. В Геологическом институте АН СССР, в котором прошли лучшие его годы, он по-прежнему для всех является дорогим и близким человеком.

Пожелаем Радиму Гавриловичу доброго здоровья и дальнейших творческих успехов в его плодотворных научных исследованиях и научно-организационной деятельности.

*Межведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пр., 7. Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 09.11.88 Подписано к печати 06.01.89 Т-07406 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отг. 16,6 тыс. Уч.-изд. л. 10,9 Бум. л. 3,5
Тираж 1669 экз. Зак. 4753

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

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

В издательстве «Наука»

готовятся к печати:

ПУЗЫРЕВ А. А. ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ. (ОРДОВИК — ПЕРМЬ). (ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР. ВЫП. 737). 1989. 15 л. 3 р.

В монографии установлены латеральные и вертикальные ряды формаций, выделены структурно-формационные комплексы, рассмотрены их взаимоотношения, тектоническая природа и некоторые черты минерагении. Уточнена модель слоистой структуры палеозоя Горного Алтая. Приведены геологические карты опорных участков, схемы корреляции разрезов, вертикальных и латеральных рядов формаций и структурно-формационных комплексов, структурно-формационные профильные разрезы и структурно-формационная карта Горного Алтая.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами стратиграфии, тектоники, минерагении.

РОГОВОЙ В. М. РТУНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР: (РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ). 1989. 10 л. 2 р.

В монографии рассмотрены региональные геотектонические факторы и позиции, благоприятные для локализации ртутного оруденения, негативные обстановки, несовместимые с проявлениями ртутного оруденения. На этой основе построена карта блоково-разрывной тектоники СССР, определяющая основные региональные закономерности размещения ртутносных провинций СССР. Дана сравнительная оценка перспектив развития ртутного оруденения на территории СССР.

Книга предназначена для геологов, геохимиков, тектонистов, металлогенистов.

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

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.

ISSN 0016—853X Геотектоника, 1989, № 1

0

70228

ХЕРАСКОВОЙ Т Н

ВОЛГИНА 13-72

В 435