

МИР

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ФИЗИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1982

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| 60 лет СССР | 3 |
| Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере | 5 |
| Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли | 25 |
| Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза | 38 |
| Гарецкий Р. Г. Основные черты тектоники Белоруссии и Прибалтики | 53 |
| Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса | 66 |
| Коган А. Б., Хитаров Ю. Н. Основные закономерности разломной тектоники платформенных территорий СССР | 80 |
| Миллер Ю. В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообра- зовании | 88 |
| Дергунов А. Б., Херасков Н. Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии | 97 |
| Кашинцев Г. Л., Кузьмин М. И., <u>Пополитов Э. И.</u> Состав и строение океаниче- ской коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) | 112 |

Хроника

| | |
|--|-----|
| 10 лет комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики | 124 |
| Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1982 г. | 126 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| 60 years of the USSR | 3 |
| Peive A. V., Saveliev A. A. Structures and movements in the lithosphere | 5 |
| Khain V. E., Levin L. E., Tuliani L. I. Some quantitative parameters of the Earth's global structure | 25 |
| Pavlovsky E. V., Glukhovsky M. Z. Problem of thermotectogenesis | 38 |
| Garetsky R. G. The main features of tectonics of Belorussia and the Baltic region | 53 |
| Abdulin A. A., Shlygin A. E. The most important features of tectonics of the Kazakhstan and Middle Asia segments of the Urals-Mongolian folded belt | 66 |
| Kogan A. B., Khitarov Yu. N. The main regularities of fault tectonics of the USSR platform territories | 80 |
| Miller Yu. V. Layer and sublayer flow of rocks and its role in structure formation | 88 |
| Dergunov A. B., Kheraskov N. N. Constructive and destructive processes in the Earth crust formation in the Altai-Sayana area and Western Mongolia | 97 |
| Kashintsev G. L., Kuzmin M. I., Popolitov E. I. Composition and structure of the oceanic crust within the Hess basin region (the Pacific Ocean) | 112 |

Chronicles

| | |
|---|-----|
| 10 years of the Commission on Tectonics of Belorussia and the Baltic region | 124 |
| Yearly index of journal «Geotectonics» for 1982 | 126 |



60 ЛЕТ СССР

60 лет назад создан Союз Советских Социалистических Республик — первое в мире государство дружных равноправных республик, совместно строящих коммунизм. Этот исторически небольшой срок отмечен динамичным ростом экономики советских республик и стремительным социально-экономическим развитием Советского Союза в целом. Волей народов нашей страны произведен невиданный рывок от отсталой царской России к могучей индустриальной державе с высокомеханизированным сельским хозяйством, передовой наукой и культурой. Такой же скачок за это время совершили все науки о Земле и геологическая служба страны, что было вызвано необходимостью создания крупной минерально-сырьевой базы, ибо она является одной из главных движущих сил экономики, основой научно-технического прогресса.

Геологическая служба страны, представленная до революции только Геологическим комитетом, была преобразована в разветвленную государственную систему, состоящую из ряда геологических министерств, многих управлений, объединений, трестов, экспедиций, партий. Научные геологические исследования, которые ранее в небольшом объеме велись в Академии наук и некоторых университетах, стали делом многочисленных геологических институтов, созданных не только в Москве и Ленинграде, но и в самых различных районах Советского Союза — прежде всего во всех союзных и автономных республиках, многих центрах Урала, Сибири и Дальнего Востока.

За годы советской власти трудом геологов создана самая мощная в мире минерально-сырьевая база, которая позволяет обеспечить потребности высокоразвитых промышленности и сельского хозяйства. Возникли благоприятные условия для ускоренного развития энергетики, черной и цветной металлургии, химической промышленности, строительной индустрии, производства удобрений и др. Наша страна вышла на первое место в мире по добыче углей, железных и марганцевых руд, хромитов, цемента, асбеста, минеральных удобрений и др.

Решающая роль геотектоники в поисках полезных ископаемых общеизвестна. Отечественная геотектоника по существу является ровесницей Советского Союза. Она развивалась и мужала одновременно с расширением и усовершенствованием других геологических исследований и прежде всего геологического картирования, бурения, геофизических работ. Основой всех исследований по тектонике являются регионально-тектонические, которые в нашей стране получили особо мощное развитие. Наиболее сжатое картографическое выражение синтеза этих исследований — тектонические карты, пионерами создания которых являются советские геологи. Они же первыми стали создавать тектонические карты океанических пространств. Наряду с обзорными картами составлены многочисленные региональные тектонические карты республик, краев, областей, представляющие собой хорошую основу для прогнозных карт на поиски самых различных полезных ископаемых. Значительный вклад внесен в создание палеотектонических, тематических и специализированных карт. Советские исследователи возглавляют Подкомиссию по тектонической карте мира Международного геологического конгресса, которая опубликовала Международную тектоническую карту Евро-

пы (два издания) и завершила работу по составлению Международной тектонической карты мира.

Бурное развитие не только региональных, но и методических и теоретических исследований выдвинуло советскую геотектонику уже к 60-м годам на одно из первых мест в мировой тектонической науке. Это связано с крупными достижениями в развитии и усовершенствовании метода анализа фаций и мощностей, палеогеологических карт, перерывов и несогласий, формационного анализа и др. Этому же способствовали крупные успехи в развитии теории геосинклиналей, учении о разломах, древних и молодых платформ, эпиплатформенных орогенных областях, общих гипотез развития Земли, оформление новых самостоятельных направлений — неотектоники, тектонофизики, сейсмостектоники.

Дальнейшие успехи советской теоретической геотектоники связаны с многими разработками: представлением о заложении геосинклиналей на коре океанического типа и преобразования этой коры в ходе ее развития в континентальную, усовершенствование учения об эндогенных режимах, установление общей стадийности докембрийских этапов развития земной коры, изучение структуры дна океанов, исследование континентальных и океанических рифовых зон, выяснение тектонической слоистости тектоносферы, сравнительная тектоника планет, установление общих закономерностей развития земной коры и всей Земли в целом и т. д.

Советские тектонисты значительно расширили свои международные исследования по линии различных проектов: программы геологической корреляции, верхней мантии, геодинамики, литосферы и др.

Во многих вузах страны в настоящее время читаются специальные курсы по геотектонике. Расширению геотектонических знаний способствовало создание широкоизвестных учебников по тектонике.

Работа советских тектонистов высоко оценена общественностью: некоторые из них удостоены звания Героев Социалистического Труда, награждены орденами и медалями Советского Союза, удостоены союзных и республиканских Государственных премий.

Большая роль в развитии тектонических исследований принадлежит Межведомственному тектоническому комитету и его региональным и тематическим комиссиям и секциям, а также основанному в 1965 г. журналу «Геотектоника».

Несомненно, советские тектонисты и в дальнейшем внесут значительный вклад в развитие всех направлений геотектоники, в том числе и в одну из основных проблем геологии — тектонические закономерности размещения полезных ископаемых.

УДК 551.24

ПЕИВЕ А. В., САВЕЛЬЕВА А. А.

СТРУКТУРЫ И ДВИЖЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

Структура литосферы — тонкой пленки на поверхности планеты — характеризуется вещественно-тектонической вертикальной расслоенностью и латеральной неоднородностью. Она сформирована пространственным совмещением разновозрастных горных масс и наиболее концентрированно проявлена в коровом слое литосферы, особенно — в континентальном. Циклическое и неуклонное наращивание во времени континентальной коры путем преобразования коры океанической, смена во времени рисунков размещения сегментов с океаническим и континентальным типами разрезов литосферы, структуры материков и океанического дна, а также данные об отсутствии астеносферы — все это объективно отражает дифференциальные движения всей толщи литосферы, вблизи свободной поверхности планеты, к которым применимы законы упруговязких взаимодействий.

Геологические процессы в литосфере обусловлены протекающей со времени аккреции планеты радиальной дифференциацией вещества в гравитационном поле и вызванными этой дифференциацией пульсационно-циклическими движениями мантийных масс. Вблизи свободной поверхности Земли эти движения имеют преимущественно латеральную направленность, сложную переменную динамику и режим. Обосновываемое положение обуславливает иные подходы к пониманию и более глубокое мобилистическое содержание структурной эволюции и движений литосферы, нежели то, что включает в настоящее время концепция тектоники жестких литосферных плит.

Становится все более ясным, что наблюдаемое строение внешней оболочки Земли — ее литосферы — обусловлено сложными движениями горных масс. Движения масс горных пород тесно связаны с их составом, реологией, тепловым состоянием, а также вещественными преобразованиями. Ключевым моментом для характеристики таких движений и вызванного ими структурообразования во внешней оболочке становятся геологические наблюдения, лабораторные эксперименты [3] и физическое моделирование [4], которые показывают определяющую роль вязких движений и дают возможность описывать геологические явления с привлечением законов гидромеханики. Такие исследования раскрывают иное, более глубокое мобилистическое содержание структурной эволюции и механических движений литосферы, нежели то, что в настоящее время включает концепция тектоники жестких литосферных плит.

Литосфера составляет около двух процентов среднего радиуса Земли и является по существу тонкой пленкой на ее поверхности. Качественно она отличается от более глубоких земных оболочек, но является вместе с тем их непрерывным продолжением. Отсюда следует, что динамические и кинематические характеристики структурообразования, основанные на наблюдениях во внешней оболочке, могут в известной мере переноситься на явления, протекающие во внешней мантии и более глубоких оболочках планеты.

Широкий спектр геологических явлений, прямо или косвенно связанных с природой и свойствами движений литосферы, показывает большую теоретическую и прикладную значимость и актуальность их изучения, особенно необходимого в сфере выяснения кинематических и динамических условий, в которых осуществляются эти движения. Именно здесь наиболее остро в настоящее время ощущается недостаток новых фактов и гипотез, которые стимулировали бы дальнейшее углубление и расширение геологических исследований.

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ

О движениях внешней оболочки в течение обозримой геологической истории Земли мы судим по ее структуре, закономерностям пространственного размещения и времени формирования геологических объектов, по деформациям горных пород, закономерностям изменения их вещественного состава, по геофизическим данным и другим прямым или косвенным признакам. Непосредственные наблюдения за современными движениями земной коры также могут быть использованы для расшифровки структурной эволюции внешней оболочки в геологическом прошлом.

Литосфера характеризуется наиболее охлажденным и вязким состоянием горных пород, чем в более глубоких земных оболочках. Можно думать, что здесь наблюдаются и наиболее высокие градиенты реологических свойств и вещественного состава. Геофизические исследования последних лет показали отсутствие повсеместной определенной границы у литосферы, а также сплошности подстилающей ее астеносферной оболочки. Области сейсмических волноводов, идентифицируемых с толщами пород пониженной вязкости, образуют разобщенные астенолинзы в верхней мантии и в земной коре, а местами многократно повторяются в одном вертикальном разрезе. Таким образом, они характеризуют лишь локальные черты строения литосферы.

Сегодня реальным остается представление о постепенном и достаточно неопределенном переходе литосферной оболочки в подстилающую мантию, который осуществляется в разных частях планеты на различных расстояниях от ее поверхности, а также о сложной и неоднородной структуре литосферы в вертикальном и латеральном направлениях.

Океанические и континентальные сегменты. Морфоструктурное различие первого рода выражено определенным рисунком размещения сегментов с океаническим и континентальными типами вертикального разреза. В океаническом типе мантийные породы (измененные приповерхностными процессами или свежие) слагают литосферу вплоть до основания чехла океанических осадков или базальтовых покровов, а местами просто обнажены на поверхности дна океанов. В океанических сегментах вещество мантии в широких масштабах освобождается от избыточных кинетических продуктов вещественной дифференциации и охлаждается. Здесь, в зоне активной циркуляции океанических вод, как показывают многочисленные изотопные исследования, породы мантии активно химически взаимодействуют с веществом гидросферы и атмосферы (гидратация, карбонатизация, обогащение некоторыми химическими элементами), несколько меняют свой состав и приобретают новые физические свойства. В частности, при этом происходит понижение плотности гипербазитов на 10—15% и более, приобретение измененными толщами положительной плавучести, а также изменение реологических свойств относительно неизменных пород верхней мантии. Наблюдаемый в вертикальном разрезе океанических сегментов на глубинах 4—7 км от поверхности дна сейсмический раздел М, по-видимому, реально соответствует основанию зоны массовой гидратации мантийных пород и фиксирует нижнюю часть корового слоя.

Из петрологических исследований последних лет постепенно вырисовывается характерная и важная черта эндогенной эволюции пород, слагающих океаническую литосферу тех участков, где она не испытала тектонического скупивания. Выражена эта черта тем, что вещественно-структурные преобразования мантийных ультрамафитов и базитов протекают в плавном или скачкообразном режиме вязкого течения в твердом состоянии, сопровождаемого регрессивным спадом общего давления и температур. Вне областей тектонического скупивания не наблюдались прогрессивные преобразования мантийных пород, которые развивались бы в условиях температур и (или) давлений, нараставших до уровня амфиболитовой, гранулитовой или эклогитовой фаций метаморфизма. Все эти данные к настоящему времени прочно легли в основу

представления о том, что сегменты с океаническим типом литосферы, занимающие во всей геологической истории Земли большую часть ее поверхности, являются не просто выступами верхней мантии, но и областями ее истечения из глубинных оболочек или латеральной циркуляции вблизи свободной поверхности планеты.

Континентальные сегменты отличаются от океанических в первую очередь большей толщиной корового слоя (20—60 км). Многочисленные и надежные геологические наблюдения показывают, что основной объем континентальной коровой оболочки сложен скученными и тектонически перемешанными породами коры океанических сегментов, испытавших в той или иной степени наложенные химические преобразования, физическую и (или) химическую дезинтеграцию, а также наложенный прогрессивный метаморфизм (часто многократный) от зеленосланцевой до гранулитовой или эклогитовой фаций. Значительную часть этих масс составляют тела диоритового и гранитного состава. Многие из них сформированы при прогрессивных метаморфических преобразованиях, частичной метаморфической дифференциации и ремобилизации вещества в призмах тектонических смесей, которые оказались в области теплового воздействия высоконагретой мантии.

Многими исследованиями установлено, что все эти массы, а также покрывающие их вулканогенно-осадочные чехлы сложены породами с плотностью меньшей, чем у неизменных пород верхней мантии, и находятся в состоянии положительной плавучести относительно последних. Поэтому при рассмотрении структурной эволюции литосферы на основе вязких движений сред ее континентальные сегменты рационально рассматривать как некоторые сгустки корового слоя, находящиеся в состоянии плавучести в веществе верхней мантии.

Мозаичность строения океанических и континентальных сегментов выражена чередованием разновозрастных геологических образований слагающих их формаций, магнитных полосовых аномалий в океанах, а также их структурных рисунков.

Давно замечено, что история структурной эволюции литосферы протекает пульсационно-ритмически и включает довольно длительные отрезки времени относительного покоя и кратковременные (в масштабах геологического времени) периоды энергичной тектонической активности. Такие периоды активизации получили название тектонических фаз, фаз складчатости или орогенных фаз, которые группируются в тектонические эпохи (кайнозойскую, мезозойскую, герцинскую, каледонскую и более древние). Постепенно стало выясняться, что некоторые тектонические фазы и эпохи проявились в формировании структуры не только отдельных континентов, но охватывали многие континентальные секторы и выражены в сегментах океанических. Становится, таким образом, очевидным планетарный масштаб периодичности в тектонической активизации литосферы.

Известно вместе с тем, что некоторые тектонические фазы или целые эпохи образования коры континентального типа проявились на одном материке (или их группе) и не проявились на другом (других). Трудно допустить, чтобы столь мощные явления не отразились на всей планете. Возникает очевидная альтернатива — те материки, в которых тот или иной период тектонической активности не проявился скучиванием корового материала и образованием коры континентального типа, испытали иные синхронные структурные преобразования — деструкцию.

По мере создания и пополнения глобальных тектонических и геологических карт, составляемых на основе сопоставления синхронных образований, стали постепенно проясняться и главные способы формирования структуры литосферы. Таких способов оказывается несколько, и чаще всего реализуется их комбинация. Два из них представляют варианты аккреции, один — деструкцию.

Первый выражен у континентальных сегментов последовательным и в целом конформным обрастанием с периферии наиболее древних коровых масс все более молодыми образованиями (Северо-Американ-

ский, Австралийский континенты). Это явление (рис. 1) реализуется вдоль активных окраин континентов и концентрируется обычно не по всему их периметру. Близкая картина последовательного наращивания коры наблюдается и в океанических сегментах, что иллюстрируется размещением в них мезозойских и кайнозойских образований. Существенной особенностью рисунка наблюдаемых здесь разновозрастных образований является приуроченность древних из них к периферии океанических сегментов, а наиболее молодых — к срединно-океаническим хребтам. Имеется много геологических данных, показывающих, что подобные явления существовали в течение всего фанерозоя и, вероятно, в докембрии.

Другой способ отражает аггломерацию отдельных разновозрастных и разновеликих континентальных масс с независимой внутренней структурой. Составление тектонической карты северной Евразии [2] и ряд последующих работ по тектонической корреляции геологических событий в ее пределах показали, что сочленение таких фрагментов или их групп происходило длительно и в разное время, с концентрацией их в северном полушарии планеты. Отчетливо это явление прослеживается с каледонской эпохи до настоящего времени. В случае Евразии мы сталкиваемся с примером длительно сохраняющейся и устойчивой тенденцией роста весьма крупного сгустка континентальных коровых масс.

В третьем способе отражена противоположная, но неразрывно связанная с аккрецией тенденция в структурной эволюции литосферы. Это — деструкция ранее созданных областей коры на отдельные фрагменты, которая ведет к ее перестройке и рекомбинации структурных рисунков. Повсеместно этот способ характеризуется разрывом сплошности коры, сопровождается подъемом кровли неизменных пород верхней мантии и образованием в области разрыва океанического или субокеанического типа разреза литосферы. В океанических сегментах этот способ выражен формированием молодых участков коры среди более древних и, как явствует из геологических и магнитометрических карт, перестройкой структурных рисунков литосферы и в том числе размещения срединно-океанических хребтов. В общем случае с этим способом связано образование резких структурных несогласий вдоль границ древних и новообразованных участков литосферы.

Реализация перечисленных способов формирования мозаичной структуры литосферы осуществляется синхронно в ходе тектонических эпох или фаз и протекает взаимосвязанно. Наблюдаемая рекомбинация рисунков размещения океанических и континентальных сегментов литосферы говорит об активных латеральных движениях и их периодических перестройках во внешней оболочке Земли.

Анализ эволюции строения литосферы показывает, что главными ее структурными элементами являются плиты и разделяющие их мобильные пояса. Основа такого разделения в сущности — относительная концентрация термально-динамической активности сопредельных или сравниваемых областей. Осредненные реологические свойства горных масс из синхронных образований такого рода обладают небольшими различиями. Так, например вязкости пород в оцениваемом интервале значений (10^{19} — 10^{22} П) разнятся на величины с высокими порядками малости.

Говоря о плитах, мы имеем в виду геологические тела регионального масштаба с латеральной протяженностью, значимо превышающей вертикальную, а также с некоторой осредненной однородностью геологического строения, реологических свойств их горных масс. При одинаковых или обратных линейных соотношениях размеров понятие плиты вырождается и можно говорить только о блоках. Детальное геологическое картирование и высокоточные геофизические исследования, раскрывающие тонкую структуру литосферы, показывают, что плиты в свою очередь расслоены и представляют собой пакеты литопластин, прослаиваемых астенолинзами или астенослоями [3]. Вместе с этим из сказанного ранее следует, что с глубиной реологические особенности плит становятся все более расплывчатыми и неопределенными.

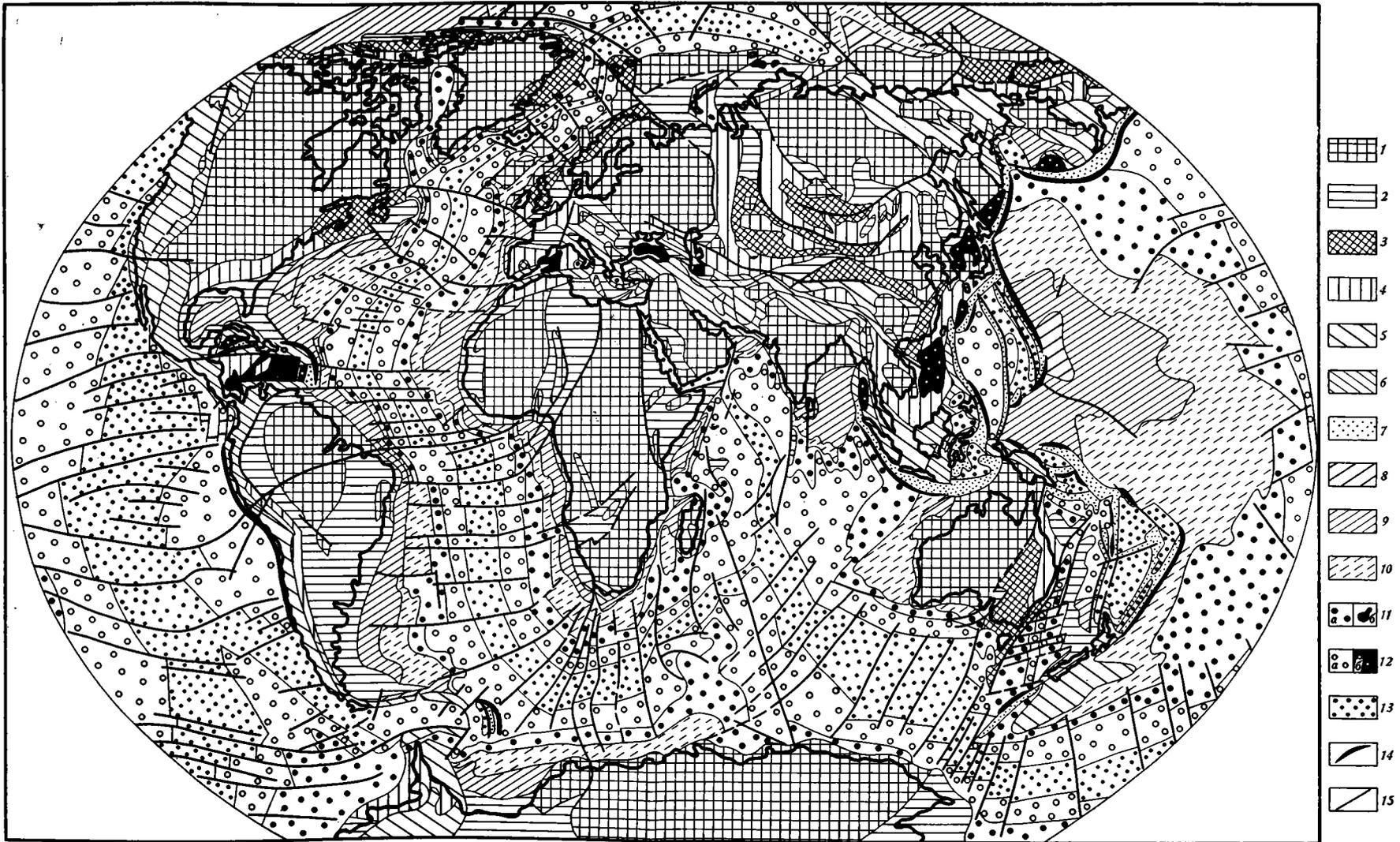


Схема районирования консолидированной континентальной и океанической коры по времени образования. Составили В. Е. Хайн, Л. Э. Левин, 1980 г. Области с корой преимущественно континентального типа: 1 — архей-раннепротерозойские, 2 — позднепротерозойско-раннекаледонские (преимущественно байкальские), 3 — каледонские, 4 — герцинские, 5 — киммерийские, 6 — альпийские, 7 — субконтинентальная кора островных дуг. Области с корой океанического и субокеанического типа: раннемезозойские, в том числе: 8 — допозднеюрские и 9 — позднеюрские (в краевых морях позднеюрско-раннеме-

ловые); позднемезозойские, в том числе 10 — раннемеловые и 11 — поздне-меловые (в краевых морях позднемезозойско-раннекайнозойские), 11а — в океанах и крупных по площади котловинах краевых морей и 11б — небольших по площади котловинах краевых морей; кайнозойские, в том числе 12 — палеогеновые (а — в океанах и крупных по площади котловинах краевых морей, б — небольших по площади котловинах краевых морей), 13 — неогеновые; 14 — разновозрастная, преимущественно неогеновая кора в глубоководных желобах, 15 — линейменты

Составными элементами структуры литосферы являются зоны пластического течения пород, рассеянного трещинообразования, а также поверхности концентрированного хрупкого разрыва. Эти образования ограничивают плиты или литопластины, являются равномасштабными им по значимости и функционально взаимосвязанными с их формированием и эволюцией.

Те и другие структурные элементы литосферы имеют ограниченную протяженность в латеральном и радиальном направлениях. Количество их также меняется от места к месту, и все это, вместе взятое, объективно отражает вертикальную и латеральную мозаичность строения внешней оболочки Земли. Особенно подробно это свойство изучено в пределах континентов, где вертикальные разрезы коры включают множественное чередование плит, микроплит и литопластин, сложенных коровыми и (или) мантийными породами. Совмещенные в ходе сгущивания, эти тела слагают тектонически стратифицированную инфраструктуру верхней части разреза литосферы, свидетельствуя о ее тектонической расслоенности [3]. Детальные исследования крупных перидотитовых массивов — фрагментов верхнемантийных масс — также выявляют вещественно-структурную неоднородность их вертикального разреза. Это позволяет экстраполировать вывод о тектонической расслоенности на верхнюю мантию.

Структурная дисгармония. Фундаментальной характеристикой литосферы является структурная дисгармония слагающих ее плит и литопластин. Она проявляется в дискордантных соотношениях и автономности их внутренней структуры, чем характеризует тектоническое перемешивание горных масс при их дифференциальном латеральном движении. Реально документируются палеосрывы коры с мантийного основания вблизи сейсмораздела М. Обнаженный в складчатых областях, этот срыв обособливается зонами интенсивных преобразований ультрабазитов и габброидов, которые протекают в условиях субсолидусных и солидусных температур и умеренных давлений. Текстуры пород в самой зоне и в сопредельных участках имеют характерные рисунки вязкого пластического течения и пластических срывов. Достаточно ясно в складчатых областях выражены и более высокие уровни высокоамплитудных дифференциальных тектонических перемещений.

К числу косвенных свидетельств глубинных латеральных тектонических движений относятся петрологические данные по дискретности барических уровней фракционного выплавления базитовых магм и сопутствующих ему перестройкам минеральных ассоциаций в мантийных перидотитах. Излияния платобазальтов происходили в разное время в Сибири, Декане, Северной и Южной Африке, Южной Америке. Они перекрыли обширные пространства континентальных плит. Эти излияния отразили одновременное и массовое зарождение очагов магмогенерации в подкоробовой области, широко рассеянных по латерали и сконцентрированных в ограниченном и значительно меньшем вертикальном диапазоне расстояний (по барическим условиям выплавления). Дренаживание выплавок на поверхность было, очевидно, связано с множественным образованием в коре трещин растяжения, с высоким тепловым содержанием и подвижностью мантии в области магмогенерации. Поэтому можно думать, что излияния платобазальтов происходили над обширными областями латеральных дифференциальных движений коры и высоконагретой верхней мантии. В равной мере это относится и к массовым покровным излияниям базальтов в океанических сегментах.

Известно, что излияния платобазальтов происходили в пределах развивавшихся эпиконтинентальных впадин, которые заполнялись одновременно мелководными терригенными осадками. Известно также, что иногда длительное развитие эпиконтинентальных впадин с терригенным выполнением завершалось внедрением крупных масс базитовых расплавов (Трансваальская впадина в Южной Африке, Удоканская в Сибири, Седбери в Канаде и др.). Судя по мощности осадков, накопленных до внедрения интрузий, глубина прогибания этих впадин со-

ставляла более 15 км. Синхронность этих событий отражает поднятие верхней мантии, активизированной в отношении магмогенерации. Иными словами, образование обширных впадин — прогибов континентальной коры — увязывается с утонением ее основания, вызванным дифференциальными движениями мантийных и коровых масс. В рассмотренных случаях прорыв коры базитовыми вылавками отражает ее закритическое утонение и разрыв сплошности. В связи с этим можно полагать, что образование и отмирание на континентальных сегментах обширных впадин и поднятий (синеклиз и антиклиз) в целом связано с латеральным перераспределением (перетеканием) подкоровых масс, но не всегда сопровождалось разрывами сплошности коры и явлениями магмогенерации, например в случае перетекания достаточно охлажденной мантийной массы.

Из данных, полученных при изучении офиолитовых ассоциаций пород — аналогов разрезов верхней части палеоокеанических сегментов литосферы, следует, что в них положение одного из уровней дифференциальных движений маркируется бароуровнем минеральной перестройки шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые и сопутствующего фракционного выплавления оливин-плагиоклазовых низкотемпературных базальтовых магм (ниже уровня охлажденной коры, но не ниже 20—25 км от поверхности). Оба явления сопровождаются резкой перестройкой и нарастанием интенсивности течения перидотитов в твердом состоянии. Здесь же концентрируются габброидные массивы — остывшие бассейны вылавок, которые заполняли разверзавшиеся пространства в очагах магмогенерации. Строение разрезов и структура слагающих пород показывают, что течение магматических расплавов в этих бассейнах и пространственные ограничения последних имели наклонную или субгоризонтальную ориентировку. Она конформна ориентировке структур вязкого течения или срывов в перидотитах (плагиоклазовых лерцолитах, гарцбургитах), минеральные составы которых термобарически равновесны таковым в габброидах.

Структурно выше, в разрезах офиолитов располагается уровень формирования базитовых дайковых роев и субгоризонтальных силлов — их питающих промежуточных камер. Те и другие сопряжены с лавовыми покровами, переслаивающимися с океаническими осадками. В мезозойских и кайнозойских областях океанических сегментов литосферы такие покровы занимают весьма обширные пространства. Полагая, что при подводных излияниях базальтовые лавы не могут растекаться далеко от магнеподводящих каналов и, имея в виду ограничения по времени фаз тектоно-магматической активизации, мы неизбежно должны признать значительную латеральную (но не обязательно сплошную) распространенность явлений генерации и дренирования на поверхность магм в течение ограниченного интервала времени. Хорошо известно, что образование даек и силлов этого типа концентрируется только в узком интервале — маломощном прикровлевом слое многокилометровых перидотитовых толщ офиолитовых разрезов и что нижняя граница уровня их формирования отстоит от поверхности излияний и осадконакопления на расстоянии не более 1—2 км. Здесь, таким образом, мы сталкиваемся с еще одним, практически приповерхностным уровнем дифференциальных движений. Перечисленными уровнями дифференциальных движений во внешней оболочке Земли приведенный список, по-видимому, не исчерпывается и будет пополняться дальнейшими исследованиями.

Количественная оценка дифференциальных движений, охватывающих внешнюю оболочку, основывается в первую очередь на сравнении масштабов синхронных геологических образований, которые формируются в ходе аккреции — деструкции отдельных сегментов или областей внешней оболочки. Существенную помощь этому могли бы оказать массовые данные по современным скоростям их дифференциальных движений. Здесь также весьма ощутим недостаток наблюдений.

Из сравнения масштабов аккреции и деструкции литосферы, протекавших в течение синхронных тектонических фаз (эпох) в разноудален-

ных участках внешней оболочки следует, что протекали они от места к месту взаимосвязанно. На основе достоверных и многочисленных данных такого рода можно уже сейчас приближенно говорить о различных дифференциальных скоростях латерального перемещения масс в течение синхронных интервалов времени. Ограниченный объем опубликованных данных по скоростям горизонтальных перемещений плит по разломам в океанических и континентальных сегментах за равные промежутки времени показывает, что в разных местах эти скорости различны. Важным следствием этих измерений явился вывод о том, что скорости перемещения масс в океанических секторах литосферы в среднем на порядок выше, чем в пределах континентальных. Эти измерения и вытекающий из них вывод находятся в соответствии с данными о мозаичной структуре внешней оболочки Земли.

Как видно, такая структура определяется в первую очередь вещественно-тектонической расслоенностью, сформирована пространственным совмещением разнородных и разновозрастных горных масс и наиболее концентрированно проявлена в коровом слое литосферы, в особенной мере — в континентальном. Все сказанное ложится в основу представления, что мозаичная структура литосферы отражает движения слагающих ее пород вблизи практически всей свободной поверхности планеты. При этом осуществляются дрейф, срывы и скучивание корового слоя в одних местах и его новообразование (наращивание) в других. Таким образом, смена во времени рисунков размещения сегментов с океаническим и континентальным типами разрезов литосферы характеризует динамику изменения латеральных движений масс во внешней оболочке. Структура тех или иных участков литосферы отражает локальные условия и особенности движений, дифференциального взаимодействия перемещающихся масс пород и их реологические свойства.

РЕЖИМ ДВИЖЕНИЯ

Явления цикличности в чередовании периодов повышенной и пониженной тектонической активности ясно показывают неоднородность скорости движения за равные промежутки времени. Эта неоднородность сопровождается перестройками планетарных картин коровомантийных движений, характеризующими уже пространственные изменения за синхронные интервалы времени.

Важная особенность режима таких движений заключена в определенной периодичности колебаний уровня Мирового океана. Давно замечено, что в строении осадочных чехлов материков отражено чередование эпох (фаз) затопления значительных пространств и их осушения. Рядом исследований [1, 5] показано, что при этом происходят взаимосвязанные изменения скорости осадконакопления, а периодичность этих явлений носит планетарный масштаб и синхронизируется с периодичностью в тектонической активности. Показано также соответствие кульминаций тектонической активности в мезозойской и кайнозойской эпохах (для этого времени наблюдения наиболее надежны) разрастанию срединно-океанических поднятий и трансгрессиям в пределах континентальных сегментов.

Отмеченная цикличность не единственная, а накладывается на явление с большей периодичностью. Последнее проявлено во всех океанических сегментах и выражено в юре — нижнем мелу накоплением относительно мелководных отложений, сменившихся с позднего мела накоплением все более глубоководных. Таким образом, фиксируется постепенное общее углубление Мирового океана, и можно думать в связи с этим, что в течение мезозойской и кайнозойской эпох происходит некоторое длиннопериодное растекание внешней оболочки в океанических сегментах, которое осложнено цикличностью с короткопериодными фазами ускорения и замедления процесса. Из [5] и многих других геологических данных можно заключить, что затухающий режим таких осцилляций, по-видимому, вообще характерен для тектонических эпох и фаз фа-

нерозоя, а возможно, и докембрия. Существование осцилляций и их режим для внешней оболочки порождают представление о пульсирующем и затухающем режиме подтока глубинных мантийных масс в область периферической оболочки.

Взаимодействие масс. Отдельным аспектам взаимодействий для ряда геологических ситуаций посвящено много работ, связанных с разработкой концепции тектоники жестких литосферных плит. Использование ряда полученных при этом выводов представляется, однако, преждевременным, поскольку принимавшиеся посылки и граничные условия опираются на неподтверждающиеся положения (жесткость плит, наличие астеносферы), либо не учитывают ряд взаимодействий и условий при движениях литосферы (движения в континентальных сегментах литосферы, определяемая этими сегментами ее общая механическая неоднородность).

Представлениям тектоники жестких литосферных плит мы противопоставляем гипотезу дифференциальных движений литосферы, происходящих в условиях упруговязких взаимодействий слагающих ее масс. Геологически эта концепция основывается на признании двух фундаментальных фактов: необратимого наращивания объема корового слоя и внешней оболочки Земли на протяжении обозримой геологической истории и существовании вещественно-структурной расслоенности этой оболочки.

Океанические сегменты, как было показано выше, наращиваются преимущественно за счет мантийных масс, периодически поступающих к свободной поверхности внешней оболочки, и в малой мере за счет осаждения продуктов дезинтеграции ранее образованных кор. Континентальные сегменты наращиваются путем скучивания и аккреции части коровых масс из океанических сегментов литосферы, подкорового материала и значительных по объему внутри- и окраинно-континентальных осадочных призм, образованных из продуктов дезинтеграции и преобразований более древней коры.

Наращивание корового слоя тесно сопряжено с циклическим формированием его мозаичного строения и тектонической стратификации путем тектонического совмещения масс при неравномерных и дифференциальных движениях вблизи свободной поверхности планеты. Отсюда вытекает главное положение гипотезы: геологические процессы во внешней оболочке Земли обусловлены радиальной дифференциацией ее вещества и вызванными этим пульсационно-циклическими движениями мантийных масс, которые вблизи свободной поверхности планеты имеют преимущественно латеральную направленность, сложную и переменную динамику и режим.

В качестве постулируемых условий, при которых реализуются эти процессы, мы принимаем, что Земля является самогравитирующим и гидродинамически уравновешенным телом вращения, в котором: (а) выполняется принцип эквивалентности инерционной и гравитационной масс; (б) вещественно-плотностная неоднородность отражает равновесную кинетику перехода от первичной хаотической к некоторой упорядоченной неоднородности, возникающей при дифференциации вещества и теплового вырождения всей системы; (в) движения в литосфере и мантии характеризуются упруговязкими взаимодействиями, а возникающие при этом напряжения реализуются как в пограничной области между взаимодействующими массами с разными свойствами и (или) состояниями, так и внутри каждой из взаимодействующих масс.

Близкий подход к рассмотрению этой проблемы продемонстрирован при обсуждении ее механических аспектов [4]. Предлагаемое решение не противоречит основным геологическим наблюдениям и имеет наиболее всеобъемлющий вид в сравнении с другими концепциями. Согласно этому решению, наблюдаемые явления обусловлены гравитационно-вещественной дифференциацией вещества во внутренних оболочках Земли. Положение, размеры и режим эволюции очагов дифференциации характеризуются неизбежной нестационарностью и регламентированной

периодичностью. Нестационарность и периодичность появления очагов связывается с неравномерным течением дифференциации разных областей мантии и в разное время. В результате этого периодически возникают и, исчерпавшись, вырождаются условия для энергетической активности, а следовательно, и для конвективных движений.

Из сказанного следует ряд выводов, обуславливающих подход к оценке главных типов взаимодействий при движениях в литосфере.

1. В доступной наблюдениям и оценке внешней оболочке дифференциация пород выражена фазовыми перестройками минеральных ассоциаций и фракционным разделением масс на менее и более плотные, легко- и тугоплавкие, легко- и малоподвижные образования. Нет оснований полагать, что в глубинных оболочках Земли это явление распространено менее широко. Из [4] следует, что его масштабы оказываются достаточными, чтобы быть главной причиной для восходящих конвективных массовых движений и возникновения слоисто-оболочечной структуры планеты, в которой продукты дифференциации стремятся занять наиболее благоприятные энергетические положения.

Таким образом, сущность гравитационно-вещественной дифференциации в пределах мантии сводится, с одной стороны, к выведению из нее легких и подвижных веществ, обогащению ими внешней оболочки (наращиванию ее толщины), с другой — к продвижению фронта рестирования мантии — ее подошвы — в направлении к ядру. В несколько ином виде здесь выражен тот же процесс аккреции внешней оболочки, но протекающий в глубинной ее части.

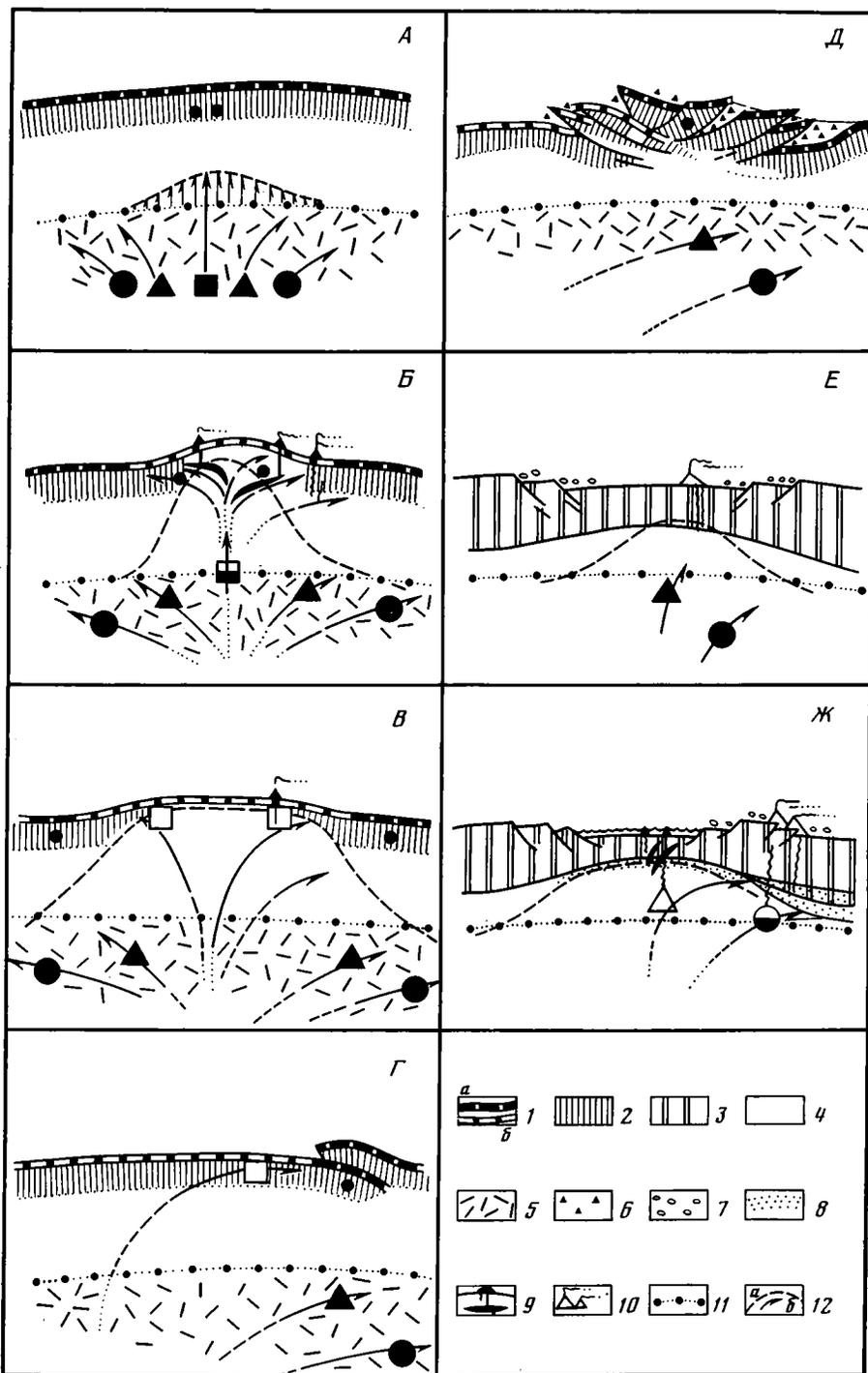
Следствием такой дифференциации является преобладание восходящих тепломассопотоков и отсутствие крупных замкнутых конвективных ячеек в качестве главной характерной черты движений в мантии. При приближении к свободной поверхности планеты восходящие массопотоки неизбежно должны трансформироваться в латеральные, в которых некоторая материальная точка может неограниченно долго перемещаться вдоль свободной поверхности, не погружаясь в направлении ядра [4].

2. В нарастаниях и спадах тектонической активности находят, таким образом, свое отражение изменения энергетической активности тех областей мантии, которые ответственны за подток масс ко внешней оболочке и за изменения количества их движения. Можно полагать в связи с этим, что принципиальные перестройки общих рисунков латеральных движений вблизи свободной поверхности и создаваемые ими структуры в ходе тектонических эпох отражают пространственные перераспределения главных областей мантийной энергетической активности. Частные перестройки и (или) активизация движения в рамках тектонических фаз характеризуют как пульсационные неоднородности в режиме эволюции таких областей, так и некоторые неоднородности количества движения.

3. Мгновенная картина стационарного тепломассопотока характеризуется в каждом из частных сечений вертикальными градиентами скорости движения и теплового состояния, понижающимися в направлении свободной поверхности. Такими же понижениями, но с меньшими градиентами, характеризуется латеральный тепломассопоток в продольном сечении от области истечения к его периферии. Изменения скорости движения и теплосодержания масс, поступающих во внешнюю оболочку, неизбежно должны обуславливать различие уровней их приближения к свободной поверхности, режим изменения теплового состояния пород (адиабатический или иной) и их реологических свойств, изменения дифференциальных скоростей латерального растекания и, таким образом, порождать волнообразную структуру движений в поверхностном слое (кинематические волны), усложняя картину массовых движений.

Структурное выражение главных типов взаимодействий масс здесь может быть представлено только в виде принципиальной качественной оценки, поскольку подробная характеристика требует привлечения иного аппарата обсуждения.

В разрезе, мало меняющемся с глубиной по плотности и вязкости или с исчезающе тонким коровым слоем (океанического типа), приближение массопотока к свободной поверхности способно вызвать образование поднятия над область истечения (рис. 2; 3, А, Б). Его высота будет определяться гравитационной неустойчивостью, а латеральные размеры и форма — мерой подтока масс к поверхности, скоростью их латерального растекания и формой сечения восходящего массопотока. Области магмогенерации и извержения естественно связывать с такого рода образованиями, а особенности фракционного выплавления — с ди-



намикой движения масс и их охлаждения. Возможность такой связи продемонстрирована в большом числе публикаций по петрологическим условиям фракционного плавления базальтовых магм. Связь магмогенерации с областями сопряжения частных латеральных массопотоков — участками высоких градиентов дифференциального количества их движения — выглядит менее очевидной.

В неоднородном разрезе, в котором внешний коровый слой значительно отличается плотностными и реологическими свойствами, структурное выражение его взаимодействия с массопотоком приобретает иной вид (см. рис. 2, 3). Существенным моментом в реакции корового слоя оказываются условия свободы или стесненности его дрейфа. В таком разрезе, приближение массопотока к поверхности вызовет вовлечение в латеральное движение и растекание мантийных масс все более близких к поверхности горизонтов коры над областью истечения. Утоняясь здесь, кора будет прогибаться, оседать. Ее нижняя поверхность будет стремиться приобрести выпуклый, а внешняя — вогнутый профили; критическое утонение приведет к разрыву сплошности коры — вначале по системе рассеянных трещин, а затем в виде концентрированного разрыва и образования области зияния. Дальнейшее растекание мантийного массопотока в стороны и дрейф корового слоя в направлении его распространения может привести к полному или неполному удалению фрагментов коры из области истечения. Фрагменты, оставшиеся здесь после истощения потенциальной энергии движения, фиксируются в структуре зоны растекания в качестве микроплит или микроконтинентов.

Если скорость новообразования коры на фронте восходящего мантийного потока оказывается сопоставимой со скоростью образования некоторой критической мощности корового слоя или меньшей, то формирование впадины в рельефе будет продолжаться и после разрыва коры, существовавшей к началу процесса. Этой последовательности событий соответствует динамика формирования внутри- и межконтинентальных рифтов, внутриконтинентальных и краевоморских впадин. Все они характеризуются разрезом с высоким стоянием, выпуклым профилем и часто разуплотнением прикровлевой части верхней мантии, а также вогнутой кровлей или разорванным профилем фундамента корового слоя.

В области сопряжения мантийных латеральных массопотоков с неравными количествами движения, дрейф участка корового слоя с положительной плавучестью неизбежно должен замедляться над осью зоны сопряжения. Оказавшись здесь, такая коровая масса должна испытывать некоторые латеральные и вертикальные колебательные движения, отражающие динамику равновесия количеств движения у сопрягающихся потоков. Поступление дополнительных коровых масс в этой ситуации обуславливает наращивание с периферии первоначально поступившего сюда фрагмента коры.

Рис. 2. Схема формирования корового слоя над восходящей и латеральной ветвями мантийного массопотока в главных моментах его структурной эволюции

1 — осадочно-вулканогенный чехол океана предшествующей тектонической эпохи (а) и новообразованный (б); 2 — коровый слой океанический; 3 — то же, континентальный; 4—5 — верхняя мантия, часто обедненная базальтовыми компонентами (4) и необедненная (5); 6 — ранние граувакки; 7 — поздние граувакки и молассы; 8 — области эрозии подошвы коры и переотложения эродированного материала; 9 — вулканы и интрузии примитивных базитовых выделений; 10 — вулканы контрастных и мелко дифференцированных серий; 11 — баруровень стабильности оливин-плаггиоклазовой ассоциации (условно); 12 — изотерма фракционного плавления базальтов (а) и траектории относительного движения точек (б) недеплетированной (залитые) и деплетированной (незалитые) мантии. А — возрастание тепловыделения в зоне концентрации деформаций; Б — пластификация литосферного слоя и выдавливание части масс к свободной поверхности, фракционное выплавление базальтов; В — выход к поверхности части мантийного материала и новообразование корового слоя; Г — начало сгущивания корового слоя океана; Д — образование субконтинентального сгустка корового слоя; Е — подъем разогретых мантийных масс к основанию континентальной коры и ее частичное фракционное плавление; Ж — эрозия подошвы коры, подкоровый массоперенос и сгущивание коры

Если значительный по латеральной протяженности участок континентальной коры избыточно перекрывает область сопряжения мантийных массопотоков, то некоторые его окраины оказываются под воздей-

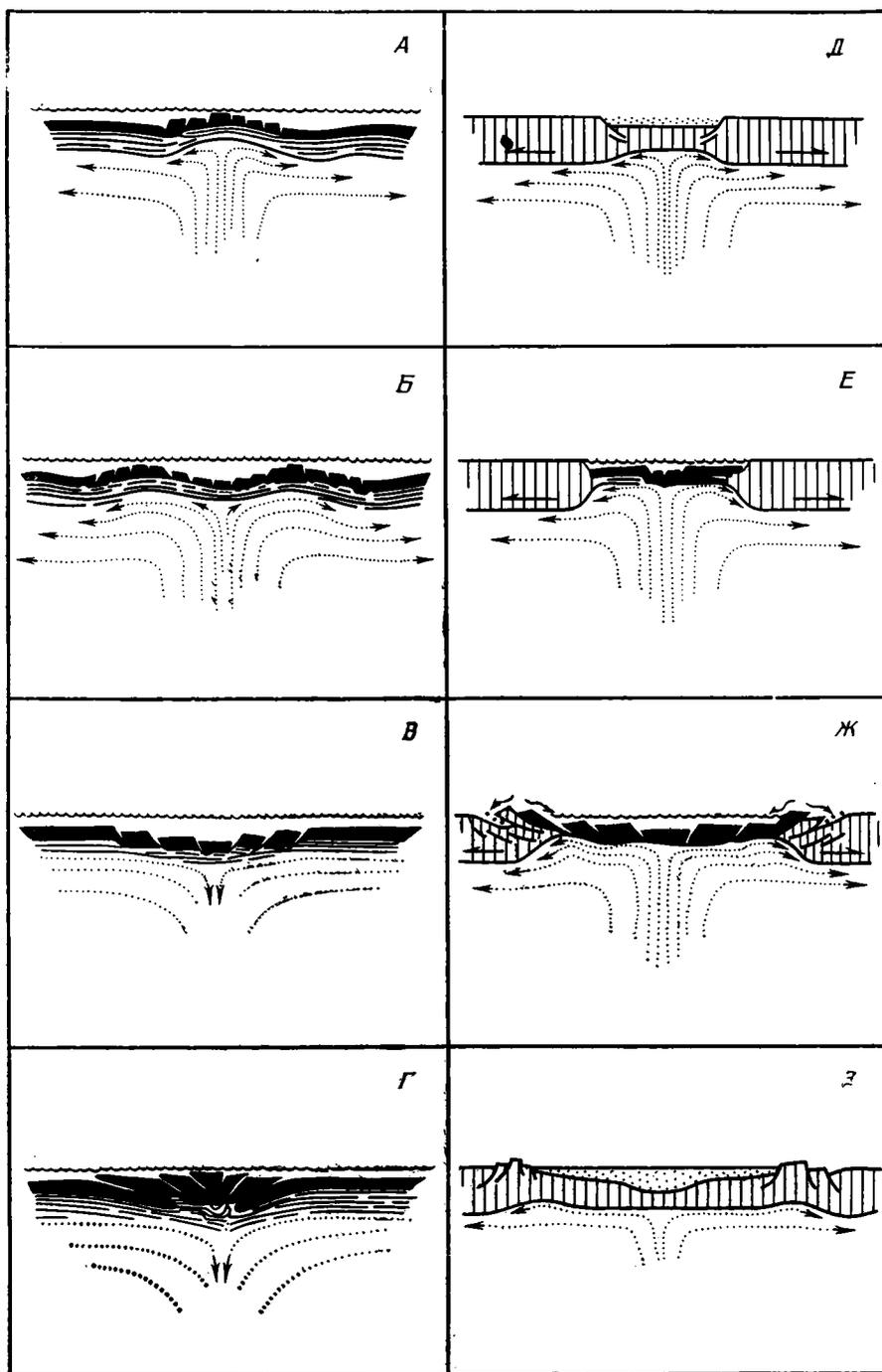


Рис. 3. Схема взаимодействия коры и мантийного массопотока (точечные линии) в океаническом (А—Г) и континентальном (Д—З) сегментах литосферы

А, Б—эволюция структуры океанического корового слоя (черная заливка) над восходящим мантийным массопотоком при подходе его к поверхности (А) и латеральном расстекании (Б); В, Г—то же, для случая над областью сопряжения массопотоков при спаде (В) и росте (Г) импульса движения; Д—З—последовательные стадии разрыва континентальной коры (редкая штриховка), образование области с океаническим типом разреза литосферы (Е), сопряженных складчатых областей (Ж) и внутренней отмершей впадины (З) (точечный крап)

ствием встречных движений. Создаются, таким образом, условия разрыва потока в основании коры (вдоль границы реологически наиболее неоднородных толщ), а также роста в коре касательных напряжений. Векторы этих напряжений в целом будут ориентированы к оси сопряжения потоков и дополнительно менять свою направленность и величину соответственно неоднородностям количества движения по периметру всего наращиваемого участка корового слоя.

Как следствие создаются условия для возникновения многих геологических явлений: а — сжатия и скучивания коры — наибольшего по периферии области аккреции и убывающего к ее центральной части; б — прогрессивного роста термального и (или) барического метаморфизма за счет перехода части механической энергии в тепловую; в — вторичных пучений поверхности мантийного массопотока, из-за чего способны организоваться вторичные структуры растяжения коры в пределах ее участка, нависающего над потоком со встречным движением; г — образование вторичных вихрей в подкоровой зоне мантийного потока в связи с (в), развитие дочерних противотоков и рост теплоотдачи в области движения с вихрями малого масштаба; д — дифференциальных сдвиговых смещений отдельных участков коры, чье развитие ведет к формированию внутри корового сгустка дополнительных подвижных зон или областей с преобладанием сбросово-сдвиговых смещений и где последовательно чередуются участки и (или) периоды сжатия (зоны наложенной активизации, повторной орогении) и растяжения (некоторые рифты, грабены, зоны магматической проницаемости).

При переменном количестве движения в восходящем массопотоке, в области его трансформации в латеральный, неизбежно возникновение кинематической волны, расходящейся от оси истечения. В силу конечности импульса количества движения такая волна будет постепенно вырождаться. При этом можно ожидать, что при некоторой критической скорости ее распространения, на фронте волны может возникнуть разрыв потока.

В океаническом типе разреза литосферы формирование сопутствующего поднятия в рельефе, с узкой зоной растяжения в приосевой части свода, может продолжаться до начала спада импульса восходящего движения. После этого над осью истечения (в тылу расходящейся волны) начинает формироваться область прогибания кровли мантийного выступа и воронки проседания в коровом слое (осевая рифтовая впадина). Расходящаяся кинематическая волна будет при этом распространяться от оси зоны истечения, затухать по амплитуде и увеличивать период по мере вырождения.

В свете сказанного становится возможным различать среди срединно-океанических хребтов участки, которые характеризуют разные стадии прохождения кинематической волны, вызванной мантийным массопотоком. Среди них участки с «быстрым» спредингом соответствуют начальным, а с «медленным» спредингом — конечным стадиям подтока и распространения волны. Особенность окраинных центров спрединга в таком случае определяется тем, что развитие волны происходит в обстановке, в которой существует некоторая реологическая анизотропия среды, задаваемая разницей свойств океанического и континентального разрезов литосферы; рост мантийного выступа может происходить под или перед козырьком континентальной коры. Как следствие этого развивается осеасимметричное распространение волны с дополнительным количеством движения, меньшим в сторону континентальной массы и большим в сторону океанической (рис. 4).

Скачок количества движения на фронте волны создает возможность для срыва потока и опрокидывания ее гребня. Отсюда: а) скучивание корового материала, наибольшее на фронте волны и наименьшее в тылу; б) перемещение «на плаву» фрагментов коры, сгруженных на фронте волны до момента ее вырождения, что обеспечивает их значительный латеральный перенос; в) завальцевание и затягивание коровых масс под мантийные, вплоть до области соприкосновения с высоко-

нагретыми частями мантийного массопотока. Реализация последней возможности создает условия для гравитационной или гидростатической неустойчивости включенной призмы коровых пород и для выплавления магм с широким спектром составов, в том числе андезитовых.

Распространение мантийной кинематической волны вблизи континентальной окраины и формирование на ее фронте призм тектонических смесей корового материала хорошо согласуется с формированием по обе стороны окраинно-морского центра спрединга — со стороны континента — краевого орогенного пояса, а со стороны океана — островодужной постройки (см. рис. 4). Перед каждой из призм формируется фронтальная компенсационная впадина. На континентальной коре, с большим запасом плавучести, можно ожидать несколько меньшие глубины прогибания таких впадин. Разрушение эрозией сопряженного орогенного поднятия ведет к их заполнению терригенными толщами и формированию краевого прогиба. Для океанической коры с меньшим запасом плавучести естественно ожидать большие глубины погружения и в силу меньших количеств поступающего сюда дезинтегрированного материала, меньшую степень заполнения осадками. Таким может быть одно из возможных объяснений образования всей перечисленной группы структур.

Существенным моментом взаимодействия восходящего потока мантийных пород с коровой оболочкой является передача тепла, создающая условия для прогрессивных метаморфических преобразований коровых пород. При обсуждении геодинамических моделей структурной эволюции литосферы принято исходить из представления о конвекции, которая не учитывает теплоперенос за счет движения пород, отдающих и принимающих тепловую энергию.

Многочисленные данные по многоэтапным вязким деформациям, сопровождающим метаморфизм, раскрывают широкое участие в нем движения горных масс. Это обстоятельство приводит к представлению о значительной роли в метаморфических процессах теплопереноса и вынужденной конвекции. Допущение такого явления означает, что поток теплоносителя в состоянии не только поддерживать или наращивать температуру своих стенок, не только вовлекать их в дрейф в силу условий неразрывности, но оказывается способным уменьшать вязкость стенок, вовлекать таким образом новые массы в движение и за счет этого увеличивать свое сечение. Иными словами, речь идет о том, что мантия может эродировать низы литосферы или корового слоя, а также перераспределять некоторые массы в их основании. Накопление здесь критического объема перераспределенного материала способно создавать вторичные области гравитационной неустойчивости и в конечном итоге становится одной из причин, порождающей вторичные конвективные явления во внешней оболочке, в частности явления гранитно-купольной тектоники и образование некоторых кольцевых структур.

При таком подходе, предусматривающем явления селективного плавления, смешения, контаминации и фракционного плавления вещества, открывается возможность для обсуждения условий и динамики формирования в континентальных сегментах крупных и уникальных массивов магм среднего, кислого, ультращелочного и карбонатитового составов. Кроме того, раскрывается возможность привлечения фактора эрозии подошвы коры или литосферы подступающими мантийными массами.

Применительно к явлениям магматизма, использование понятия о теплопереносе в ходе вязких течений мантии и литосферы, позволяет продвинуться в геодинамическом истолковании состава выплавов в зависимости от динамики движений. Очевидно, что при некоторых скоростях движения мантийного массопотока режим его остывания и спад общего давления не всегда обеспечивают состояние пород, необходимое для фракционного плавления магм. Определяющее влияние на составы магм помимо термобарических условий оказывает состав пород или их тектонических смесей в очагах фракционного плавления. Поэто-

му при достаточном теплосодержании мантийных пород и в зависимости от толщины оболочки, покрывающей мантийный поток, обеспечивается образование базальтов повышенной щелочности (большие глубины) или толеитовых (меньшие глубины).

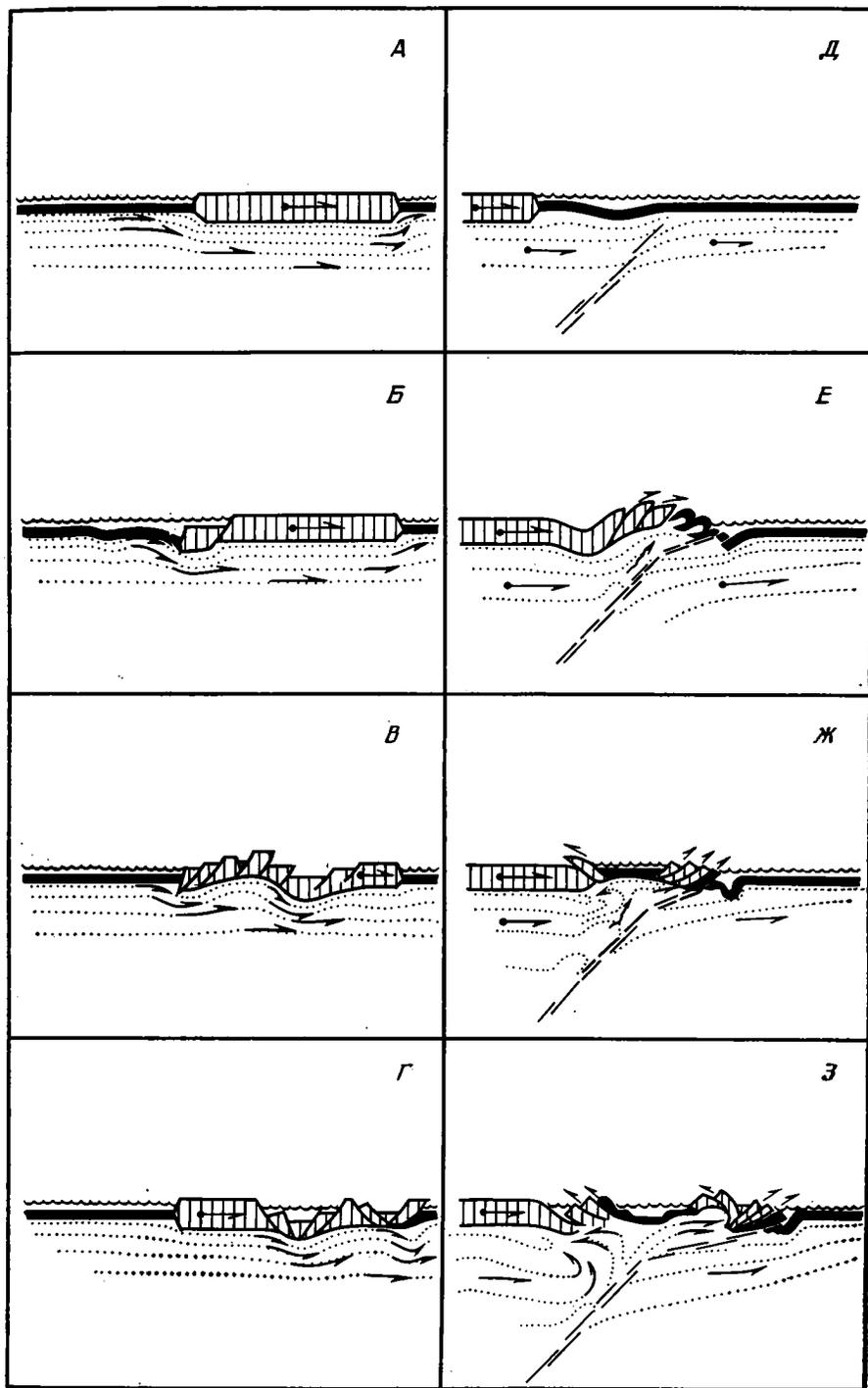


Рис. 4. Схема взаимодействия коры и мантийного латерального массопотока в основных стадиях прохождения длиннопериодной волны через участок литосферы с континентальным (редкая штриховка) типом разреза (А—Г) и развитие вторичного мантийного диапира, окраинного моря, краевого орогена и островной дуги в области активного сопряжения континентального и океанического типов литосферы (Д—З)
 Стрелками показано направление движения масс, прерывистыми линиями — положение сейсмофокальной зоны, другие условные обозначения см. на рис. 3

Соприкосновение высоконагретого мантийного массопотока с основанием континентального корового слоя и прогрев его до температур селективного плавления сиалического вещества создают условия для образования кислых магм, известных в разрезах начального развития некоторых рифтов. До момента полного разрыва континентального корового слоя и выведения его остатков мантийным массопотоком за изотерму селективного плавления сиалического вещества можно ожидать продолжения его выплавления и извержения совместно с базальтами. При этом не исключается возможность новообразования части кислых магм путем ликвационного фракционирования базальтовых расплавов. По-видимому, такой вариант отражен в накоплении риодацит-базальтовых контрастных серий на ранних и поздних этапах эволюции подвижных поясов.

При образовании хаотических тектонических смесей корового или корово-мантийного материала путем либо массопереноса при подкоровой эрозии, либо накопления и включения его призм во вторичный мантийный поток на фронте кинематической волны, тепловое воздействие высоконагретых мантийных масс способно создать необходимые условия для выплавления серий с андезитовыми, дробно дифференцированными и вообще пестрыми по составу и набору выплавками. Такое взаимодействие мантийных и коровых масс при фракционном плавлении может в ряде случаев удовлетворительно объяснять присутствие в магматитах континентов и их окраин высоких отношений стронциевых изотопов или высоких концентраций химических элементов, характерных для коровых пород.

Геологическая природа полосовых магнитных аномалий в океанах. Главной особенностью геологической структуры океанических сегментов и тесно связанной с ней структуры магнитного поля является полосовое чередование разновозрастных участков. В первом приближении их границы повторяют очертания материков и простираются срединно-океанических хребтов. К настоящему времени многими, в том числе и нами, поддерживается представление о связи этой особенности с растяжением коры (спредингом), вызванным подтоком подкорового материала из глубинных оболочек.

В гипотезе жестких литосферных плит модель спрединга основана на постулате, что наращивание этих плит происходит вдоль оси срединно-океанических хребтов и осуществляется подставлением новых клиньев охлажденной астеносферы, раздвигающих ранее выдвинутые массы в стороны от осевой зоны. Отсюда: а) формирование остаточной намагниченности в каждом новообразованном блоке океанической коры происходит над осью спрединга и однородно (по знаку, но не интенсивности намагниченности) по мере охлаждения его пород ниже температуры Кюри; б) знакопеременная структура магнитохронологической шкалы для океанов характеризует последовательное и непрерывное приращение новообразованных участков коры в осевой зоне спрединга. Сопоставление возраста конкретного участка океанической коры, предсказываемого на основе этих положений, с палеонтологическим возрастом основания ее осадочно-вулканогенного чехла дает, как правило, хорошую сходимость. Это расценивается как подтверждение **правильности модели и ее посылок.**

Рисунок магнитного поля океанов характеризуется чередованием пространств с независимой внутренней структурой (площади юрско-нижнемелового, верхнемелового — кайнозойского возраста). Каждое из них включает конформные между собой области со спокойным магнитным полем и области полосовых аномалий с разноамплитудной и знакопеременной напряженностью магнитного поля. Внутри верхнемеловых — кайнозойских площадей с полосовыми аномалиями в свою очередь выделяются области с конформным их рисунком, разделенные зонами нарушения согласованности ориентировок аномалий. Периоды перестройки рисунков магнитного поля, а также областей со спокойным магнитным полем отчетливо синхронизируются с периодами формиро-

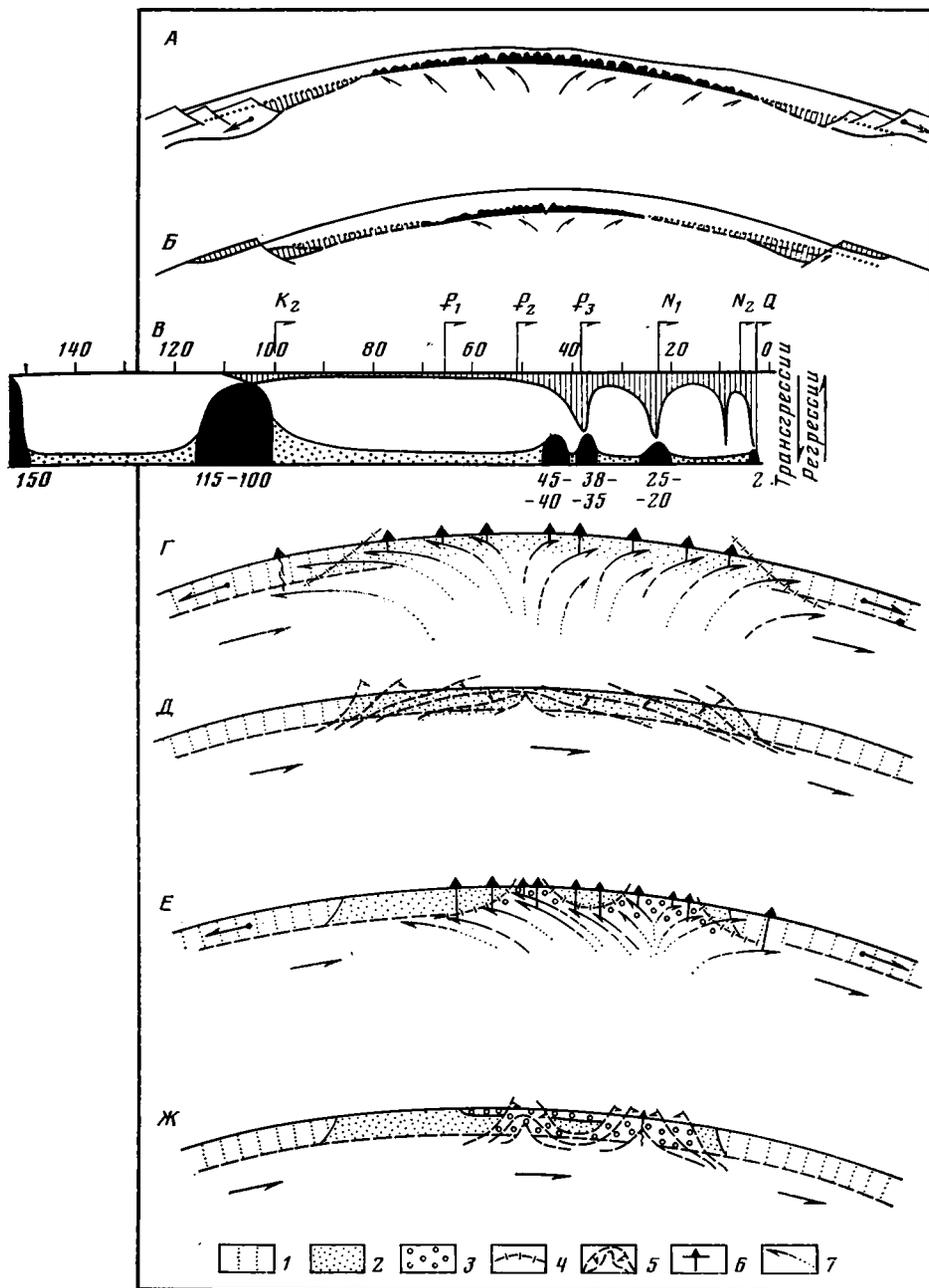


Рис. 5. Схема формирования зоны спрединга и полосовых магнитных аномалий
 А — рост импульса восходящего движения, разрастание области спрединга, ее поднятие (черное) и сопряженное погружение прилегающих океанических (тонкая штриховка) и континентальных (без крапа) участков литосферы; Б — спад импульса движения, углубление дна океанического сегмента и сопряженное поднятие материков; В — сравнительный график мезозойских и кайнозойских трансгрессий (по [15]) с углублением океанического дна к кайнозой (верхняя часть) и сопряженных этапов перестройки рисунка полосовых магнитных аномалий в океане (нижняя часть, залитые участки), цифры — млн. лет; Г — Ж — два последовательных цикла образования зон спрединга в стадиях разрастания (Г, Е) и спада (Д, Ж)
 1—3 — литосферный слой: 1 — до активизации; 2 — в первом; 3 — в последующем циклах активизации; 4—5 — изотермы Кюри на прогрессивной (4) и регрессивной (5) стадиях эволюции области спрединга; 6 — излияния базальтов; 7 — направление движения массопотоков

вания складчатых поясов и главных границ регрессивно-трансгрессивных циклов осадконакопления на материках (рис. 5, А—В). Периоды формирования участков океанической коры с конформными рисунками магнитных аномалий соответствуют периодам спада тектонической активности.

Другим важным обстоятельством является сопоставимость периодов, масштабов и механизмов массовых покровных излияний базальтов в мезозойское и третичное время в океанах и на материках. Гигантские области были охвачены не концентрированными в узких зонах, а рассеянными по латерали внедрениями даек и излияниями базальтовых лав; наиболее крупными фрагментами этих областей в океанах являются площади со спокойным магнитным полем. В сравнении с их размерами узкая осевая зона современных срединных хребтов, где изливались четвертичные базальты, оказывается малопредставительной для обсуждения механизма спрединга во всей его полноте и может иллюстрировать только некоторые его особенности.

Не может оставаться вне внимания и то обстоятельство, что области со спокойным магнитным полем характеризуются наименьшей расчлененностью рельефа вообще и наименьшими амплитудами вертикальных перемещений акустического фундамента в частности. Этим они отличаются от областей с полосовыми магнитными аномалиями (в первую очередь от срединных хребтов) с характерными вертикальными блоковыми подвижками в системе длиннопериодных волновых движений.

Тонкие магнитометрические исследования последних лет показывают, что интегральный расчетный вектор остаточной намагниченности пород, получаемый суммированием его значений в каждой из единиц изучаемого океанического разреза, не соответствует фактически наблюдаемому над этим разрезом. Характерная магнитометрическая особенность таких разрезов — вертикальная перемежаемость толщ со знакопеременными и разноориентированными векторами остаточной намагниченности пород. Что в таком случае определяет наблюдаемая магнитная аномалия? Что характеризует ее природу и возраст в случае, когда она выделена над длительно формировавшимся стратиграфическим разрезом, который содержит многоярусные покровы базальтов и меланократовый фундамент, отделенный от базальтов стратиграфическим перерывом?

Среди образований, формирующих разрез океанической коры, геологически надежно документируются две его части. Верхняя включает осадки с органическими остатками, базальтовые покровы и их подводные каналы (дайки). Возраст этой части разреза надежно датируется палеонтологическими данными; с ним согласовываются определения возраста другими методами датировок. Нижняя часть разреза включает различно преобразованные вторичными процессами мантйные перидотиты и ассоциированные габброиды, которые охарактеризованы единичными радиологическими датировками. Вещественно-структурные исследования пород из этой части разреза и из офиолитовых ассоциаций в складчатых поясах материков показывают длительность, сложность и многоэтапность их формирования. Из этих же исследований известно, что формирование комплексов из нижней и верхней частей разреза океанической коры разделено временем многоэтапной серпентинизации ультрабазитов и родингитизации габброидов, а часто и стратиграфическим перерывом с неизвестной продолжительностью — обстоятельство, также важное для выбора модели спрединга.

Сообразуя перечисленные обстоятельства между собой и со сказанным ранее, мы приходим к представлению, что структурообразование в океанических сегментах происходило циклично и синхронно тектоническим эпохам или фазам структурообразования на материках. В ходе каждого из циклов различаются этапы тектонической активности (собственно спрединга) и относительного покоя или спада активности. С первыми связано формирование областей с однородным (спокойным) магнитным полем одного знака намагниченности или зон несогласий между

областями с автономными и конформными структурными рисунками магнитного поля. Со вторым связано формирование областей развития конформных полосовых аномалий с дробной знакопеременной намагниченностью. Таким образом, спрединг представляет наиболее активные и относительно непродолжительные периоды структурной перестройки внешней оболочки Земли, в ходе которых реализуется в наибольшем масштабе разгрузка напряжений, накапливаемых здесь под воздействием активных движений мантии. Формирование же областей с полосовыми магнитными аномалиями соответствует относительно продолжительным периодам спада тектонической активности, в ходе которых структурообразование охватывает маломощную зону, включающую кору и прилегающую верхнюю мантию.

Такое представление открывает возможность выделять в структурной эволюции океанической коры этапы предыстории спрединга (океанической или континентальной), этап активизации внешней оболочки в зоне спрединга и этап его отмирания (см. рис. 5, Г—Ж). При таком подходе этап спрединга включает: а) разгрузку механических напряжений, накопившихся во внешней оболочке, в широкой зоне, преобразование части механической энергии в тепловую; как следствие во внешней высоковязкой оболочке возникает зона с пониженной вязкостью пород, ширина которой в порядках величин сопоставима с толщиной активизированной оболочки; это явление способствует выдавливанию части ее масс к свободной поверхности, т. е. образованию вторичного восходящего тепломассопотока и в его пределах интенсивной структурной перестройкой этой оболочки; б) подъем к свободной поверхности изотерм (в том числе изотерм фракционного плавления базальтов и изотермы Кюри), растекание тепломассопотока от оси зоны активизации с передачей импульса движения сопредельным участкам оболочки с большими вязкостями пород; в) подъем рельефа над восходящим массопотоком, сопровождаемый максимальным масштабом растяжения оболочки вблизи поверхности и образованием по периферии поднятия компенсационных впадин; г) активизация фракционного плавления базальтов по всему поперечному сечению восходящего тепломассопотока и покровных излияний базальтов; при этом, по-видимому, возможна магматическая активизация мантии под сопредельными участками внешней оболочки, не вовлеченными прямо в зону спрединга.

В этапе отмирания зоны спрединга можно ожидать явления спада интенсивности движений и как следствие вырождения тепломассопотока, т. е. снижения со временем магматической активности вообще и в направлении к оси тепломассопотока в частности; постепенного спада температур и перемещения к оси тепломассопотока изотерм, в том числе изотермы Кюри; постепенного понижения рельефа дна от периферии к оси вырождающегося тепломассопотока по мере исчерпания потенциальной энергии движения.

Можно думать, таким образом, что образование видимой геологической структуры океанической коры вне зон ее скучивания и обусловленной ею структуры полосовых магнитных аномалий оказывается тесно связанным с регрессивной ветвью цикла формирования зон спрединга. Эта часть эволюции выражена наиболее ярко и представлена гипсометрическим понижением поверхности срединного хребта от его периферии к оси отмирающей зоны спрединга (оси тепломассопотока), омоложением в том же направлении возраста коры и магнитных аномалий.

Развитие геологической структуры коры в океанической литосфере может быть прямо прослежено на сравнительно коротком интервале времени (150—100 млн. лет), соответствующем продолжительности альпийской орогении материков. Сравнительно с их длительно формирующейся структурой она естественно менее сложна, в чем заключена ее отличительная особенность. Это еще раз косвенно указывает на периодическое высокое стояние в океанических сегментах кровли мантии, которое прямо отражено в малых глубинах заложения разрывных зон, нахождения очагов магматической и сейсмической активности.

Обращаясь ко всему сказанному, мы видим, что структурная эволюция литосферы регламентируется множественной периодичностью движений: а) быстрых и длиннопериодных, протекающих во временных рамках тектонических эпох; б) накладывающихся на них с меньшей периодичностью, сопоставимой с продолжительностью тектонических фаз и в рамках этих фаз — тектонических эпизодов; в) связанных с изостатической компенсацией; г) сопоставимых по шкале времени с продолжительностью извержений, землетрясений, авершоков и, наконец, д) с периодичностью собственных упругих колебаний Земли. Ясно, что каждое из этих движений выражается в структурообразовании через те или иные особенности реакций среды (ньютоновские и неньютоновские). Часть из них геологически документируется как разные механизмы массопереноса путем вязкого и пластического течения в твердом состоянии или перемещения по разноамплитудным хрупким разрывам.

Весь геологический опыт показывает, что каждый из участков литосферы или мантии одновременно участвует во многих перечисленных типах движений. Это обстоятельство никак нельзя упускать из виду при обсуждении кинематических и динамических условий структурообразования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, развивая мобилистические представления А. Вегенера в геологии, мы приходим к выводу, что не жесткие литосферные плиты, а вся масса литосферы вместе с покрывающей ее тонкой пленкой коры неравномерно движется вдоль свободной поверхности Земли по периодически изменяющимся направлениям и формирует ее чрезвычайно сложную структуру. Эти движения, вызванные вещественно-гравитационной дифференциацией и порожденными ею конвективными тепломассопотоками, начались с окончанием аккреции протопланетного облака и, по-видимому, кончатся с началом исчерпания энергетических возможностей дифференциации и теплового вырождения планеты.

Нельзя сказать, что и предлагаемая нами концепция дифференциального дрейфа готова сегодня объяснить все геологические явления. Имеется еще достаточно много частных неясностей, существование которых обязано в первую очередь недостаточности данных и отсутствию разумных физических толкований их природы.

Вместе с тем нам представляется, что предлагаемый подход позволяет развивать идеи мобилизма в геологии, оказывается более гибким и широким, чем тектоника жестких литосферных плит, и снимает с обсуждения многие проблемы, возникшие в отрыве от геологического опыта. Представляется также, что исследование с широким подходом к проблеме в комплексе геологических, петрологических, металлогенических и механических ее аспектов создают условия для нового понимания строения и эволюции Земли.

Авторы глубоко благодарят В. П. Мясникова, В. Е. Фадеева и Т. М. Энеева за плодотворные обсуждения вопросов, затрагиваемых в статье, и замечания по ее тексту.

Литература

1. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 462 с.
2. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
3. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
4. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. Итоги науки и техники, сер. физика, т. 5. М.: ВИНТИ, 1980. 230 с.
5. Rona P. Relations between rates of sediments accumulations on continental shelves, sea floor spreading and eustuary inferred from Central North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 2851—2872.

УДК 551.24

ХАИН В. Е., ЛЕВИН Л. Э., ТУЛИАН И. И.

НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ГЛОБАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ

Статья посвящена анализу распределения площадей основных структурных элементов континентов и Мирового океана и соотношению с ними объемов вулканогенно-осадочного чехла. Направленность развития континентальной и океанической коры выясняется путем анализа распределения ее площади по времени формирования. В итоге устанавливается хорошая корреляция с более ранними подсчетами подобного плана, уточняются многие параметры распределения площадей и объемов в связи с использованием принципиально новой тектонической основы, намечаются некоторые закономерности в направленности эволюции верхней оболочки Земли. Эти закономерности определяются: возрастанием тектонической активности от раннего докембрия, протояга к все более молодым эпохам неогена; вероятным увеличением мощности океанической коры от протоокеанов к современным; определенной упорядоченностью взаимосвязанного процесса растяжение — сжатие; нарастание площади эпиплатформенного орогенеза по мере разрастания молодой океанической коры.

По мере развития геологической науки и накопления новых знаний о строении континентов и океанов неоднократно предпринимались попытки количественного анализа различных аспектов глобальной структуры Земли. Они касались на ранних этапах самых общих, приближенных оценок объема и химического состава осадочной оболочки [18, 21], а затем возможно детального выявления распределения объемов, масс и среднего химического состава трех главных слоев земной коры — «базальтового», «гранитного» и осадочного [1, 9, 10]; строения собственно осадочной оболочки [8]; выяснения скорости накопления различных типов пород на континентах [11]; сравнительной оценки интенсивности вулканизма на континентах и в океанах [6, 12]; изменения интенсивности эффузивного вулканизма океанов [5]; распределения объемов вулканогенно-осадочного чехла в Мировом океане [16].

Данная статья в отличие от указанных выше исследований имеет целью рассмотреть в неразрывном единстве, с одной стороны, распределение площадей основных структурных элементов континентов и Мирового океана, а с другой — соотношение с ними объемов вулканогенно-осадочного чехла. Основные принципы выделения этих элементов на современном уровне знаний содержатся в двух обобщающих работах [15, 17].

Наш анализ основан на количественной обработке «Тектонической карты Мира» М 1 : 25 000 000, составленной В. Е. Хаиным, Л. Э. Левиным, Ю. Я. Кузнецовым в 1977 г. и опубликованной в 1982 г. Подсчет площадей и объемов был выполнен методами интегрального исчисления с введением поправок за искажение проекции карты. Ошибка в подсчете площадей не превышала $\pm 5\%$, а мощности чехла были приняты в соответствии с имеющимися геолого-геофизическими материалами, в том числе и данными глубоководного бурения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

Дифференциация основных структурных элементов Земли, принятая при подсчете площадей, была проведена в соответствии с их принадлежностью к четырем главнейшим типам коры — континентальному, субконтинентальному, океаническому и субокеаническому в понимании И. П. Косминской [3]. При этом учитывалось, что распространение в

пределах Мирового океана первых двух типов коры имеет место в среднем до изобаты 2000 м, где в соответствии с данными геофизики начинается исчезновение из разреза «гранито-гнейсового» слоя и появляется кора переходного, а затем океанического типа. Соответственно из общей площади Земли в 510 млн. км² на долю континентальной и субконтинентальной коры приходится 208,9 млн. км², против 301,1 млн. км² суммарной площади океанической и субокеанической коры.

В пределах континентальной коры были выделены прежде всего две категории областей — платформы и зрелые орогены. Первые, в свою очередь, подразделены на щиты, плиты древних и молодых платформ. Вторые — на эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогены с дальнейшей детализацией по возрасту либо складчато-метаморфического основания (эпиплатформенные орогены), либо завершающей складчатости (эпигеосинклинальные орогены). Субконтинентальную кору представляют структуры островных дуг.

В области океанической коры выделены структурные элементы двух основных типов — океанические плиты и внутриокеанические подвижные пояса (хребты), дифференцированные в зависимости от принадлежности к определенному океану. К субокеанической коре отнесены многие котловины окраинных и внутренних морей, за исключением тех из них, которые представляют апофизы океанов подобно Тасманову морю и Калифорнийскому заливу. Одновременно как океаническая, так и субокеаническая кора была районирована по времени образования (рисунок см. вклейку к стр. 9).

Однако данные о площади основных структурных элементов Земли отражают главным образом особенности морфологии земной коры, обусловленные сложным сочетанием горизонтальных и вертикальных движений ее отдельных блоков. Направленность развития коры может быть выяснена путем анализа распределения ее площади по времени формирования. При этом имеется в виду, что подавляющее большинство структурных элементов включает генерации, сформированные в две или даже три эпохи тектоно-магматической активности. Относительно однородными в этом плане являются только островные дуги и внутриокеанические подвижные пояса. Соответственно результаты подсчета площадей структурных элементов и распределения коры по времени образования рассматриваются далее в неразрывном единстве (табл. 1, 2).

В области распространения континентальной коры наибольшую площадь занимают раннедокембрийские, т. е. архейско-нижнепротерозойские складчато-метаморфические комплексы. Они представляют 83,9 млн. км² фундамента древних платформ и 12 млн. км² одновозрастных ему по консолидации блоков, втянутых в эпиплатформенный орогенез. Присутствие блоков раннего докембрия установлено также в основании молодых платформ и ряда позднедокембрийских и фанерозойских складчато-геосинклинальных систем. Минимальное значение площади раннедокембрийского основания может быть оценено в 40,2 млн. км².

Таким образом, достоверная площадь распространения раннедокембрийских комплексов составляет 95,9 млн. км², или 47,3% площади континентальной коры, а вероятная не менее 136,1 млн. км², или 67,1% площади всей континентальной коры. Последнее заключение несколько меньше более раннего подсчета [20], где оказалось, что комплексы раннего докембрия могут занимать до 80% площади современных континентов. Отмеченное расхождение в оценках вызывает необходимость дальнейшего изучения особенностей эволюции многих фанерозойских складчато-геосинклинальных систем, имея в виду прежде всего их заложение на океанической или континентальной коре, а также возраст последней.

Щиты занимают не более 15% площади континентальной коры, или 29,2 млн. км². На долю щитов семи платформ Лавразии приходится 11,7 млн. км² против 17,5 млн. км² общей площади щитов пяти платформ Гондваны. Аналогичным оказывается суммарное соотношение распределения в их пределах площади архейской (11,5 млн. км²) и раннепротерозойской (17,7 млн. км²) коры. На щитах Лавразии это соотношение

Распределение площадей земной коры по времени образования

| Земная кора | Время образования | Площадь, 10 ⁶ км ² | % от площади земной коры в целом |
|--|---|---|--|
| Континентальная до изобаты 2000 м | Раннедокембрийская * | 95,9 | 18,9 |
| | Байкальская | 36,3 | 7,1 |
| | Каледонская | 12,5 | 2,5 |
| | Герцинская | 20,6 | 4,0 |
| | Киммерийская | 17,0 | 3,3 |
| | Альпийская (ранняя) | 20,4 | 4,0 |
| Субконтинентальная | Альпийская (поздняя островодужная) | 6,2 | 1,2 |
| | Итого континентальной и субконтинентальной коры | 208,9 | 41,0 |
| Океаническая | Киммерийская (преимущественно позднеюрская — меловая) | 124,1 | 24,3 |
| | Альпийская | 152,4 | 29,9 |
| | Итого океанической коры | 276,5 | 54,2 |
| Преимущественно субокеаническая кора | Раннекиммерийская (позднепалеозойско-раннемезозойская) | 4,2 | 0,8 |
| | Позднекиммерийская (преимущественно позднемезозойско-раннекайнозойская) | 20,4 | 4,0 |
| Земная кора в целом | | 510,0 | 100 |

* В таблице данные только для древних платформ и областей эпиплатформенного орогенеза. Общее распространение докембрийской коры составляет минимум 136 млн. км², или 26,7% площади поверхности Земли.

3,8 против 7,9 млн. км², а Гондваны — 7,7 против 9,8 млн. км². С генетических позиций эти соотношения, вероятно, кажущиеся, поскольку в основании многих раннепротерозойских блоков находится и архейская кора.

Самый крупный по площади в пределах Лавразии — Канадский щит, занимающий 7,2 млн. км², или совместно с выступами фундамента Гренландии — 8 млн. км², а наименьший — Украинский, равный 0,06 млн. км². На платформах Гондваны особо выделяются по площади щиты Африкано-Аравийской платформы, занимающие 7,4 млн. км², а наименьшими оказываются щиты Индостанской платформы — 0,9 млн. км².

Плиты древних платформ охватывают чуть менее 42% площади континентальной коры, или 84,9 млн. км². В пределах Лавразии их общая площадь 34,1 млн. км², а Гондваны — 50,6 млн. км². Самая крупная плита северного ряда — в пределах Северо-Американской платформы и Гренландии, занимающая 18,1 млн. км², а наименьшая — Гиперборейская — 0,6 млн. км². В южном ряду древних плит наибольшей оказывается находящаяся в пределах Африкано-Аравийской платформы, равная по площади совместно с областями байкальской консолидации 33,0 млн. км², а наименьшей — в пределах Индостанской платформы, занимающая 4,2 млн. км².

Таким образом, в сумме щиты и плиты древних платформ Лавразии (45,8 млн. км²) меньше по площади, чем аналогичные структуры Гондваны (68,1 млн. км²). Напротив, площади самых крупных и наименьших щитов и плит Лавразии и Гондваны равновелики.

Области байкальской консолидации охватывают 17,9% площади континентальной коры, или 36,3 млн. км². Лишь 5,4 млн. км² из этой площади втянуто в эпиплатформенный орогенез. Остальные 30,9 млн. км² находятся в сложных пространственных соотношениях с плитами как древних, так и молодых платформ. Древние платформы Лавразии, а также Индостанскую, Австралийскую и, по-видимому, Антарктическую платформы Гондваны эти области наращивают по периферии.

В пределах Южно-Американской и Африкано-Аравийской древних платформ, а также и молодых платформ они принимают значительное участие и в строении их внутренних районов.

Суммарная площадь восьми областей гренвилльско-байкальской консолидации Лавразии 19,6 млн. км². Три из них — Примексиканская, Арктическая, а также юго-восточного (Прикаспий) и северо-восточного (Тиман) обрамления Восточно-Европейской платформы имеют площадь от 2,0 млн. км² и более, тогда как остальные — 0,5—0,7 млн. км² (см. рисунок).

На континентах Гондваны байкалиды распространены в пяти областях, но крупных по площади только три. Так, из общей площади Южно-Американской платформы в 16,2 млн. км² на долю байкалид (совместно с ранними каледонидами Патагонской плиты) приходится 8,9 млн. км². Для Африкано-Аравийской платформы аналогичное соотношение 22,9 и 10,1 млн. км². В Антарктиде на долю байкалид и салаирид приходится 4,1 млн. км². Общая площадь байкалид Гондваны — 26,3 млн. км². Таким образом, по порядку величин соотношение площадей байкалид Лавразии и Гондваны аналогично площадям щитов и плит древних платформ.

Области каледонской консолидации занимают около 6,0% площади континентальной коры, или 12,5 млн. км². Из этой площади 7,1 млн. км² представляют орогены, а остальные 5,4 млн. км² входят в состав фундамента молодых плит и межгорных впадин, главным образом Восточно-Австралийской и Западно-Сибирской плит, а также восточного, шельфового обрамления Северных Аппалачей.

Области герцинской консолидации охватывают до 10,2% площади континентальной коры, или 20,6 млн. км². В состав фундамента молодых плит и межгорных впадин входит 8,9 млн. км², а в строении орогенов участвуют остальные 11,7 млн. км². Наибольшим распространением герциниды пользуются в Евразии, где участвуют в строении внутриконтинентальных Урало-Охотского (6,7 млн. км²) и Средиземноморского (5,2 млн. км²) подвижных поясов. Все остальные окраинно-континентальные подвижные пояса (Южные Аппалачи, Западно-Тихоокеанский и др.) характеризуются приблизительно одинаковой площадью герцинид — от 0,6 до 2,1 млн. км².

Плиты молодых платформ включают часть областей байкальской, каледонской, герцинской и даже раннекиммерийской консолидации. Однако они занимают лишь 10,1 млн. км², или 5% площади континентальной коры. Почти все они, за исключением Восточно-Австралийской и Патагонской, связаны с Лавразией. Самая крупная — Западно-Сибирская — 2,9 млн. км², а наименьшая — Иберийская — 0,4 млн. км².

Общая площадь платформ Лавразии — 54,4 млн. км², а Гондваны — 69,6 млн. км². Платформы в целом охватывают почти 61% площади континентальной коры, или 124,0 млн. км² (табл. 2).

На домезозойском основании возникли почти все и эпиплатформенные орогены, которые занимают 13,8% площади континентальной коры, или 28,1 млн. км² (см. табл. 2). Наибольшая их часть, представленная раннедокембрийскими блоками, имеет площадь 12 млн. км², остальные от 3,3 до 6,7 млн. км². Из областей киммерийской консолидации в эпиплатформенный орогенез втянуты лишь отдельные участки в Антарктиде, юге Африки и востоке Азии площадью до 0,7 млн. км². Если учитывать, что Верхояно-Чукотская область киммерид площадью в 2,1 млн. км² также может рассматриваться в качестве эпиплатформенного орогена, то общая площадь эпиплатформенных орогенов увеличивается до 30,2 млн. км².

По времени проявления восходящих движений рассматриваемые орогены подразделяются на три группы: мезозойскую, кайнозойскую, мезозойско-кайнозойскую длительного, но прерывистого развития. Площадь первой из них 1,1 млн. км²; второй — 23,9 млн. км², третьей — 3,1 млн. км². В пространственном отношении около половины областей эпиплатформенного орогенеза (12,5 млн. км²) связано с внутриконтин-

Распределение площадей основных структурных элементов Земли

| Земная кора | Структурные элементы | | Площадь 10 ⁶ км ² | % от площади земной коры в целом | |
|--|---|--|--|--|-----|
| Континентальная до изобаты 2000 м | Платформы | Щиты | 29,2 | 5,7 | |
| | | Плиты древних платформ | 84,9 | 16,6 | |
| | | Плиты молодых платформ | 10,1 | 2,0 | |
| | | Итого | 124,2 | 24,3 | |
| | Зрелые орогены | Эпиplatformенные, в том числе | на дорифейском основании | 12,0 | 2,3 |
| | | | на байкальском основании | 5,4 | 1,1 |
| | | | на каледонском основании | 3,3 | 0,6 |
| | | | на герцинском основании | 6,7 | 1,3 |
| | | | на киммерийском основании | 0,7 | 0,1 |
| | | | Эпигеосинклинальные, в том числе | 34,2 | 6,7 |
| | | | каледонские | 3,8 | 0,7 |
| | | | герцинские | 5,4 | 1,1 |
| | | | киммерийские | 9,9 | 1,9 |
| | | | альпийские | 15,1 | 3,0 |
| Межгорные прогибы областей активизации | 16,2 | 3,2 | | | |
| Субконтинентальная | Островодужные | 6,2 | 1,2 | | |
| | Итого орогенов. | 84,7 | 16,6 | | |
| | Структурные элементы континентальной и субконтинентальной коры | 208,9 | 40,9 | | |
| Океаническая | Океанические плиты, включая сводовые поднятия и глыбовые хребты | Тихого океана | 108,1 | 21,2 | |
| | | Индийского океана | 47,3 | 9,4 | |
| | | Атлантического океана | 45,6 | 8,9 | |
| | | Арктического океана | 4,3 | 0,8 | |
| | | Итого | 205,3 | 40,3 | |
| | Внутриокеанические подвижные пояса (хребты) | Восточно-Тихоокеанский с ответвлениями | 35,1 | 6,9 | |
| | | Индоокеанские | 15,9 | 3,2 | |
| | | Атлантический | 20,0 | 3,9 | |
| | | Арктический | 0,2 | 0,05 | |
| | | Итого | 71,2 | 14,0 | |
| Структурные элементы океанической коры в целом | 276,5 | 54,3 | | | |
| Субокеаническая | Глубоководные котловины окраинных и внутренних морей | | 24,6 | 4,8 | |
| | | | 510,0 | 100,0 | |
| Земная кора в целом | | | | | |

континентальными Средиземноморским и Урало-Охотским подвижными поясами; значительная часть с окраинно-континентальным Тихоокеанским (5,1 млн. км²), а также Западно- и Восточно-Африканским и Индостанским рифтовыми поясами (4,4 млн. км²), остальные с Арктическим окраинно-континентальным подвижным поясом.

Области киммерийской консолидации завершеного и незавершеного формирования охватывают 8,3% площади континентальной коры, или 17,0 млн. км². В строении собственно зрелых орогенов Земли участвуют 11,5 млн. км², а остальные 5,5 млн. км² представляют основание чехла главным образом межгорных прогибов. В пределах Средиземноморского пояса на долю киммерид приходится до 4,0 млн. км², Урало-Охотско-

го совместно с Верхояно-Чукотской областью 3,3 млн. км², Анд совместно с Антарктидами — 3,9 млн. км², Кордильер Северной Америки — 3,5 млн. км² и Новозеландской области (орогены и Новозеландское краевое плато) — 2,2 млн. км². В этом распределении обращает внимание почти полное равенство областей киммерийской консолидации Евразии (7,3 млн. км²) и обеих Америк (7,4 млн. км²).

Области раннеальпийской консолидации занимают 10% площади континентов, или 20,4 млн. км². В ряде случаев, преимущественно на обрамлении Тихого океана, эти области рассматриваются в качестве субконтинентальной коры незавершенного формирования [14]. В строении эпигеосинклинальных орогенов участвуют 15,1 млн. км², а остальные 5,3 млн. км² — основание чехла межгорных впадин, распространяющихся порой на шельф окраинных и внутренних морей.

Распределение площадей альпид между подвижными поясами Земли следующее: Восточно-Тихоокеанский (Анды и Кордильеры) — 8,1 млн. км²; Средиземноморский до Гималаев включительно — 6,8 млн. км²; Западно-Тихоокеанский совместно с восточным (Индонезийским) окончанием Средиземноморского пояса — 5,5 млн. км². Как и в случае киммерид эти значения оказываются весьма близкими по порядку.

Эпигеосинклинальные орогены в современной структуре Земли занимают 17% площади континентальной коры, равной 34,2 млн. км². Однако более половины ее (25 млн. км²) принадлежит областям киммерийской и раннеальпийской консолидации. Они отличаются также последовательным увеличением площади от каледонской (3,8 млн. км²) до альпийской тектоно-магматической эпохи (15,1 млн. км²).

В пространственном отношении наибольшую площадь занимают эпигеосинклинальные орогены Средиземноморского и Урало-Охотского поясов (16,5 млн. км²) или без Верхояно-Чукотской области 14,4 млн. км² и Кордильер Южной и Северной Америки (10,1 млн. км²). На орогены Западно- и Восточно-Атлантического поясов приходится 2,4 млн. км², Западно-Тихоокеанского пояса — 3,3 млн. км² и Арктического пояса — 1,9 млн. км².

Общая площадь зрелых орогенов Земли составляет 62,3 млн. км², а совместно с межгорными прогибами (16,2 млн. км²) достигает 78,5 млн. км², или 38,7% площади континентальной коры.

Область позднеальпийской, островодужной коры ранней стадии формирования в структурном отношении относится к ранним орогенам. Она имеет минимальную площадь в 6,2 млн. км², что составляет 2,9% всей площади континентальной и субконтинентальной коры до изобаты 2000 м.

Суммарная площадь всех орогенных областей Земли достигает 84,7 млн. км² (см. табл. 2).

Для океанической и субокеанической коры распределение площадей существенно иное. На долю киммерийской (преимущественно позднеюрско-меловой) океанической коры приходится 124,1 млн. км², а субокеанической — не более 4,2 млн. км². Площадь альпийской (кайнозойской) океанической коры составляет 152,4 млн. км², а преимущественно позднемезозойско-раннекайнозойской субокеанической коры — 20,4 млн. км².

Океанические плиты занимают 74,2% площади океанической коры и 40% земной коры в целом, или 205,3 млн. км². Самые крупные (108,1 млн. км²) находятся в Тихом океане, а наименьшие (4,3 млн. км²) в Северном Ледовитом океане.

Внутриокеанические подвижные пояса охватывают 25,8% площади океанической коры, или 71,2 млн. км². Тенденция в распределении площади этих поясов между отдельными океанами аналогична отмеченной для океанических плит.

На глубокоководные котловины **окраинных и внутренних морей с субокеанической корой** приходится лишь 24,6 млн. км², или менее 5% площади всей земной коры.

В целом распределение площадей континентальной и океанической коры по времени образования обнаруживает колебания интенсивности между отдельными тектоническими циклами фанерозоя, которые вполне удовлетворительно коррелируются с теоретической кривой продолжительности этих циклов [13]. Отклонение от кривой имеет место лишь для площади герцинской коры, что, вероятно, связано с неоднозначностью определения времени начала киммерийского этапа в различных структурных элементах Земли.

Глобальная структура Земли характеризуется еще несколькими количественными особенностями (см. табл. 1, 2): 1) ведущей ролью континентальной, раннедокембрийской (26,7% площади) и океанической, киммерийско-альпийской (54,2% площади) коры; 2) близкими параметрами площади зрелых орогенов (12,2%) и внутриокеанических подвижных поясов (14%), а также некоторой сопоставимостью площади континентальных платформ (24,3%) и океанических (40,3%) плит; 3) специфичной соотношения площадей океанической и субокеанической коры, поскольку 45% площади современных океанов и только 16,8% площади окраинных и внутренних морей занимает кора, сформировавшаяся в мезозое на киммерийском этапе; последнее свидетельствует, во-первых, о взаимосвязанном, хотя и с некоторым запаздыванием на 15—20 млн. лет, процессе образования океанической и субокеанической коры, а во-вторых, об увеличении интенсивности этого процесса от мезозойской к кайнозойской эре.

Существенное превышение суммарной площади континентальной и субконтинентальной альпийской коры (26,6 млн. км²) над площадью киммерийской континентальной коры (17,0 млн. км²), возможно, также является отражением упомянутой направленности эволюции верхней оболочки Земли на поздней стадии ее формирования.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЪЕМОВ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

При подсчете объемов вулканогенно-осадочного чехла была предпринята попытка выяснения ряда параметров, позволяющих судить об особенностях формирования основных групп седиментационных бассейнов в фанерозое. С этой целью подсчет объемов проводился: 1) по принадлежности структурных элементов к четырем типам земной коры (складчатые геосинклинальные системы из рассмотрения были исключены) [9, 10]; 2) по условиям распространения чехла в зоне шельфа, континентального склона и глубоководных котловин; 3) по принадлежности чехла к образованиям палеозойской эры, с одной стороны, или совместно мезозойской и кайнозойской эр — с другой. В итоге было установлено, что из суммарного объема чехла в 459 млн. км³ около 34,2%, или 167,6 млн. км³, содержится в седиментационных бассейнах континентов, а 65,8%, или 291,4 млн. км³, — Мирового океана (табл. 3).

Во внутренней области плит древних платформ находится 87 млн. км³, в том числе 57 млн. км³ осадков палеозойской эры, что соответственно равно 19 и 12,2% от общего объема чехла. На площадях молодых платформ (без морского продолжения) — 26,3 млн. км³, в том числе 4,2 млн. км³ осадков палеозойской эры, или 5,8 и 0,9% от общего объема чехла.

На долю межгорных прогибов зрелых орогенов приходится значительно меньший объем в 18 млн. км³, или 3,9% от общего объема чехла. Между прогибами разновозрастных областей активизации распределение объема следующее: кибарские и гренвильские 0,05; байкальские 0,4; каледонские 0,7; герцинские 4,0; киммерийские 4,8; альпийские 8,1 млн. км³.

Зона приподнятого по отношению к океану крыла периокеанических прогибов, сформировавшегося на континентальной коре, включает 107,5 млн. км³ осадков, в том числе 14,4 млн. км³ палеозойской эры. Таким образом, с учетом объема чехла домезозойских межгорных прогибов и некоторых внутриплатформенных синеклиз типа Гудзонова зали-

ва суммарный объем слабо деформированных и неметаморфизованных палеозойских осадков может достигнуть 81,8 млн. км³, или 17,8% от общего объема чехла.

Для сравнения интенсивности осадконакопления на континентальной коре в палеозое и мезозое — кайнозое могут быть использованы такие показатели, как объемная скорость седиментации и средневзвешенная мощность¹.

Таблица 3

Распределение объемов вулканогенно-осадочного чехла между основными группами седиментационных бассейнов континентов и Мирового океана

| Земная кора | Группы седиментационных бассейнов | Площадь, 10 ⁶ км ² | % от общей площади седиментационных бассейнов | Объем, 10 ⁶ км ³ | % от суммарного объема чехла |
|---------------------------------|--|--|---|--|------------------------------|
| Континентальная | Плит древних платформ (внутренние области) | 37,0 | 13,7 | 87,0 | 19,0 |
| | В том числе осадков палеозойской эры | | | 57,0 | 12,2 |
| | Плит молодых платформ (без морского продолжения) | 8,8 | 3,3 | 26,3 | 5,8 |
| | В том числе осадков палеозойской эры | | | 4,2 | 0,9 |
| | Итого на плитах | 45,8 | 17,0 | 113,3 | 24,7 |
| Субконтинентальная | В том числе осадков палеозойской эры | | | 61,2 | 12,9 |
| | Межгорных прогибов зрелых орогенов | 7,6 | 2,8 | 18,0 | 3,9 |
| | В том числе осадков палеозойской эры | | | 5,2 | 1,1 |
| | Внутридуговых морей и рифтов, в том числе на островах | 5,8 | 2,2 | 24,3 | 5,3 |
| | шельфе и склоне | 0,2 | 0,1 | 1,3 | 0,3 |
| Преимущественно субокеаническая | котловинах | 4,0 | 1,5 | 14,8 | 3,2 |
| | Внутренние моря — внутрискладчатые впадины | 1,6 | 0,6 | 8,2 | 1,8 |
| | В том числе на шельфе и склоне | | | | |
| | котловинах | 4,6 | 1,7 | 26,9 | 5,9 |
| | Окраинные моря — перикратонные прогибы | 6,5 | 2,4 | 11,1 | 2,4 |
| Континентальная — океаническая | В том числе на шельфе и склоне, котловинах | 8,3 | 3,1 | 33,7 | 7,4 |
| | Периокеанические прогибы | 3,8 | 1,4 | 29,4 | 6,5 |
| | В том числе на континентах | 4,5 | 1,7 | 4,3 | 0,9 |
| | шельфе и склоне | 81,5 | 30,3 | 200,7 | 43,7 |
| | котловинах | 17,2 | 6,4 | 35,0 | 7,6 |
| Океаническая | осадков палеозойской эры на континентах, шельфе и склоне | 26,5 | 9,8 | 107,5 | 23,4 |
| | Внутриокеанические плиты Тихого океана | 37,8 | 14,1 | 58,2 | 12,7 |
| | Внутриплатформенные синеклизы в пределах отдельных окраинных морей | | | 14,4 | 3,1 |
| | Итого | 108,1 | 40,2 | 30,0 | 6,6 |
| | Итого | 0,9 | 0,3 | 1,0 | 0,2 |
| 1. | В седиментационных бассейнах Земли в целом | 269,1 | 100 | 459,0 | 100 |
| 2. | На континентах | 70,6 | 26,2 | 167,6 | 34,2 |
| 3. | В области морского продолжения континентальной и субконтинентальной коры | 40,0 | 14,9 | 179,6 | 39,1 |
| 4. | Для континентальной и субконтинентальной коры в целом | 106,4 | 39,5 | 347,2 | 75,6 |
| 5. | Осадков палеозойской эры в области континентальной коры | | | 81,8 | 17,8 |
| 6. | В Мировом океане | 198,5 | 73,8 | 291,4 | 65,8 |
| 7. | В области океанической коры | 145,9 | 54,2 | 88,2 | 19,1 |
| 8. | В области субокеанической коры | 12,6 | 4,7 | 23,6 | 5,3 |

Наиболее высокими значениями указанных показателей характеризуется темп осадконакопления в палеозойскую эру на древних плитах (о. с. с. — 1,7 и с. м. — 1,5) и, напротив, в мезозое и кайнозое в пределах зоны периокеанических прогибов на континентальной коре (0,6—0,4 и 6,1—3,1). В мезозое — кайнозое на древних плитах о. с. с. равно 0,13 и

¹ Объемная скорость седиментации (о. с. с.) — в км³/год, а средневзвешенная мощность (с. м.) — в км.

с. м. 0,8. На молодых плитах для палеозоя о. с. с. 0,012 и с. м. 0,48, а для мезозоя — кайнозоя соответственно 0,09 и 2,5. В межгорных прогибах для палеозоя о. с. с. 0,014 и с. м. 1,2, а для мезозоя — кайнозоя соответственно 0,05 и 2,5. Для указанной выше зоны периокеанических прогибов в палеозое о. с. с. не превышала 0,04, а с. м. 0,3. Из этих данных следуют три вывода: 1) о более интенсивной денудации континентальной коры в палеозойскую эру; 2) о тяготении основных ареалов седиментации к древним и современным океаническим окраинам; 3) о зависимости скорости седиментации от орогенеза, что не подтверждает противоположного мнения Дж. Гилули [19].

Окраинные и внутренние моря соответствуют четырем типам структурных элементов — современным геосинклинальным впадинам в тылу островных дуг, внутрискладчатым впадинам преимущественно переходной зоны от зрелых к ранним орогенам, перикратонным прогибам в области перехода от платформ к зрелым орогенам (древним активным окраинам), небольшой части периокеанических прогибов современной пассивной окраины. Соответственно в их пределах имеют место различные сочетания взаимопереходов континентальной или субконтинентальной коры в океаническую и субокеаническую. Последние два типа распространены в глубоководных котловинах.

В межгорных прогибах ранних орогенов содержится до 5,3% общего объема осадочного чехла, или 24,3 млн. км³; во внутрискладчатых впадинах — 8,3%, или 38 млн. км³; в перикратонных прогибах — 7,4%, или 33,7 млн. км³. Из этого количества 72,4 млн. км³ находится главным образом в пределах шельфа и континентального склона, а остальные 23,6 млн. км³ в глубоководных котловинах.

В периокеанических прогибах, включая некоторые окраинные моря, находится 43,7% общего объема осадков, или 200,7 млн. км³. Его распределение таково: континент 35,0; шельф и континентальный склон 107,5; океанические котловины 58,2 млн. км³. Таким образом, как это было показано и ранее, окраинные и внутренние моря совместно с периокеаническими прогибами аккумулируют подавляющую (до 60%) часть объема вулканогенно-осадочного чехла континентов и Мирового океана [16].

Для сравнения интенсивности седиментации в пределах коры различного типа может быть использован показатель средневзвешенной мощности. В области континентальной коры он равен 1,63 км, но возрастает до 4,6 км в пределах ее морского продолжения. Седиментационные бассейны области собственно субконтинентальной коры характеризуются с. м. — 3,8 км, а в зоне перехода к субокеанической коре с. м. 2,2 км. Однако последний усредненный показатель обладает в конкретных случаях окраинных и внутренних морей диапазоном изменения от 0,2 до 5—7 км [4].

Седиментационные бассейны на океанической коре имеют суммарную площадь 145,9 млн. км² (в контуре изопахиты 0,2 км) и объем чехла 88,2 млн. км³, что определяет с. м. в 0,6 км.

Глобальное распределение осадочного чехла характеризуется следующими особенностями (см. табл. 3):

1) значительным превышением объема мезозойско-кайнозойского комплекса (377,2 млн. км³, или 82,2%) над палеозойским (81,8 млн. км³, или 17,8%)²;

2) крайне неравномерным распределением объема между группами седиментационных бассейнов — континентов (34,2%), переходной зоны от континента к океану (53,3%) и океанов (19,1%);

3) сосредоточением 43,7% объема в периокеанических прогибах, в структурном отношении наложенных на триаду окраина континентов — переходная зона — котловина и занимающих только 15,9% поверхности

² Имеются в виду только слабо деформированные и неметаморфизованные осадочные породы палеозойского возраста.

Земли, а также 16% объема во впадинах окраинных и внутренних морей, представляющих лишь 4,8% упомянутой поверхности.

Эти особенности наряду с другими приведенными данными свидетельствуют о тесной парагенетической связи между процессом образования современных океанов и темпом седиментации, имея в виду также отсутствие компенсации осадконакоплением формирования океанических плит, обусловленного высокой скоростью спрединга.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Критерием оценки достоверности подсчетов является их сравнение с итогами других работ такого же плана, прежде всего А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского [10]. Подобное сравнение кроме сходства обнаруживает и некоторые различия, вызванные главным образом разной тектонической основой и степенью ее детализации. Определение суммарной площади коры континентального и субконтинентального типов практически совпадает, поскольку составляет у А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского 213,9 млн. км² против 208,9 млн. км², подсчитанных в данной работе. То же касается основных структурных элементов океанической и субокеанической коры.

Однако распределение площадей структурных элементов континентальной коры оказывается в отдельных случаях заметно различным, что обусловлено существенно новыми геолого-геофизическими материалами, использованными при составлении «Тектонической карты Мира», тогда как А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский проводили подсчеты на основе тектонических карт «Физико-географического атласа Мира», изданного в 1964 г. Новые материалы во многом изменили представления о времени консолидации ряда складчатых геосинклинальных систем фанерозоя, что и вызвало уточнение их площади. Особенно это касается суммарной площади байкальско-герцинских и киммерийско-альпийских систем, которая составляла по нашим подсчетам соответственно 70,3 и 42,7 млн. км² против 45,6 и 52,3 млн. км² по данным А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского. При этом суммарные площади разновозрастных складчатых систем оказываются близкими 113,0 и 97,9 млн. км². Совпадение одновременно отмечается для площадей щитов и плит, которые составляют 29,2 и 124,2 млн. км² против 35,0 и 116 млн. км².

Новые данные предоставили возможность уточнить направленность изменения средневзвешенной (средней у А. Б. Ронова, А. А. Ярошевского) мощности осадочного чехла от континента к океану. Ранее эта мощность определялась на платформах в 2,4 км, на шельфе и континентальном склоне в 2,5 км, а на океаническом ложе в 0,4 км. Теперь это следующий ряд: платформы 2,47; шельф и континентальный склон 4,5; внутренние моря — внутрискладчатые впадины 3,4; окраинные моря — перикратонные прогибы 4,0; океанические плиты 0,6 км.

Как следствие уточнился и характер распределения объемов осадочного чехла, поскольку А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским был получен ряд: платформы 210; шельф и континентальный склон 160; океанические котловины 120 млн. км²; теперь этот ряд следующий: платформы 113,3; межгорные прогибы зрелых орогенов 18; шельф и континентальный склон 179,6; океанические котловины 88,2 млн. км². Суммарный объем осадочного чехла в Мировом океане, определенный ранее в 277 млн. км³ [16], ныне не только подтверждается, но и оказывается практически идентичным в этих работах по подсчетам независимыми методами, так как разница в итоге не превышает 10 млн. км³ (280 и 291,4 млн. км³).

Подсчет объемов осадочных пород в складчатых геосинклинальных системах в данной работе не проводился. Однако была предпринята попытка проверки по новым данным среднего значения мощности чехла в миогеосинклиналях, намеченного ранее А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским в 12,5 км. В итоге для четырех крупных регионов были получены следующие значения: Альпийско-Гималайский пояс 9,9 км; палеозонды внеальпийской Европы и Западной Азии 12,1 км; палеозонды и кимме-

риды внеальпийской Азии и Австралии 11,6 км; орогены Южной и Северной Америк — Анды, Кордильеры и Аппалачи 12,8 км. Отсюда среднее значение мощности чехла в миогеосинклиналях определяется в 11,6 км. Если иметь в виду, что общая площадь складчатых систем неогена составляет 56,5 млн. км², то рассматриваемый объем оказывается равным 655,4 млн. км³. Отсюда суммарный объем пород стратисферы континентов и океанов составит 1104,4 млн. км³, что точно соответствует значению в 1100 млн. км³, которое было получено А. Б. Роновым и А. А. Ярошевским [10]. Совпадение, конечно, поразительное, особенно если учесть вычисления Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [1], определивших тот же объем в 1280 млн. км³.

Таким образом, принципиальных расхождений результатов данной работы с подсчетами других авторов нет, что и убеждает в достоверности проведенных вычислений. Одновременно итоги подсчетов подтверждают ряд предыдущих выводов теоретического плана [8], а именно: о резко выраженной диспропорции в распределении объемов осадочного чехла между основными структурными элементами Земли, о различиях в строении континентов северного и южного ряда, о неравномерности распределения объемов по вертикальному разрезу осадочной оболочки.

Первый из этих выводов в особом пояснении не нуждается, поскольку вполне очевиден из распределения 459 млн. км³ чехла между платформами (24,7%), межгорными прогибами зрелых (3,9%) и ранних (5,3%) орогенов, внутрискладчатыми впадинами (8,3%), перикратонными (7,3%) и периокеаническими (43,7%) прогибами, внутриокеаническими плитами Тихого океана (6,5%).

Второй вывод находит отражение для Лавразии и Гондваны в существующих между ними соотношениях по порядку величин — площадей щитов, а также раннедокембрийской коры в их пределах, платформ и областей байкальской консолидации. Все эти тектонические элементы в Лавразии на $\frac{1}{3}$ и $\frac{2}{3}$ площади меньше, чем в Гондване, что свидетельствует о значительно более высокой интенсивности тектонических процессов в пределах платформ южного ряда на протяжении главным образом позднего докембрия.

Третий вывод, как это было показано выше, подтверждается соотношением объемов палеозойских (81,8 млн. км³) и мезозойско-кайнозойских (377,2 млн. км³) отложений в общем разрезе стратисферы, а также подобных же неравномерных соотношениях на плитах древних и молодых платформ раздельно (см. табл. 3). Одновременно должно отметить кажущееся равенство между объемами палеозойских (61,2 млн. км³) и мезозойско-кайнозойских (52,1 млн. км³) осадочных пород на плитах древних и молодых платформ совместно, вызванное резкими колебаниями темпа седиментации в различных структурных элементах континентальной коры на протяжении фанерозоя.

Результаты количественного анализа глобальной структуры Земли обнаруживают также некоторые новые закономерности в направленности эволюции ее верхней оболочки. Тектоническая активность Земли не ослабевает, а, напротив, возрастает от раннего докембрия, протогей к все более молодым эпохам неогей.

Этот вывод следует из расчета средней скорости формирования континентальной коры, равной для протогей минимум 0,06 км²/год и для неогей 0,09 км²/год. Впрочем, различия в скорости формирования коры между протогеем и неогеем могут оказаться почти несущественными, если комплексы раннего докембрия все же охватывают до 80% площади континентов. Более детальный анализ обнаруживает, что при почти равном значении площади байкальской (35,9 млн. км²), каледонско-герцинской (34,4 млн. км²) и киммерийско-альпийской (42,7 млн. км²) коры скорости ее формирования нарастают вдвое, составляя соответственно 0,05; 0,1 и 0,2 км²/год. Столь, казалось бы, парадоксальное заключение встречает подтверждение в количественных параметрах вулканической активности.

Известны различные оценки объемов вулканических продуктов, накопившихся на материках в фанерозе: около 28 млн. км³ [22]; до 20,5 млн. км³, но могут достигать совместно с океанами 61,5 или даже 300 млн. км³ [6]; не менее 150 млн. км³ с неравномерным распределением от палеозоя к мезозою и кайнозою [11, 12]; 960 млн. км³ для Земли в целом [7], что неприемлемо, поскольку почти равно всему объему пород стратисферы.

По А. Б. Ронову и В. Е. Хаину с сотрудниками [11, 12], в течение большей части неогена имело место общее возрастание интенсивности на континентах вулканизма, в том числе геосинклинального, а с поздней юры — мощное усиление вулканизма океанического. Это усиление было неравномерным во времени, но могут быть выделены два этапа — на первом (рифей — средняя юра) максимумы платформенной вулканической активности в основном совпадают с максимумами орогенного вулканизма; на втором этапе (поздняя юра — кайнозой) — с максимумами океанического вулканизма. Из 150 млн. км³ объема вулканических продуктов на континентах около 110 млн. км³ приходится на палеозойско-среднеюрские, а остальные 40 млн. км³ на позднеюрско-плейстоценовые вулканисты.

В океанах объем эффузивной деятельности может быть определен как произведение площади океанической коры (276,5 млн. км²) на среднюю мощность ее второго слоя, равную 2 км. Отсюда объем океанических эффузивов не менее 550 млн. км³, а суммарный объем позднеюрско-плейстоценовых вулканистов материков и океанов до 600 млн. км³. Этот последний объем, косвенно учитывающий и кору, поглощенную в зонах субдукции (эффузивы островных дуг и краевых морей), в 6 раз превышает ориентировочный объем палеозойско-среднеюрских вулканистов.

Таким образом, возрастание эндогенной активности имело место не только от протогей к неогей, но и на протяжении неогей. Как правило, она усиливалась в начале эпох океанообразования и снижалась к их концу. Для кайнозоя по сравнению с меловым периодом понижение активности фиксируется по данным глубоководного бурения [5, 11]. Одним из авторов данной работы — Л. И. Тулиани было подмечено также, что площадь максимальной эндогенной активности в поздней юре — кайнозое (океаны совместно с краевыми морями) представляет удвоенную поверхность внешнего ядра, откуда предположительно начинается химико-плотностная дифференциация вещества мантии. Эта особенность строения Земли еще раз свидетельствует о взаимосвязи интенсивности тектонической активности в ее верхних оболочках с процессами на разделе ядро — мантия.

Если иметь в виду, что эвгеосинклинальная часть областей байкальской и каледонско-герцинской консолидации представляет зоны сучивания древней океанической коры, то оказывается возможным оценить ее вероятную былую мощность. Площадь прото- и палеоокеанов подсчитывается вычитанием из общей площади земной коры, полученных в результате проведенного анализа значений площадей архей-раннепротерозойских и палеозойских континентов. Объем же байкальской и каледоно-герцинской коры определяется как произведение ее мощности, принято и по данным Р. М. Деменицкой [2], на соответствующую площадь. Деление объема на площадь древнего океана и приводит к искомому результату. Однозначным этот результат, конечно, не является, но и сугубо ориентировочная оценка оказывается довольно неожиданной. Мощности океанической коры образуют нарастающий ряд: в протоокеанах от 0,9 до 3 км; в палеоокеанах от 2,7 до 3,6 км; в современных океанах в среднем до 10 км. Этот нарастающий ряд не только отражает возрастание эндогенной активности, но и в соответствии с законами изостазии свидетельствует о меньших по сравнению с современными океанами глубинах воды в прото- и палеоокеанах. Последнее вполне согласуется с общей направленностью эволюции гидросферы Земли. Низкие мощности океанической коры требовали также меньших добавочных напряжений для перемещений литосферных плит.

Эволюция литосферы Земли на фоне нарастания эндогенной активности все же характеризовалась определенной упорядоченностью взаимосвязанного процесса растяжений — сжатия. Это следует из примерного равенства площадей отдельных щитов, а также древних платформ Лавразии и Гондваны; близких значений площадей океанических (внутриокеанические подвижные пояса) и континентальных орогенов; практического равенства площади континентальной коры и суммарной площади океанических плит; удельного равенства площади океанических плит (74,2% от площади океанической коры) и континентальных плит совместно с эпиплатформенными орогенами (75,1% от площади континентальной коры).

Вполне очевидно еще два обстоятельства — нарастание площади, охваченной эпиплатформенным орогенезом, по мере разрастания молодой океанической коры, поскольку 80,5% площади этих орогенов представляют образование кайнозойской эры; наложенный характер орогенного процесса в целом по отношению к областям докиммерийской консолидации. Отсюда следует, что океанообразование и горообразование — это две тесно связанные ветви формирования современной структуры литосферы, взаимодействие которых происходит на уровне астеносферы.

Литература

1. Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Т. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
2. Деменницкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е. М.: Недра, 1975, с. 250.
3. Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1967, № 5, с. 8—17.
4. Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 215 с.
5. Левитан М. А., Лисицын А. П. Об изменении интенсивности эффузивного вулканизма ложа океанов в позднем мезозое — кайнозое. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 32—37.
6. Лучицкий И. В. О количественном учете продуктов вулканической деятельности прошлого в палеовулканологии. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
7. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 254 с.
8. Ронов А. Б. Строение и история развития осадочной оболочки Земли. — Природа, 1980, № 1, с. 14—24.
9. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
10. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1795.
11. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Сеславинский К. Б. Изменение распространенности объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое (в пределах современных материков). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 5—12.
12. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
13. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
14. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
15. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии М 1 : 5 000 000/Сост. Пейве А. В. и др. М.: Наука, 1980, 220 с.
16. Хаин В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин Мирового океана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 15, с. 1201—1202.
17. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов. Объяснительная записка к Тектонической карте Мира М. 1 : 25 000 000. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1980. 94 с.
18. Clarke F. The data of geochemistry. — U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, № 770.
19. Gilluly J. Geological perspective and the completeness of the geological record. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, № 11, p. 2303—2311.
20. Goodwin A. M. Precambrian belts, plumes and shield development. — Amer. J. Sci., 1974, v. 274, p. 987—1028.
21. Kuenen P. H. Geochemical calculations concerning the total mass of sediments in the Earth. — Amer. J. Sci., 1941, v. 239, p. 161—190.
22. Verhoogen I. Volcanic heat. — Amer. J. Sci., 1946, № 1, p. 745—771.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
20.X.1981

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

УДК 550.36 : 551.24.031 (71 + 411 + 571.5)

ПАВЛОВСКИЙ Е. В., ГЛУХОВСКИЙ М. З.

ПРОБЛЕМА ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗА

Показана крупная роль процесса термотектогенеза, обусловленного эндогенным тепломассопереносом в областях щитов, древних платформ и складчатых зон неогей. Подчеркнуто научное и практическое значение процесса.

В последние годы все больше и больше привлекают внимание автономные процессы складчатости, вулканизма, плутонизма, метаморфизма, метасоматоза и металлогении, порой значительно оторванные во времени от предшествующих аналогичных событий геологической истории той или иной части литосферы и наложенные на, казалось бы, консолидированную более древнюю структуру, будь то древний щит, протоплатформа или более молодые фанерозойские платформы и складчатые зоны. Сумму этих процессов называют по-разному: аркогенезом, активизацией, тектоно-магматической активизацией, автономной активизацией, диасхизисом, ремобилизацией фундамента, тектоно-термальной переработкой, ревивацией и т. д. Обилие наименований свидетельствует о широкой распространенности подобных процессов, их многоликости. Помимо чисто научного интереса их познание имеет, как известно, большое практическое значение.

В свете сказанного полезно ознакомиться с некоторыми примерами выражения тектоно-термальных процессов на различных континентах и в разное время. Сущность этих процессов вслед за В. К. Кеннеди [59] будем называть термотектогенезом.

ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА ЭРИА И КАЛЕДОНИДЫ ШОТЛАНДИИ

Анализ каледонской структуры Северо-Западного нагорья Шотландии показал [36, 37], что там в конце докембрия оформилось краевое поднятие, нарастившее древнюю платформу Эриа и сложенное главным образом сланцевой серией Мойн (верхний протерозой, рифей). Однако эта окраина платформы позже почему-то стала ареной интенсивнейшей складчатости, мощного плутонизма и метаморфизма в эпоху каледонской «орогении».

В свое время О. Джонс [56] считал заманчивым предположение о том, что на северо-западе Шотландии сохранились остатки огромной нижнепалеозойской Дернесской геосинклинали. Это предположение так и осталось неподтвержденным. Единственным реальным свидетелем тектонического режима нижнего палеозоя на северо-западе этой страны является узкая (от 2 до 20 км) полоса типично платформенных отложений кембрия и ордовика, протягивающаяся вдоль фронта надвига Мойн. Кембрий лежит трансгрессивно то на различных горизонтах Торридона (верхний протерозой, рифей), то непосредственно на более древних гнейсах Льюис. Вне зоны надвига Мойн кембро-ордовик залегает очень спокойно. В чешуях надвига нижнепалеозойский платформенный чехол местами метаморфизован и смят в мелкие складки.

Морфология сложных складчатых структур, осложненных надвигами, была выявлена и описана многими, в том числе В. Кеннеди [57, 58]. На северо-западе Шотландии в них принимают участие льюисские гнейсы раннего докембрия, метаморфиды мощной рифейской серии Мойн, формировавшейся, по-видимому, в миогеосинклинальных условиях [37], а также такие представители чехла платформы Эриа, как осадочные

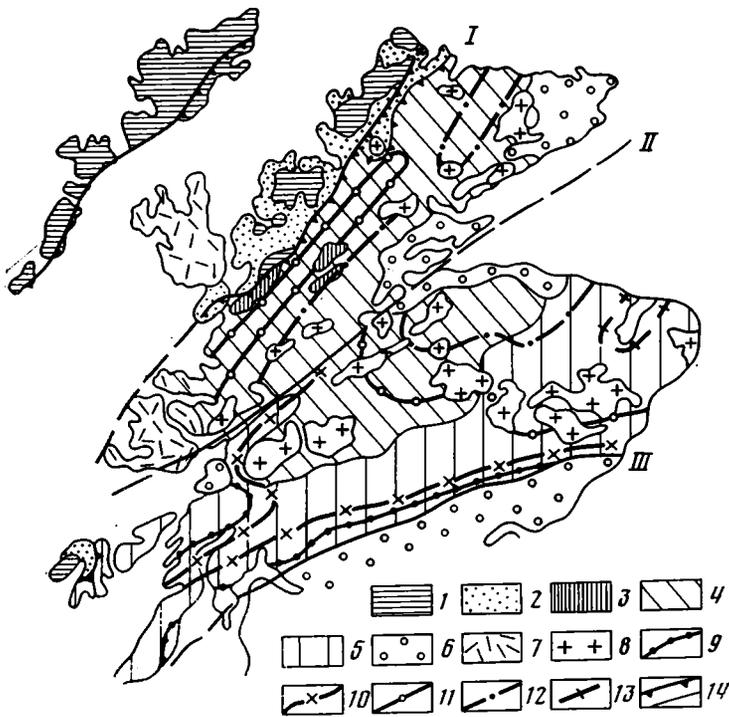


Рис. 1. Схематическая геологическая карта севера Шотландии [по В. Г. Беличенко, 1] 1 — гнейсовый фундамент платформы Эриа; 2 — серия Торридон; 3 — гнейсы Льюис в зоне каледонид; 4 — серия Мойн; 5 — серия Дальредиев; 6 — девонская моласса; 7 — мезозойско-кайнозойские образования; 8 — каледонские гранитоиды; 9—13 — изограды индекс-минералов: 9 — биотита; 10 — граната; 11 — кианита; 12 — силлиманита; 13 — андалузита; 14 — зоны разломов: I — Мойн, II — Грейт-Глен, III — Окраинный разлом

серии Торридона, относящегося к рифею [31], кембрия и ордовика. Еще сложнее складчатые формы, наблюдаемые южнее — в Грампианском нагорье, в строении которого принимает участие не только серия Мойн, но и эвгеосинклинальные накопления серии Дальредиев (рифей — кембрий) и ордовика.

На всю эту очень сложную систему деформаций наложена термальная структура, как это показал В. Кеннеди [57]. На карте (рис. 1) видна довольно простая структура термальной антиклинали, шарнир которой плавно погружается на юго-запад. В области наивысшего стояния шарнира расположена зона силлиманита. Убывание степени метаморфизма на крыльях и периклинали зафиксировано постепенной сменой зон кианита, граната и, наконец, биотита.

Синтектонические и посттектонические плутоны кислого и в меньшей мере основного и ультраосновного состава приурочены главным образом к зонам наиболее высокотемпературного метаморфизма, где локализованы поля интенсивной гранитоидной мигматизации.

Тесная связь во времени и в пространстве таких явлений, как региональный метаморфизм с его зонами типа Барроу, гранитизация, мигматизация и каледонская складчатость не вызывает сомнений. В эпоху каледонид резко проявилась ведущая роль направленного и локализованного эндогенного теплового потока — «струи», максимум которого был сосредоточен в ядре термальной антиклинали. Этот поток, который в известной мере можно было бы сравнить с «фильтрующей колонной» Пьера Термье [63], был действительно ведущим фактором всей суммы наложенных процессов, фактором термотектогенеза на севере Шотландии в эпоху каледонской «орогении». Направленный термальный поток не «посчитался» с существованием платформы Эриа и ее краевого поднятия на северо-западе Шотландии, с наличием Грампианской геосин-

клинали. Контуры термальной антиклинали, несколько искаженные более молодым сдвигом Грейт-Глен, автономны, они секут границы между окраинной структурой платформы и грампианской эвгеосинклиналию. Все это с достаточной ясностью указывает на независимость процесса термотектогенеза от таких частных тектонических структур, как древняя платформа Эриа, ее краевое поднятие и примыкающая к нему геосинклиналиная область. Существующие факты, следовательно, указывают на глубинный, подкорковый источник тепловой энергии, столь ярко проявивший себя на севере Шотландии в середине палеозойской эры. Подкорковый источник тепла существовал, по-видимому, не очень долгое время, измеряемое интервалом между формированием синтетектонических кислых плутонов и их посттектонических собратьев. Начало прогрева и, видимо, выноса таких теплоносителей, как кремнезем и щелочи, было ознаменовано не только появлением ранних плутонов, но и интенсивной складчатостью. Завершение процесса термотектогенеза зафиксировано появлением поздних гранитоидов и оформлением термальной антиклинали с ее зонами метаморфизма, наложенными на уже созданную складчатую структуру.

Обращает на себя внимание отсутствие какой-либо «покрышки» на большей части области проявления термотектогенеза, особенно в ее северной части. Дернесская геосинклиналия О. Джонса оказалась мифом, термальная антиклиналя, видимо, формировалась на небольшой глубине, может быть, даже в приповерхностных условиях. Геотермический градиент, надо думать, был здесь необычайно высоким в эпоху каледонской складчатости.

«ПРОВИНЦИЯ» ГРЕНВИЛЛЬ КАНАДСКОГО ЩИТА

На юго-востоке Канадского щита обычно выделяют зону гренвилльской складчатости, происшедшую около 1 млрд. лет назад [62].

Е. Кранк [60] считал, что древняя докембрийская серия Гренвилль формировалась в условиях геосинклиналиного режима, что хотя геосинклиналиный процесс здесь развивался медленно, тем не менее последующие явления складчатости, плутонизма и метаморфизма происходили, так сказать, на «законном основании», как это свойственно геосинклиналиным областям. А. А. Богданов и В. Е. Хаин [4] писали о том, что гренвиллиды спаяли и нарастили древние карельские глыбы, что «грнвилльский пояс... — настоящая геосинклиналиная система» (с. 214).

Е. В. Павловский [39, 40] отрицал геосинклиналиную природу этой области и сопоставлял ее с зонами перикратонных опусканий, первоначально выделенных им на юге Сибирской платформы [38]. Им же было подчеркнуто значение большого отрыва во времени складчатости, гранитизации и метаморфизма от предшествующей седиментации, где бы и как бы она ни осуществлялась в условиях платформенного или геосинклиналиного режима. Позже М. А. Семихатов [44] присоединился к этой точке зрения на природу «провинции» Гренвилль и предложил новый термин — «диасхизис» для обозначения совокупности процессов метаморфизма, гранитизации и тектонических движений, которые накладываются на значительно более древние гранито-гнейсовые комплексы и налегающие на них покровные толщи и вызывают интенсивные их динамотермальные преобразования» (с. 260). Попытка глобальной характеристики явлений диасхизиса была предпринята Ч. Б. Борукаевым [6].

Интересные данные о геологии «провинции» Гренвилль приведены в работе Г. Винни-Эдвардса [65]. Им выделены здесь пять разновозрастных комплексов. Самый древний — архейский «дотектонический» комплекс фундамента. Далее следует также «дотектоническая» метаседиментогенная «группа» Гренвилль, относимая к нижнему протерозою (афебию), затем также «дотектонический» интрузивный комплекс (анортозит, габбро, мангерит и кварцевый монзонит), внедрившийся около 1,4 млрд. лет назад. Более молодыми являются синтетектонические плу-

тоны гренвилльской «орогении» (около 1 млрд. лет) пестрого состава — от слюдяного пироксенита до щелочного сиенита, а также мелкие, местами секущие тела лейкогранитов. Последний комплекс диабазовых даек (верхний протерозой, гадриний) посттектонической.

Для монотонных гнейсов фундамента характерна различная степень метаморфизма (от верхов альмандин-амфиболитовой до гранулитовой фации). Г. Винни-Эдвардс подчеркивает, что этот пестрый метаморфизм был создан не в архее, а гораздо позже, во время гренвилльской «орогении», т. е. около 1 млрд. лет назад. Осадочная серия Гренвилль (афебий) состоит из переслаивания парагнейсов с мраморами, кварцитами, известково-силикатными породами. Эта серия формировалась в платформенных условиях.

Следующий этап геологической истории области Гренвилль был ознаменован внедрением многочисленных крупных интрузий анортозитов, габбро, мангеритов и кварцевых монзонитов. Анорогенные анортозитовые крупные тела имеют разнообразную форму (куполовидную, пластинчатую, воронкообразную) и обычно демонстрируют отсутствие связи со структурой вмещающих пород. Минеральный состав их однообразен, некоторые массивы гомогенны, другие расслоены, особенно по периферии. В анортозитах встречены ксенолиты различных пород серии Гренвилль. На контактах с вмещающими породами установлены зоны закалки, как это наблюдается по периферии массивов Морин и Роумейн [54]. Остывание анортозитовых интрузий происходило, видимо, в условиях малой или умеренной глубины. Существующие данные свидетельствуют в пользу представлений А. Баддингтона [52] о том, что габбро-анортозитовая магма была достаточно подвижной для внедрения при значительно более низких температурах, чем 1350°С, в присутствии небольшого количества воды и при частичной раскристаллизованности. Г. Винни-Эдвардс, однако, полагает, что внедрение и кристаллизация анортозитов и других связанных с ними магматических образований происходили по классическому образцу в условиях катазоны [65, fig. 13]. В тех же условиях, по его мнению, позже протекал и высокотемпературный региональный метаморфизм древней серии Гренвилль. По представлению этого исследователя вся «провинция» Гренвилль в начале рифея (в хеликии) опустилась на 15—20 км, сохраняя в то же время стабильный, т. е. платформенный режим. Деформации всей сильно нагретой толщи пород Гренвилль являются результатом пластичного течения. Об интенсивном нагреве свидетельствует высокотемпературный региональный метаморфизм, мыслимый, как обычно думают, только в условиях катазоны. Для подтверждения своих взглядов Г. Винни-Эдвардс выдвигает странную мысль о внезапном возникновении геосинклинального прогиба в рифее около 1,0 млрд. лет назад в зоне Гренвилль, о накоплении в этом гипотетическом прогибе мощной (до 20 км) осадочной серии, от которой, однако, не сохранилось никаких следов [65, с. 181]. Искусственность этих построений очевидна. Вся сумма превосходных наблюдений этого исследователя приводит, конечно, совсем к иному выводу, к признанию ведущей роли термотектогенеза, возникшего под влиянием интенсивного теплового потока около 1,0 млрд. лет назад и охватившего всю «провинцию» Гренвилль. Процесс термотектогенеза в Канаде был гораздо более мощным, чем в каледонидах Шотландии, и охватывал большую площадь. Именно этим процессом без всяких натяжек легко и естественно объясняется и высокотемпературный метаморфизм серии Гренвилль и все те замечательные особенности ее тектоники, созданные пластическими деформациями в остывающей неоднородной среде и столь осязаемо описанные Г. Винни-Эдвардсом.

ЗОНА САЯНО-БАЙКАЛЬСКИХ КАЛЕДОНИД

Роль и значение каледонид в геологической истории Саяно-Байкальской горной страны освещены в известных трудах Л. де-Лонэ, М. М. Тегяева, А. А. Борисяка, Я. С. Эдельштейна, Е. В. Павловского, Л. И. Са-

лопа, В. Г. Беличенко, С. В. Чеснокова, П. М. Хренова и др. Вместе с тем продолжают существовать и иные представления о тектонике этой обширной горной страны. Многие еще придерживаются взглядов Н. С. Шатского, считавшего Байкальское нагорье тектонотипом зоны байкальской складчатости, завершившейся в конце докембрия или в начале кембрийского периода. Эти взгляды нашли отображение на известных тектонических картах СССР, Европы и Евразии, составленных под руководством Н. С. Шатского, А. А. Богданова, А. Л. Яншина, в работах К. А. Клитина [20]. Существуют и другие представления о тектонике Байкальской горной страны, высказываемые отдельными геологами, на которых здесь мы не будем останавливаться.

В ходе времени и развития детальных исследований все более и более выясняется огромная роль каледонских складкообразовательных движений, процессов каледонского гранитообразования и регионального метаморфизма. Об этом можно судить по содержанию свежих публикаций, из множества которых следует упомянуть работы Ю. П. Бутова, А. Н. Занвилевич, Б. А. Литвиновского [7], В. Г. Беличенко [1], С. В. Чеснокова [50], В. И. Давыдова, А. А. Малышева, А. Л. Шпилькова [17], П. М. Хренова [49].

Роль и значение процессов термотектогенеза в палеозойском отрезке геологической истории Саяно-Байкальской горной страны пока оценить в полном объеме еще затруднительно. По-видимому, эта роль была немаловажной, особенно в процессе формирования областей положительных вертикальных движений, создававших в конце докембрия и в нижнем палеозое орогенные поднятия. Явные проявления термотектогенеза обнаружены в Патомском нагорье, где оконтурены крупные термальные синклинали и антиклинали северо-восточного простирания. Эти термальные структуры наложены, в частности, на широтные складки бодайбинской серии. Вопрос о возрасте метаморфизма регионального типа решается по-разному [1, 9, 24, 42, 47].

Также дискуссионной является проблема возраста гранитных интрузий на севере Байкальского нагорья. В Витимо-Патомской орогенной зоне каледонид к числу палеозойских интрузий иногда относят крупные тела мамско-оронских гнейсо-гранитов и огромное поле мусковитоносных пегматитов [9]. Эти гранитоиды, парагенетически связанные с интенсивными процессами полифациального регионального метаморфизма, по мнению Д. А. Великославинского, появились в протяженной зоне повышенного теплового потока. Тому же термальному фактору, вероятно, обязаны гигантские поля гранитоидов, буквально «затопивших» южную половину Байкальской горной области. Итоги дискуссии о роли и значении процессов термотектогенеза в зоне каледонид Восточной Сибири в известной мере подведены в монографиях В. Г. Беличенко [1], П. М. Хренова [49].

Интенсивность термального потока в этой, казалось бы, консолидированной зоне была в конце палеозойской эры, по-видимому, слабее; чем в ее начале. Об этом свидетельствует сравнительно небольшая распространенность и небольшие размеры плутонов и эффузивных полей герцинского времени в Восточном Саяне, на севере и юге Прибайкалья, в Забайкалье [17]. Новый этап повышенной активности процессов термотектогенеза в области так называемой завершенной каледонской складчатости наступил по всем признакам в начале мезозойской эры, или, может быть, в пермо-триасе [17]. Особенно ярко эти процессы проявились в Западном Забайкалье, где возникает линейная система впадин типа грабен-синклиналей и разделяющих их возвышенностей. Эти структуры давно привлекают внимание многих исследователей. Во впадинах шло накопление мощных вулканогенных толщ (трахиандезиты, липариты), обычно перекрываемых угленосными и иными формациями молассового типа. Линейные возвышенности (своды) стали ареной развития субвулканических щелочных и ультракислых гранитоидов, несущих редкометальное оруденение. Простирание наложенных структур в общих чертах совпадает с ориентировкой складчатых форм каледонид

В это же время на северо-западе Прибайкалья по разломам произошло внедрение крупных интрузий кварцевых и фельзитовых порфиров. Давно было установлено [32] контактное воздействие порфиров на известняки улунгуйской свиты верхнего протерозоя (рифья), высказаны соображения в пользу мезозойского возраста интрузий. Однако последующие наблюдения в Прибайкалье [8, 43] породили представления о древнем, якобы среднепротерозойском возрасте кислых пород и об их эффузивном происхождении. Исследования С. В. Чеснокова [50, 51] показали существование кислых вулканитов в среднем протерозое и вместе с тем подчеркнули интрузивную природу крупных порфировых тел и их сравнительно молодой, вероятно, мезозойский возраст. Именно эти субвулканические интрузии несли полиметаллическую минерализацию, на что давно указывал А. Д. Щеглов. В то же время в Прибайкалье существовали и вулканы, о чем свидетельствует недавняя находка кислых туфов и туффинов в составе юрских отложений Иркутского угленосного бассейна.

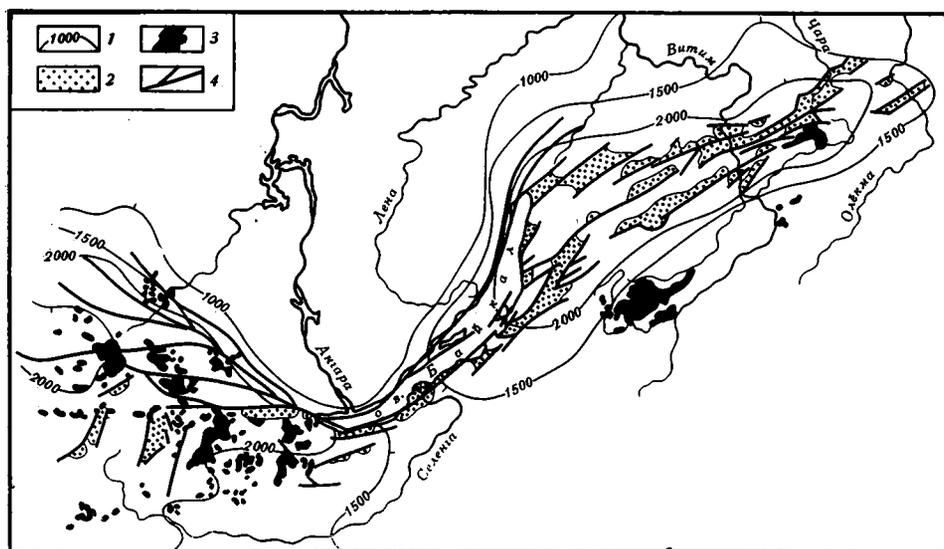


Рис. 2. Схема Саяно-Байкальского сводового поднятия [по М. Е. Медведеву, см. 49] 1 — обобщенные изогипсы сводовых поднятий; 2 — впадины байкальского типа; 3 — кайнозойские базальты; 4 — разломы

В кайнозое вся мощь процессов термотектогенеза проявилась в области стыка зоны Саяно-Байкальских каледонид с Сибирской платформой. Здесь началось формирование гигантского Саяно-Байкальского сводового поднятия и рассекающих его впадин байкальского типа, выявленное довольно давно [32] (рис. 2). Была высказана мысль об особом типе движений земной коры, приводящих путем длительного процесса к образованию линейных геоморфологически выраженных структур — сводов (антиклиналей) и синклинальных байкальских впадин. Этот тип пластических движений, их длительность и геоморфологическое выражение заслужили особого наименования. Так появился новый термин — аркогенез [34, 35].

Крупные участки земной коры, охваченные наложенными процессами аркогенеза, и в настоящее время находятся в состоянии высокой тектонической активности, о чем свидетельствует их интенсивная сейсмичность, вулканическая деятельность третичного и четвертичного периодов, многочисленные выходы горячих источников. Пластичные аркогенетические движения нельзя рассматривать как какие-то поверхностные явления, они охватывают по всем признакам огромные толщи литосферы. Иногда впадины байкальского типа называют «рифтом», т. е. гра-

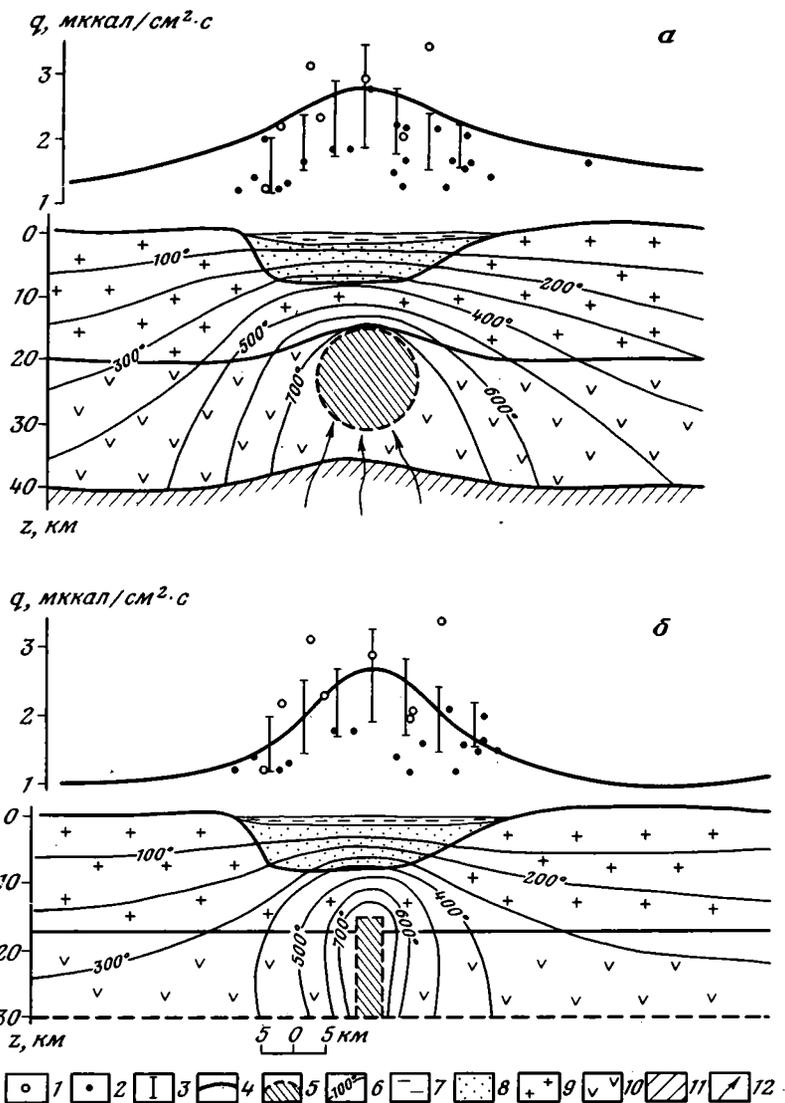


Рис. 3. Геотермические модели байкальской зоны [по С. В. Лысак и В. А. Голубеву, 27]

1, 2 — измеренные величины тепловых потоков; 3 — доверительный интервал среднего значения теплового потока; 4 — теоретическая кривая распределения теплового потока; 5 — дополнительный источник глубинного тепла; 6 — изотермы, $^{\circ}\text{C}$; 7 — водная масса Байкала; 8 — осадочный слой; 9 — «гранитный» слой; 10 — «базальтовый» слой; 11 — верхняя мантия; 12 — конвективный тепловой поток из мантии

бенами, забывая об их длительной предыстории, о том, что они развивались в виде конседиментационных синклиналей. Прекрасным примером тому является Тункинская впадина — звено в системе впадин Байкальского типа. Приятно отметить, что о пластическом стиле новейшей тектоники стали уверенно высказываться и геофизики [18]. Оформление впадин в качестве грабен-синклиналей и грабенов (рифтов) началось довольно поздно, лишь на грани плиоцена и плейстоцена [26].

Интересные новые данные о геотермии зоны впадин Байкала показали здесь резкое увеличение теплового потока (рис. 3), идущего по всем признакам из мантийного диапира [27].

Эти исследования позволяют установить генетическое родство процессов аркогенеза и термотектогенеза. Аркогенез является частным случаем более общего процесса термотектогенеза и наблюдается отчетли-

во в областях развития, доступных для изучения мезозойско-кайнозойских осадочных и магматогенных образований со всеми особенностями их тектоники.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В пределах Сибирской платформы широко проявились процессы термотектогенеза, наложенные как на фундамент, так и на платформенный чехол. Новые данные получены при помощи дистанционного зондирования — геолого-геофизической интерпретации материалов дешифрирования космических снимков.

В восточной части Сибирской платформы выделены три крупных кольцевых структуры со сложным внутренним строением: Алдано-Становая, Хета-Оленекская и Вилюйская (рис. 4). Все они имеют концентрически-кольцевое строение, обусловленное дугowymi линеаментами и

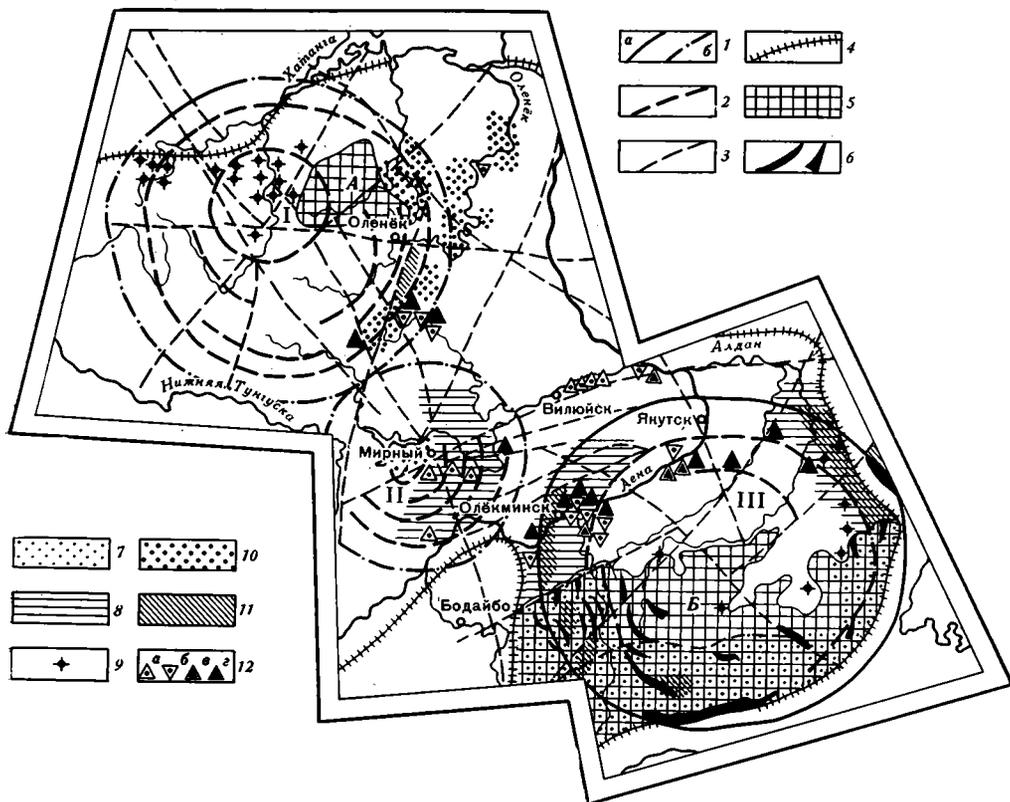


Рис. 4. Схема размещения оvoidно-кольцевых систем восточной части фундамента Сибирской платформы

1 — границы оvoidно-кольцевых систем: I — Хета-Оленекской, II — Вилюйской, III — Алдано-Становой; а — по данным дешифрирования космических снимков, б — по данным анализа карты магнитного поля; 2 — внутренние концентрически-кольцевые зоны; 3 — главные разломы фундамента; 4 — граница Сибирской платформы; 5 — выступы кристаллического фундамента: А — Анабарского и Б — Алданского щитов; 6—7 — индикаторы процессов термотектогенеза: 6 — верхнеархейские — нижнепротерозойские троговые структуры; 7 — области Алданского щита, активизированные в раннем протерозое и частью в палеозое и мезозое; 8 — области складчатых и разрывных деформаций платформенного чехла преимущественно мезозойского возраста; 9 — проявления полихронного ультраосновного щелочного магматизма; 10 — поля развития мезозойских кимберлитов; 11—12 — проявления полезных ископаемых, имеющих вероятную генетическую связь с процессами термотектогенеза: 11 — площади развития стратиформного медного и свинцово-цинкового оруденения; 12 — нефте- и газопрооявления: а — газовые и газоконденсатные месторождения, б — притоки газа и газопрооявления, в — притоки нефти, г — нефтепрооявления

разделяющими их зонами. Помимо этого, они часто осложнены радиальными линеаментами и кольцевыми структурами меньших размеров, часть которых в виде своеобразных сателлитов локализована вдоль внешнего овала главной мегаструктуры. Последняя характеризуется размерами от 700 до 1200 км, а кольцевые структуры более высоких порядков — от 50 до 400 км. Совокупность дуговых, кольцевых и радиальных линейных структурных элементов, связанных между собой пространственно, функционально и исторически, получила название оvoidно-кольцевых систем [12, 29].

В настоящее время можно говорить о двух типах оvoidно-кольцевых систем: синформном и антиформном. В первом типе внешние части мегаструктур типа Алдано-Становой образованы в различной степени гранитизированными и тектонически переработанными гипербазит-базитовыми (гранулит-базитовыми) комплексами катархея и отчасти гнейсовыми сериями архея. К ним же приурочены верхнеархейские — нижнепротерозойские шовные прогибы (палеоавлакоены, трюги), а также локально развитые отложения протоплатформенного чехла. Здесь же наблюдаются продукты динамотермальной переработки гранулит-базитового комплекса, а также протерозойские вулканиты основного и среднего состава, анортозиты и рапакиви. Налицо свидетельства высокой тектонической подвижности и проницаемости внешних частей синформных оvoidно-кольцевых систем. Их внутренние части более стабильны и сложены гнейсовыми сериями архея или вулканогенно-осадочными образованиями протерозоя. Некоторые структуры-сателлиты характеризуются аналогичным синформным строением.

Естественно, что в антиформном типе оvoidно-кольцевых систем соотношения разновозрастных структурно-вещественных комплексов должны быть обратными. Во внутренней части этих структур развиты древнейшие гипербазит-базитовые комплексы, в то время как их внешние части образованы более молодыми гнейсовыми сериями архея. К антиформному типу относится Хета-Оленекская и Вилюйская оvoidно-кольцевые системы. Анабарский щит, как полагает М. З. Глуховский, является своеобразным секториальным клином Хета-Оленекской оvoidно-кольцевой системы, ограниченным радиальными линеаментами. Здесь обнажена внутренняя часть мегаструктуры, сложенная в разной степени гранитизированными (эндербиты, чарнокиты, гранито-гнейсы и мигматиты) гранулит-базитовыми породами далдын-верхнеанабарского комплекса. Лишь на крайнем северо-востоке щита, где вскрывается внешняя часть оvoidно-кольцевой системы, развиты породы хапчанской серии — первично-высокоглиноземистые и терригенно-карбонатные отложения — продукты дезинтеграции базальтового ложа, наподобие иенгрской серии Алданского щита. Учитывая то обстоятельство, что простирания структурно-вещественных комплексов раннего докембрия во всех наиболее полно обнаженных оvoidно-кольцевых системах в целом конформны их дуговым линеаментам, можно говорить о квазилинейной структуре Анабарского щита — фрагмента более крупного овала, большая часть которого погребена под платформенным чехлом.

Отнесение Вилюйской оvoidно-кольцевой системы к структурам антиформного типа основано исключительно на интерпретации геофизических материалов [12].

На основании комплексной интерпретации оvoidно-кольцевые системы считаются древнейшими тектоническими элементами фундамента древних платформ. Они отражают делимость гипербазит-базитовой первичной коры (примакруста — *prima crusta*) на ранней — лунной стадии развития Земли [13, 29]. Дуговые линеамента, образующие каркас оvoidно-кольцевых систем, интерпретируются в свою очередь как зоны высокой тектонической подвижности и проницаемости — реликты разломных ограничений положительных и отрицательных вулканотектонических структур ранних этапов формирования литосферы. Положительные структуры могут рассматриваться в качестве реликтов вулканотектонических поднятий типа щитовидных вулканов, а отрицатель-

ные как вулcano-тектонические депрессии, Бассейны полихронного вулканогенно-осадочного накопления.

В пределах оvoidно-кольцевых систем обоих типов широко проявились процессы древнейшей (3600—3100 млн. лет) гранитизации и метаморфизма. Так были сформированы первые консолидированные ядра континентов в нуклеарную стадию [39]. Замечательной особенностью оvoidно-кольцевых систем является длительность их существования и фрагментарная активизация отдельных частей, включая кольцевые структуры-сателлиты и радиальные линеаменты. Зародившись на ранних этапах развития Земли, дуговые и радиальные разломы, по-видимому, всегда служили каналами, соединяющими астеносферный слой с поверхностью Земли, или, иными словами, каналами теплопереноса. Судя по всему, наиболее высокой степенью подвижности и проницаемости обладали внешние части синформных оvoidно-кольцевых систем. Ярким примером этому может служить Джугджуро-Становая область в южном секторе Алдано-Становой оvoidно-кольцевой системы. Особенности тектоники и магматизма этой дугообразной области, обрамляющей центральную часть Алданского щита, были обобщены ранее [14]. Здесь интенсивно проявлены процессы раннепротерозойской гранитизации, изменившей вещественный состав гранулит-базитового комплекса пород. Она же обусловила существенную структурную перестройку, выраженную гранито-гнейсовыми куполами и валами, образованием крупных центров гранитизации и разуплотнения, фиксируемых на космических снимках и геофизических картах в виде кольцевых структур второго и более высоких порядков [29]. Необходимо подчеркнуть, что пластические деформации фундамента в процессе термотектогенеза привели не только к формированию куполов и сопряженных с ними межкупольных структур оседания, но и к соответствующим деформациям и метаморфизму облекающих их пород протоплатформенного чехла, игравшего роль теплового барьера фронта гранитизации [11]. Формированию чехла предшествовало развитие многочисленных шовных прогибов (палеоавлакогенов, трогов), выполненных терригенно-вулканогенными и кремнисто-железистыми формациями позднего архея — раннего протерозоя. Происхождение структур подобного типа можно связывать с высоким тепловым потоком, приуроченным к внешней части оvoidно-кольцевых систем и более локально к сублинейным ослабленным зонам, т. е. с термотектогенезом. Это сближает троговые структуры раннего докембрия с современными рифтами [15].

Геологические наблюдения хорошо подтверждаются данными свинцово-изохронного метода определения возраста метаморфических пород Становой области, свидетельствующими о том, что древнейшие породы, изначально метаморфизованные более 3600 млн. лет назад, подверглись гранитизации и реоморфизму на рубеже 2000—1800 млн. лет [19]. Последующая перекристаллизация пород, по данным радиохронологических определений, произошла в результате термальных событий в позднерифейское время — 700 млн. лет. Хотя структурно-вещественные комплексы этого времени в Становой области не обнаружены, тем не менее указанный возраст термальной переработки субстрата свидетельствует о непрекращающемся и достаточно интенсивном потоке, пронизывающем всю область гигантского гранито-гнейсового свода, каковой представлялась в это время южная дуга внешней части оvoidно-кольцевой системы.

Мезозойский этап геологического развития этого региона знаменуется интенсивнейшим термотектогенезом, выразившимся в грандиозном унаследованном аркогеническом воздымании земной коры, в формировании впадин, выполненных угленосной юрской молассой. В осевой части свода возникли многочисленные крупные трещинные и плитообразные тела коровых гранитоидов. Закончился процесс мезозойского термотектогенеза в позднем меле. К этому времени завершилась интенсивная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся накоплением в межгорных прогибах грубообломочной молассы и внедрением мно-

гочисленных даек и малых тел. В результате этого термального события, датированного свинцово-изохронным методом — 100 млн. лет [19], произошла последняя перекристаллизация древнейших метаморфических пород Джугджуро-Становой области.

По всей видимости, процессы термотектогенеза протекали по всему периметру Алдано-Становой овоидно-кольцевой системы, в пределах ее наиболее подвижной и проницаемой внешней части, обычно перекрытой платформенным чехлом. В некоторых местах чехол в значительной степени деформирован, иногда метаморфизован и прорван интрузивными телами различной морфологии и состава, как, например в Олекминской зоне дислокаций платформенного чехла, прорванного дайками, субщелочных пород или в Нельканской чешуйчато-надвиговой зоне в краевой восточной части Сибирской платформы [45]. В тылу этой зоны, на границе с Южно-Верхоянским синклинием, располагается антиклинорий Сетта-Дабана, где широко проявились процессы девонского и раннекаменноугольного магматизма, а также термального метаморфизма в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Краткость, ясность, емкость и целесообразность термина «термотектогенез» дают ему предпочтение перед такими расплывчатыми терминами, как активизация, тектоно-термальная переработка, тектономагматическая активизация, автономная активизация, ревивация, ремобилизация фундамента и др. Большой заслугой М. А. Семихатова [4, с. 260] является то, что он подчеркнул значение процессов термотектогенеза. Однако термин «диасхизис», предложенный им, нельзя, к сожалению, считать удачным. Ведь речь идет не о «взламывании» древних структур, а об их переработке процессами пластических и дизъюнктивных деформаций, процессами плутонизма, вулканизма и регионального метаморфизма.

2. В рамках настоящей работы невозможно приведение новых многочисленных и ярких примеров термотектогенеза, наблюдаемых в Африке, Северной Америке и на других континентах. Многие зоны термотектогенеза еще совсем недавно трактовались как области геосинклинальной складчатости. Развенчание подобных взглядов можно найти в свежих трудах многих авторов, из которых упомянем В. Кеннеди [59], С. Е. Колотухину [22], Ч. В. Борукаева [6], Н. А. Божко [5] и др. Недавно роль термального потока в истории герцинид Западной Европы отметили Г. Цварт и У. Дорнзипен [66].

3. Длительность существования мантийного теплового потока в разных местах и в различное время была неодинаковой. Сравнительно недолгой была жизнь термального «дыхания» субстрата в нижнем палеозое Шотландии, в рифейское время в зоне Гренвилля. Продолжительное время — от начала неогена до настоящего времени — действовал с перерывами тепловой поток в пределах Саяно-Байкальской горной страны. С особой мощью проявлялся термотектогенез в раннем докембрии.

4. Сомнительна глубинность высокотемпературного регионального метаморфизма, связанного с термотектогенезом. Подобный метаморфизм, по-видимому, мог осуществляться в приповерхностных условиях. Об этом свидетельствует отсутствие каких-либо признаков былого существования мощных геосинклинальных отложений, якобы перекрывавших в палеозое север Шотландии (мифическая Дернесская геосинклиналь). То же можно сказать о мнимой рифейской геосинклинали в зоне Гренвилля. В этом аспекте нельзя не вспомнить соображения Д. С. Коржинского об условиях формирования таких характерных представителей гранулитовой фации регионального метаморфизма, как чарнокитовые гнейсы: «...образование при высокой температуре чарнокитовых минералов связано не с большим давлением, а с определенной щелоч-

ностью метаморфизирующих растворов, а потому не может быть прямо связанным с глубиной» [23, с. 59].

5. В. И. Вернадский давно [10] обратил внимание на роль радиогенного тепла. В раннем докембрии огромные площади были охвачены процессами регионального метаморфизма. Геотермический градиент здесь был очень большим, на что давно указывала Н. В. Фролова [48, 55]. Старая идея о том, что чем порода древнее, тем она сильнее метаморфизована, оказалась ошибочной. Она «скончалась» после находки на юге Африки обширных полей слабометаморфизованных пород раннего докембрия (серия Онвервахт), после установления возраста (верхний ордовик — конец динанта) «эталонных» гранулитов Саксонии [64]. Надо думать, что интенсивность эндогенного теплового потока была неодинаковой на протяжении 4,5 млрд. лет геологической истории. Прав, по-видимому, был В. В. Белоусов [2], предполагавший неравномерное и меняющееся во времени распределение радиоэлементов внутри Земли. Опыт показывает, что наряду с сегментами литосферы, обладавшими в известные моменты высоким геотермическим градиентом, существовали зоны с очень низкими соответствующими показателями. Прекрасным примером служит небольшой «холодный» массив Сovieх гор в Нижней Силезии, уцелевший в хаосе энергичного герцинского термотектогенеза [41, 61].

6. Дальнейшее углубленное исследование процессов термотектогенеза, вероятно, приведет не только к новым теоретическим обобщениям, но может также дать и практический эффект, ибо с этими процессами, как известно, связана разнообразная и богатая минерализация. Ограничимся здесь лишь несколькими примерами (рис. 4).

К Сетте-Дабанскому сегменту Алдано-Становой овоидно-кольцевой системы приурочена Кыллахская зона стратиформного полиметаллического оруденения, контролируемая скрытым поднятием фундамента [3, 16]. В мезозое она стала ареной термотектогенеза. Формирование полиметаллических руд Кыллахской зоны происходило в две стадии: стадия сингенетичного накопления в карбонатных венд-кембрийских отложениях платформенного чехла рассеянной вкрапленной рудной минерализации и стадия гидротермально-метасоматического преобразования первичных руд [3]. Последняя значительно оторвана во времени от седиментации и была ведущей при формировании промышленных концентраций металлов в стратиформных месторождениях полиметаллических и медных руд. По данным ряда исследователей, поздние сульфидно-кварцево-карбонатные прожилки в стратиформных месторождениях возникают при температуре 120° С при участии газо-водно-солевых растворов [25]. Не исключена также ведущая роль мощных тепловых потоков при формировании стратиформных месторождений меди и на противоположном фланге Алдано-Становой овоидно-кольцевой системы в Олекмо-Витимской горной стране. В раннем протерозое, как указывалось выше, с ними связываются ремобилизация и пластические деформации кристаллического основания, метаморфизм и складкообразование удоканской серии, а также регенерация первично-осадочных руд месторождений удоканского типа. Отметим, что проявления подобной же минерализации известны и в Джугджуро-Становой области [21].

В пределах платформенного чехла западного сегмента внешней части Алдано-Становой овоидно-кольцевой системы широко развиты серии палеозойских даек габбро-диабазов и субщелочных пород (бассейн нижнего течения р. Олекмы и на левобережье р. Лены). Один из дуговых линейamentов овоидно-кольцевой системы пространственно совпадает с полем развития среднепалеозойских траппов и одновременно с восточной границей Березовского прогиба. Поэтому не исключено, что в пределах внешней части овоидно-кольцевой системы в бассейне рек Олекмы и Лены, где породы платформенного чехла смяты в серию удлиненных антиклиналей, существует валоподобное поднятие активизированного фундамента, к которому, так же как и в Кыллахской зоне, приуро-

чена стратиформная медно-полиметаллическая минерализация и, кроме того, здесь в скважинах отмечаются нефте- и газопроявления [30].

К внешнему овалу Хета-Оленекской оvoidно-кольцевой системы приурочены известные кимберлитовые поля — Алакитское, Далдынское, Верхне-Чомурдахское, Западно-Улукитское, Куранахское, Лукачанское, Ары-Мастахское, Дюкенское, Мунское и др., Попиговая вулканотектоническая структура, каменный комплекс ультрабазитов и щелочных габброидов, а также Куонамкская и Силигирская площади со стратиформным полиметаллическим оруденением. Анализ размещения кимберлитовых полей и других глубинных магматических комплексов показывает, что подавляющая часть их располагается в узлах тектонической интеграции — на пересечении радиальных и дуговых разломов. Кроме того, повышенной проницаемостью обладают узлы пересечения радиальных разломов в центральных частях оvoidно-кольцевых систем. Так, в центральной части Хета-Оленекской структуры локализованы ультраосновные щелочные интрузии Меймеча-Котуйского района, а в центральной части Вилюйской — кимберлитовые трубки Мало-Ботубинского района. Предполагается приуроченность кимберлитовых полей к склонам поднятий фундамента [28]. Как полагает В. С. Трофимов [46], кристаллизация алмазов кимберлитов происходила в особых очагах на глубине нескольких километров под влиянием неоднократного поступления мантийных тепловых и флюидных потоков, в результате которых создавалась непрерывно меняющаяся P — T -обстановка. На связь кимберлитов с горячими точками мантии указывают также Кроуг, Морган и Харгрэвс [53]. Таким образом, узлы тектонической интеграции оvoidно-кольцевых систем представляют собой каналы тепло-массопереноса, роль которого в формировании глубинных магматических пород несомненна. Можно думать, что с мощными тепловыми потоками генетически связан процесс формирования Вилюйской группы газовых месторождений, которые, как и кимберлитовые трубки, приурочены к центральной части одноименной оvoidно-кольцевой системы на пересечении радиальных разломов.

Таким образом, не только с явлениями погружения и катагенеза можно связывать одну из стадий формирования стратиформных медно-полиметаллических месторождений в платформенном чехле, локализующихся во внешних частях оvoidно-кольцевых систем, а также образование нефти и газа (см. рис. 4). Генезис этих месторождений вполне можно увязать с восходящими тепловыми потоками по наиболее мобильным и проницаемым тектоническим зонам фундамента, т. е. с процессами термотектогенеза.

Литература

1. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Биланенко В. А. Некоторые особенности стратиформного свинцовоцинкового оруденения Сетте-Дабана. — В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 4. Якутское книжное изд-во, 1978, с. 7—9.
4. Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. — В кн.: Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968, с. 209—241.
5. Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны. — Вестн. МГУ, сер. 4 (геология), 1979, № 5, с. 17—30.
6. Борукаев Ч. Б. Некоторые проблемы тектоники докембрия. — В кн.: Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977, с. 151—210.
7. Бутов Ю. П., Занвилевич А. Н., Литвиновский Б. А. Проблема байкалит в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 60—71.
8. Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 138 с.
9. Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 189 с.
10. Вернадский В. И. О значении радиогеологии для современной геологии. — В кн.: Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса. М.: ВГРО, 1939, т. I, с. 72—84.
11. Глуховский М. З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 39—51.

12. Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 50—63.
13. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
14. Глуховский М. З., Ставцев А. Л., Коген В. С. Тектоника и магматизм Витимо-Охотской области.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 76—87.
15. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 4, с. 3—24.
16. Давыдов Ю. В., Галямов А. Л. Структурный контроль стратиформного свинцово-цинкового оруденения Сарданинского типа.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 95—100.
17. Давыдов В. И., Мальшиев А. А., Шпильков А. Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте БАССР м-ба 1 : 500 000. Улан-Удэ, 1981. 148 с.
18. Зорин Ю. А. Основные черты строения и физического состояния глубоких недр рифтовой зоны и механизм рифтогенеза.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 135—144.
19. Искандерова А. Д., Миркина С. Л., Неймарк Л. А., Чухонин А. П., Хорева Б. Я. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских пород Становой области Алданского щита.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 132—153.
20. Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М.: Наука, 1970. 144 с.
21. Коген В. С. Медная минерализация в нижнепротерозойских песчаниках и сланцах Джелтулакского прогиба.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 302, с. 42—45.
22. Колотухина С. Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М.: Наука, 1977. 87 с.
23. Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 50—61.
24. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Значение метаморфических несогласий для расчленения докембрийских комплексов (на примере Патомского нагорья).— В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1977, с. 122—140.
25. Кривцов А. И., Макеева И. Т. Итоги науки и техники. Сер. рудные месторождения. Т. II. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: ВИНТИ, 1981.
26. Логачев Н. А. Саяно-Байкальское нагорье. Развитие рельефа.— В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974, с. 16—162.
27. Лысак С. В., Голубев В. А. Геотермия.— В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 120—134.
28. Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Ковальский В. В., Штех Г. И., Адамов С. Д., Брафогель Ф. Ф., Голубева Т. В., Зимин Л. А. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на С-В Сибирской платформы. Новосибирск; Наука, 1974, с. 97.
29. Моралев В. М., Глуховский М. З. Кольцевые структуры докембрийских щитов по данным дешифрирования космических снимков.— Исследования Земли из космоса, 1981, № 3, с. 50—63.
30. Москвин И. Е. Условия накопления и перспективы нефтегазоносности вендских отложений Березовского прогиба и сопредельных областей.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 62—75.
31. Наумова С. Н., Павловский Е. В. Находка растительных остатков (спор) в сланцах Торридона в Шотландии.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 1, с. 181—183.
32. Павловский Е. В., Цветков А. И. Северо-Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса.— Тр. СОПС АН СССР. Сер. Сибирская, 1936, вып. 22. 132 с.
33. Павловский Е. В. Впадина оз. Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 2, с. 351—377.
34. Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.
35. Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 82—89.
36. Павловский Е. В. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6, с. 3—23.
37. Павловский Е. В. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7, с. 3—20.
38. Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—19.
39. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.
40. Павловский Е. В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 68—89.
41. Павловский Е. В. Возраст и тектоника докембрийского цоколя герцинид Западной Европы.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 2, с. 5—21.

42. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Прогрессивный зональный метаморфизм в Патомском нагорье.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л.: Наука, 1970, с. 106—116.
43. *Салон Л. Н.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964, т. I, 511 с; 1967, т. II, 699 с.
44. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974, 302 с.
45. *Ставицев А. Л.* О типах структурных ограничений древних платформ.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 39—51.
46. *Трофимов В. С.* Новые данные об образовании алмазов в верхних горизонтах земной коры.— Геол. рудн. месторожд., 1981, 23, № 3, с. 14—20.
47. *Флаас А. С.* Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии.— Геотектоника, 1971, № 6, с. 58—64.
48. *Фролова Н. В.* Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 13—49.
49. *Хренов П. М.* Негеосинклиналиные вулcano-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
50. *Чесноков С. В.* О структурных этажах Зап. Прибайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 121—136.
51. *Чесноков С. В., Егоров И. Н., Мосейкин В. В.* Эффузия или интрузия? — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 44—57.
52. *Buddington A. F.* Adirondack igneous rocks and their metamorphism.— Geol. Soc. America Mem., 1939, № 7, 354 p.
53. *Crough S. T., Morgan W. J., Hargraves R. B.* Kimberlites: their relation to mantle hot spots.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, 50, № 11, p. 260—274.
54. *Emslie R. F.* The Harp Lake complex, Labrador, and the Morin complex, Quebec.— Ann. Soc. Geol. Belgique, 1975, t. 97, fasc. 2, p. 525—540.
55. *Frolova N. V.* Problèmes de la stratigraphie, du métamorphisme régional et de la granitisation... In: Géologie et pétrographie du Précambrien. France, BRGM, 1962, traduction № 3814, p. 1—51.
56. *Jones O. T.* On the evolution of a geosyncline.— Quart. J. Geol. Soc. L., 1938, v. 94, pt. 2, p. 32—51.
57. *Kennedy W. Q.* On the significance of thermal structure in the Scottish Highlands.— Geol. Magazine, 1948, v. 85, № 4, p. 229—234.
58. *Kennedy W. Q.* Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of W.— Highlands of Scotland. Ibidem, 1949, v. 86, № 1, p. 43—56.
59. *Kennedy W. Q.* The structural differentiation of Africa in the Pan-African tectonic episode.— Res. Inst. Afric. Geol. Univers. Leeds, 8th Ann. Rept, 1964, p. 48—49.
60. *Kranck E. H.* The tectonic position of the anorthosites of Eastern Canada.— Bull. Comiss. Geol. Finland, 1961, № 196, p. 43—58.
61. *Pavlovsky E. V.* L'age et la tectonique du socle précambrien des hercynides de l'Europe Occidentale.— In: La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque Internat.— CNRS, France, 1977, № 243, p. 113—119.
62. *Stockwell C. H.* Géologie du bouclier canadien. Introduction.— In: Géologie et ressources minérales du Canada, Ottawa, 1972, p. 50—61.
63. *Termier P.* Sur la genèse des terrains cristallophylliens.— In: XI Congr. intern. géolog. Stockholm, t. 1, p. 587—595.
64. *Watznauer A.* Beitrag zur frage des zeitlichen Ablaufes der Granulitgenese (Sachsisches Granulitgebirge).— Krystalinikum, Prag, 1974, № 10, s. 181—192.
65. *Wynne-Edwards H. R.* Tectonic overprinting in the Grenville Province, S.-W. Quebec, Canada.— Geol. Assoc. Canada, 1969, Special Paper № 51, p. 163—182.
66. *Zwart H., Dornsiepen U.* Tectonic evolution of Central and Western Europe.— In: Géologie de l'Europe. France, BRGM, 1980, p. 226—232.

Объединение «Аэрология»
Москва

Поступила в редакцию
18.I.1982

УДК 551.243.(476+474)

ГАРЕЦКИЙ Р. Г.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

Описаны основные структурные элементы территории Белоруссии и Прибалтики и освещена история их тектонического развития. Сделаны некоторые общие выводы о строении и развитии ряда крупнейших тектонических форм Восточно-Европейской платформы.

Территория Белорусской ССР и республик Прибалтики расположена на западе Восточно-Европейской платформы и почти целиком перекрыта рифейско-антропогенным платформенным чехлом Русской плиты. На севере она ограничена выходами пород фундамента на поверхность Балтийского щита, а на юге — Украинского. Тектоника региона наиболее выразительно изображена на тектонических картах Белоруссии и Прибалтики [24, 25] и описана в соответствующих монографиях — объяснительных записках к картам [20, 22].

В фундаменте территории Белоруссии и Прибалтики обычно выделяют изометричные массивы, которые сложены досвекофенно-карельскими комплексами, и разделяющие их линейно-вытянутые свекофенно-карельские складчатые системы [5, 8, 20, 22 и др.]. Они ограничены протяженными суперрегиональными и региональными доплатформенными разломами. В последнее время была установлена стадийность формирования фундамента региона, которая выражается в смене протоокеанической стадии переходной, а затем континентальной и в прогрессивном преобразовании первоначальной протоокеанической коры в зрелую кору континентального типа. На первых двух стадиях становления континентальной коры были сформированы главные тектонические элементы фундамента: Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский гранулитовый массив и Центральнобелорусский позднеархейский прогиб [3].

Важно отметить, что структуры фундамента, в том числе и крупнейшие доплатформенные разломы, на западе Восточно-Европейской платформы имеют преобладающее юго-западное простирание, отчетливо прослеживаются до линии Тейсейра — Торнквиста, которая под тем или иным углом резко их обрывает и является послебайкальской юго-западной границей платформы. Эпохи свекофенно-карельской складчатости, процессы гранитизации и диафореза во время готской и дальсландской тектоно-магматической активизации привели к окончательной кратонизации и становлению фундамента Восточно-Европейской платформы.

Современные тектонические элементы чехла наиболее выпукло выделяются по поверхности фундамента (подошве чехла) — важнейшему тектоническому разделу плит (рис. 1). Изучение распространения разновозрастных отложений платформенного чехла, региональных прерывов в осадконакоплении, формационных рядов, соотношения структурных планов его разных секций с выделением моментов их перестроек позволяет подразделить чехол на ряд структурных мегакомплексов, комплексов, этажей и подэтажей. Доплитные мегакомплексы, сформировавшиеся до образования плиты, подразделены на квази- и катаплатформенные. Первый из них (раннерифейский) развивался одновременно с эпохами кратонизации, второй — в структурах растяжения в основном после их завершения. Он подразделен на среднерифейский (пинско-руднянский) и позднерифейско-ранневендский (оршанско-вильчанский). Плитный мегакомплекс сформировался на последующих этапах

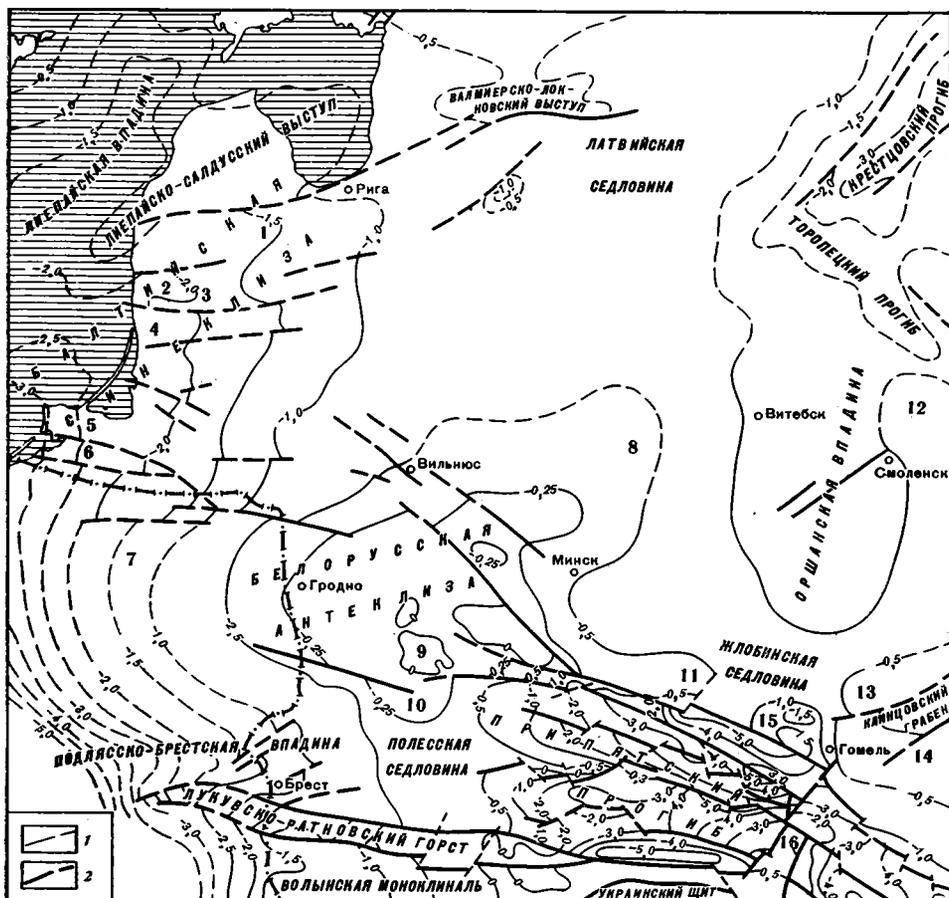


Рис. 1. Схематическая структурная карта поверхности фундамента территории Белоруссии и Советской Прибалтики
 1 — стратонизогипсы поверхности фундамента, км; 2 — разломы. Цифрами на рис. обозначены прогибы: 1 — Елгавский, 2 — Клайпедский, 4 — Кретингский, 6 — Прегольский; погребенные выступы: 3 — Тельшяйский, 5 — Калининградский, 7 — Мазурский, 8 — Вилейский, 10 — Ивацевичский, 11 — Бобруйский, 12 — Ярцевский, 13 — Суражский, 14 — Гремячский; 9 — Центральнобелорусский массив; 15 — Городокско-Хатецкая ступень; 16 — Брагинско-Лоевская седловина

преимущественно нисходящих движений земной коры, охвативших обширные пространства платформы. Он состоит из следующих структурных комплексов: волыно-балтийского (верхнебайкальского), талсинско-жединского (каледонского), кобленцско-среднетриасового (герцинского) и верхнетриасово-антропогенового (киммерийско-альпийского).

Раннерифейский (готский) комплекс сложен вулканогенно-терригенными и терригенными формациями и выполняет относительно небольшие грабены и грабенообразные впадины и прогибы. Наиболее хорошо изученной структурой этого типа является *Овручская грабен-синклиналь*, которая расположена на самом севере Украинского щита и вытянута в субширотном направлении на 110 км при ширине от 18—20 км на западе до 5—6 на востоке. Она имеет асимметричное строение: крутое (до 60—80°) северное крыло, оборванное разломом, и пологое (3—10°) южное. Для грабен-синклинали характерны четкие западная и восточная центриклинали [9].

Образования, выполняющие сходные грабенообразные впадины и прогибы, вскрыты одиночными скважинами в других местах региона (Глуск, Бобруйск, ряд участков Восточной Польши и др.).

В среднем рифее против края древней платформы в районе Волыни от Галицийской геосинклинальной области к северо-востоку вдавался

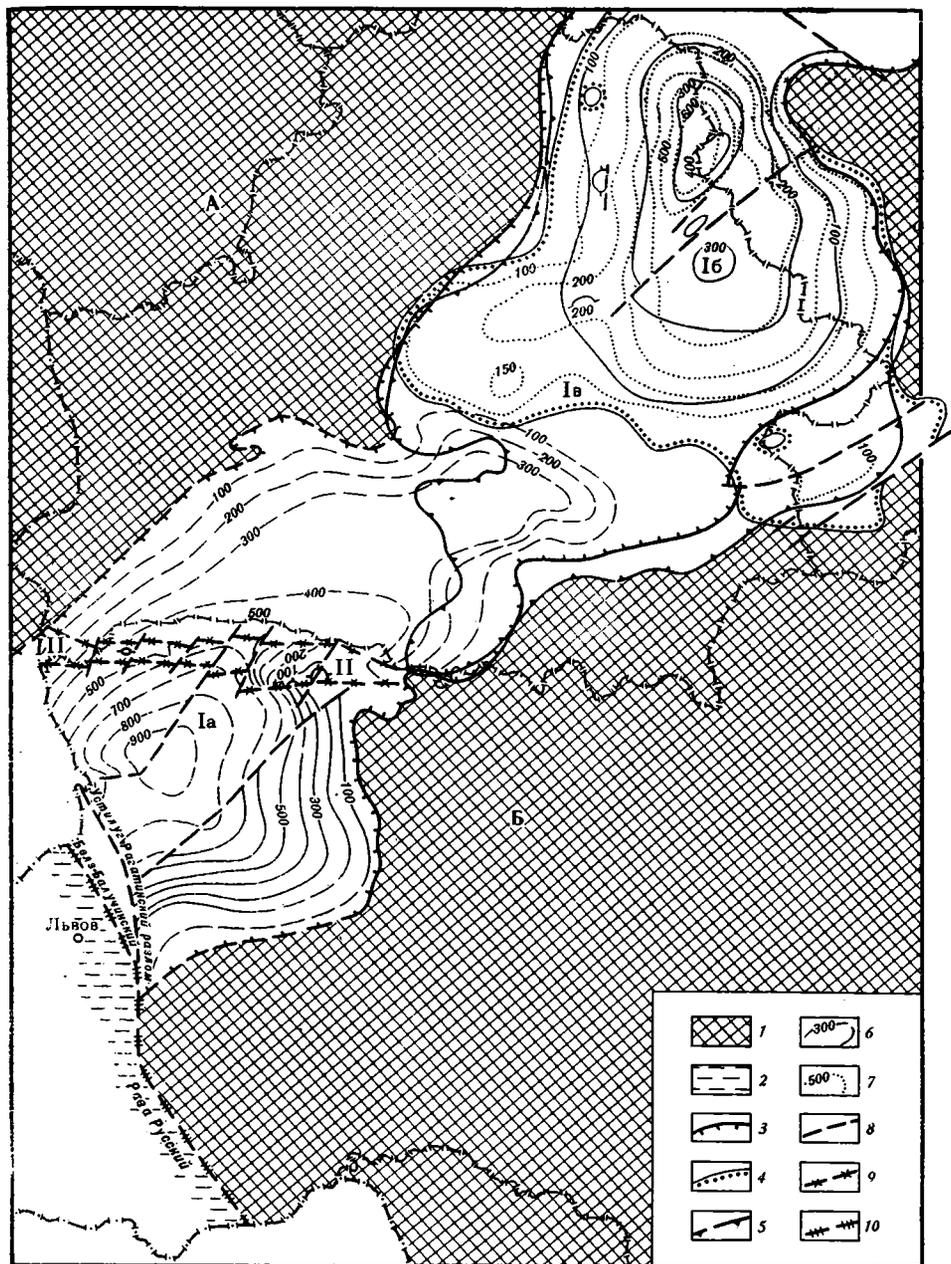


Рис. 2. Карта мощностей отложений рифея [7]

1 — щиты (А — Балтийский, Б — Сарматский); 2 — геосинклиальная область, 3—5 — границы современного распространения отложений: 3 — пинской и руднянской свит, 4 — оршанской и лапичской свит, 5 — вильчанской серии; 6, 7 — изопакеты отложений (м): 6 — пинской свиты, 7 — оршанской и лапичской свит; 8, 9 — разломы: 8 — конседиментационные, 9 — постседиментационные; 10 — краевые швы, разграничивающие платформенные и геосинклиальные области. Цифрами на карте обозначены: I — Во́лыно-Оршанско-Крестцовский палеопргоиб (а — Во́лынская впадина, б — Оршанская впадина, в — Рогачевско-Бобруйская седловина); II — современный Лукувско-Ратновский горст

протяженный *Во́лыно-Оршанско-Крестцовский палеопргоиб*, выполненный терригенными красноцветными отложениями дооршанского рифея (полеская серия Во́лыни, пинская свита юга Белоруссии, руднянская свита северо-восточной Белоруссии [12]). На юге палеопргоиба обособлялась Во́лынская впадина с максимальными мощностями отло-

жений среднего рифея (свыше 900 м) — рис. 2. Отделяясь от нее Рогачевско-Бобруйской малоамплитудной седловиной субширотного простиранья, на северо-востоке территории Белоруссии и соседних областей наметилась Оршанская впадина (с мощностями среднерифейских отложений более 400 м), а еще далее к северо-востоку расположена Крестцовская впадина с отчетливым северным центриклинальным замыканием.

Волынско-Оршанско-Крестцовский палеопрогиб разделил ранее практически единую обширную область фундамента запада Восточно-Европейской платформы на два крупнейших щита: Сарматский и Балтийский. В современном структурном плане этот палеопрогиб не представляет собой единого тектонического элемента, так как в последующем на него был наложен ряд разновозрастных и разнонаправленных структур, разделивших его на отдельные отрезки. Как реликты этой некогда протяженной отрицательной структуры сохранились Крестцовский прогиб, Оршанская впадина и частично Волинская впадина, хорошо вырисовывающиеся по поверхности фундамента (см. рис. 1).

Связь Волынско-Оршанско-Крестцовского палеопрогиба с геосинклинальной областью, расположение в районе изгиба края платформы, продольная асимметрия, несомненно, говорят о том, что эту структуру следует отнести к особой категории поперечных прогибов, выделенных Н. С. Шатским [28]. Однако отсутствие отчетливых разломных ограничений и центрального грабена, относительно низкая скорость тектонических движений и слабоконтрастный рельеф, рассеянный магматизм, и только в крайней южной части, не позволяют твердо назвать его авлакогеном, или палеорифтом. В то же время описываемый палеопрогиб входил в единый Волынско-Среднерусский линеймент, северо-восточная часть которого носит отчетливые черты рифтового генезиса. Видимо, Волынско-Оршанско-Крестцовский палеопрогиб можно классифицировать как своеобразную структуру, вызванную процессами незавершенного недоразвитого рифтогенеза [1].

В раннебайкальский (позднерифейско-ранневендский, или оршанско-вильчанский этап) произошло формирование *Оршанско-Крестцовской палеовпадины*, которая унаследованно развивалась в пределах северной и центральной частей Волынско-Оршанско-Крестцовского палеопрогиба и представляла собой значительно более широкую отрицательную структуру, по своей морфологии и генезису приближающуюся к самым ранним синеклизам. Она выполнена главным образом красноватой кварцевой формацией оршанской свиты верхнего рифея и покровно-ледниковой формацией вильчанской серии нижнего венда. Существенные опускания этого времени, достигавшие в центральной части палеовпадины 600 м, еще более подчеркнули по поверхности фундамента ранее заложившиеся Оршанскую и Крестцовскую впадины. Отчетливо проявился и *Клинцевский грабен*, не менее контрастно сохранившийся и в современной структуре поверхности фундамента (см. рис. 1).

Не исключено, что Оршанско-Крестцовская палеовпадина связана не столько с Волынско-Оршанско-Крестцовским палеопрогибом, сколько с зоной схождения и выклинивания Пачелмского и двух ветвей (Московской и Валдайской) Среднерусского авлакогена, т. е. она возникла над участком тройного сочленения авлакогенов [15].

Геофизические данные позволяют предполагать, что на дне Балтийского моря в пределах осевой части синеклизы восточнее о. Готланд, от Аландских островов на севере до Гданьской бухты на юге, протягивается *Центральнобалтийский ров*, выполненный предположительно отложениями рифея — венда [4].

С позднебайкальским (волынско-балтийским) ортоплатформенным этапом плитного развития связано начало образования таких структур, как Московская синеклиза, Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий и всей Русской плиты в целом. Через территорию

Белоруссии и Прибалтики проходил последовательно смещавшийся к запад-северо-западу волынский *Кобринско-Могилевский* и валдайско-балтийский *Кобринско-Полоцкий прогибы*, которые соединяли обе главнейшие структуры запада Восточно-Европейской платформы — внутреннюю синеклизу и перикратонное опускание.

Вся совокупность имеющихся материалов о рифейских отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы позволяет исключить прежние предположения о протягивающемся в это время вдоль его края продольном перикратонном прогибе [13, 27]. Только в волынское время венда начала формироваться субмеридиональная *Кобринская впадина*, которая включала структурный залив, протянувшийся вдоль края платформы. Эту структуру можно считать начальным элементом перикратонного опускания. Кобринская впадина в основном выполнена эффузивно-осадочной толщей (трапповая формация) мощностью до 500 м. В валдайское время на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы сформировались уже отчетливо выраженная продольная *Кобринско-Прутская зона перикратонных опусканий*, простиравшаяся с юго-востока на северо-запад свыше чем на 900 км через территорию Молдавии, Румынии, западных областей Украины, Белоруссии и прилегающих районов Польши [7].

В балтийское время раннего кембрия участок максимальных прогибаний (до 400 м) *Мазовецко-Прутской зоны перикратонных опусканий* существенно сместился к северу и северо-западу, в районы западной Волыни и южной Польши.

На каледонском этапе зона перикратонных опусканий на западе Восточно-Европейской платформы распространилась от Молдавии до Прибалтики включительно, достигнув максимальных размеров, отвечающих ее обобщенному названию — *Балтийско-Приднестровской* (рис. 3). Ее протяженность около 1500 км. Она выполнена мощной (до 3500 м) толщей терригенных и карбонатных пород, возраст которых от послепалейского кембрия до жединского века раннего девона. Максимальные мощности отложений каледонского структурного комплекса приурочены к Балтийской синеклизе, Подляско-Брестской впадине и Приднестровскому опусканию, разделенных соответственно Мазурским и Лукувско-Ратновским структурными носами. Каледонский этап был определяющим в формировании краевой Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины, которые представляют собой составные части Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий и имеют форму субширотных структурных заливов, раскрывающихся на запад и центриклинально замыкающихся на востоке.

Балтийская синеклиза имеет форму асимметрично незамкнутого на западе эллипсоида, вытянутого в северо-восточном направлении. Ее длина около 700, ширина 450 км. Поверхность фундамента в ее бортовых частях залегает на отметках от $-0,3$ до -1 км, а в осевой части погружается с северо-востока на юго-запад от -1 до -5 км [22]. В пределах Балтийской синеклизы выделены структуры более высокого порядка: Лиепайская впадина, Елгавский, Клайпедский, Кретингский и Прегольский прогибы, крупный Лиепайско-Салдуский выступ и более мелкие Тяльшайский, Большаковский, Калининградский, Южно-Калининградский выступы и др. Для выполняющих Балтийскую синеклизу отложений (в первую очередь преобладающих по мощности кембрийских и особенно силурийских) характерно последовательное изменение литолого-фациального облика пород с северо-востока на юго-запад от мелководных прибрежных до глубоководных. Широкое распространение глубоководных фациальных зон в течение многих веков свидетельствует о существовании на востоке Балтийской синеклизы длительного некомпенсированного прогибания [31].

Подляско-Брестская впадина на севере и юге ограничена субширотными разломами, на востоке центриклинально замыкается к Полесской седловине и раскрывается на запад. Она вытянута на 260 км при ширине до 130 км. Вдоль ее осевой части поверхность фундамента погружена

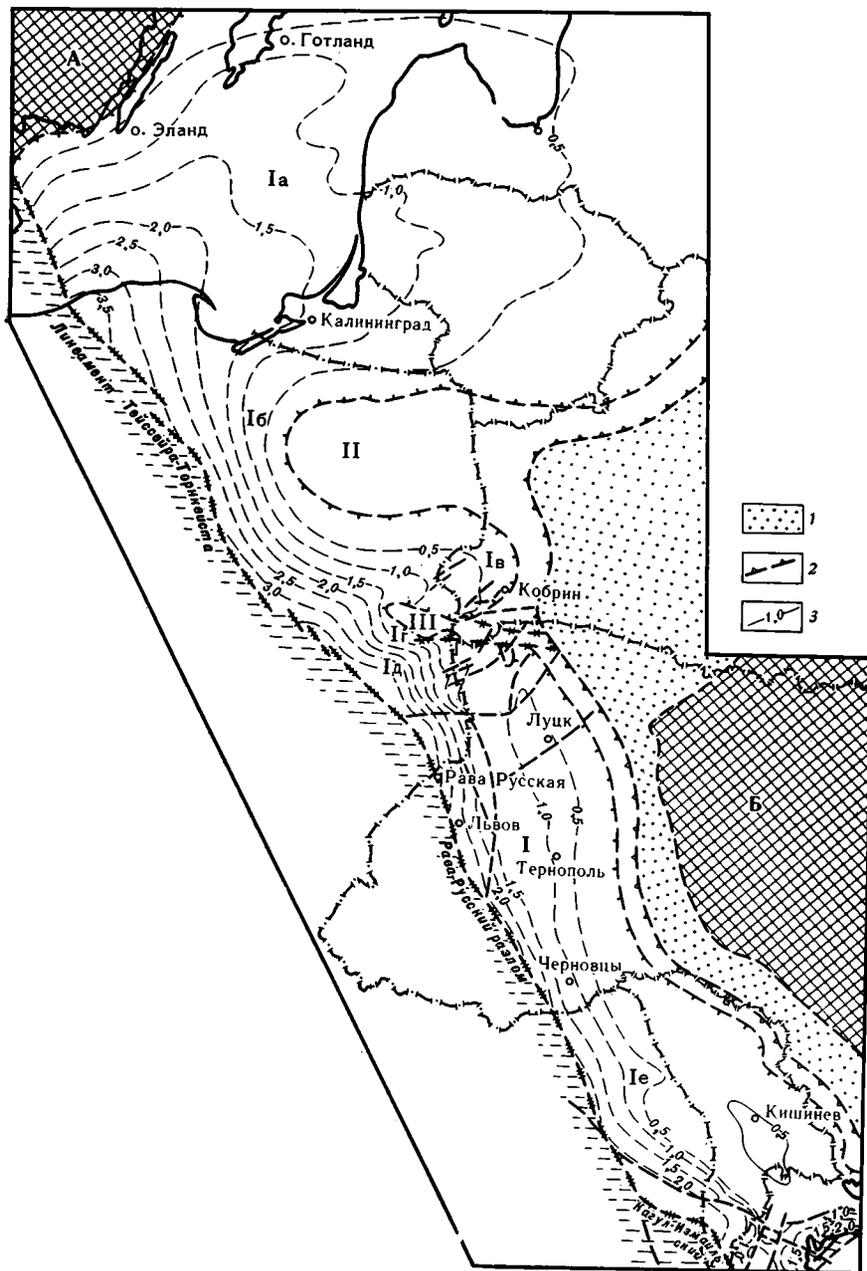


Рис. 3. Карта мощностей отложений каледонского структурного комплекса [7]
 1 — участки фундамента, перекрытые ранее платформенным чехлом, вне области седиментации; 2 — палеограница раннее распространения отложений; 3 — изопакиты (км); остальные обозначения см. на рис. 2

Цифрами на карте обозначены: I — Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий (1а — Балтийская синеклиза, 1б — Подляско-Брестская впадина, 1в — Приднестровское опускание; 1в₁ — днестровско-прутская часть, 1в₂ — волинская часть); II — Мазурский структурный нос; III — Лукувско-Ратновский структурный нос

с востока на запад от —0,5 до —5 км. Впадина асимметрична: южное крыло более крутое (погружение поверхности фундамента 28—30 м/км), северное пологое (14—17 м/км). Морфологию, близкую к современной, Подляско-Брестская впадина приобрела в герцинский этап в результате значительных тектонических движений на окружающих ее положительных тектонических структурах и прежде всего Лукувско-Ратновского горста на юге и Белорусской антеклизы на севере.

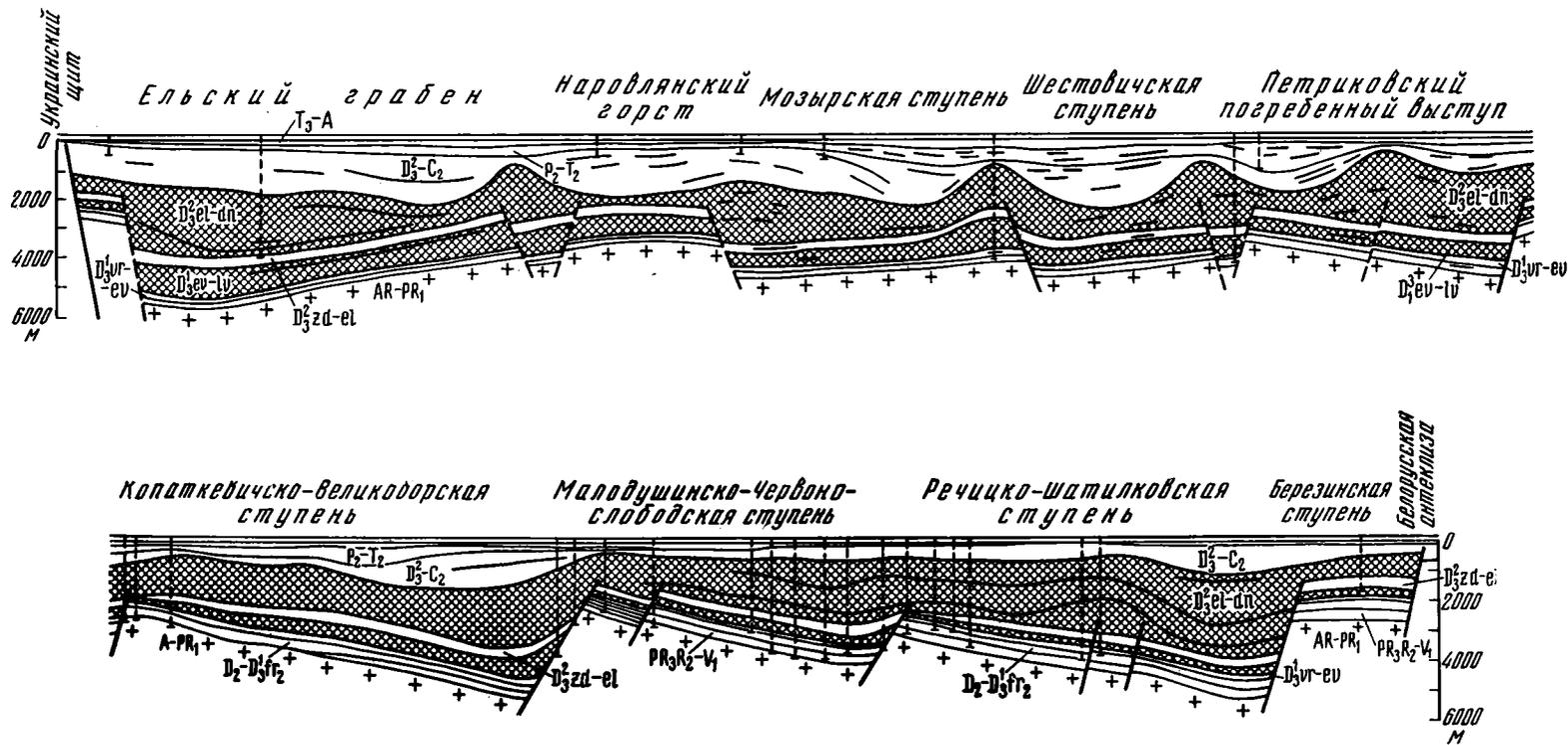


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез Припятского прогиба по профилю VIII—VIII [20]. Заштрихованы нижняя и верхняя верхнедевонские соленосные толщи. Названия структур относятся к подсолевым отложениям

На примере формирования Балтийской синеклизы и Подляско-Брестской впадины можно сделать вывод, что образование подобных крупных отрицательных структур древних платформ происходило в результате наложения и интерференции разновозрастных прогибов и впадин разного простирания, миграции их осевых частей, проявления значительных поднятий различных структур, т. е. наряду с основным этапом развития, определяющим главные черты современной архитектуры рассматриваемых тектонических элементов (в данном случае это каледонский этап), в их тектонической истории имелись существенные разнонаправленные структурообразующие тектонические движения, суммарное воздействие которых и создало их современную структуру [6].

Главным событием герцинского этапа развития на территории Белоруссии и Прибалтики было формирование Припятского прогиба — северо-западного окончания Припятско-Донецкого авлакогена, который Н. С. Шатский [30] описал в качестве тектонотипа подобных структур.

Припятский прогиб расположен между Белорусской и Воронежской антеклизмами и Жлобінской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. Он состоит из собственно Припятского грабена и его северного плеча — Городокско-Хатецкой ступени. От Украинского щита прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента 2—4 км. Северной границей в целом всего прогиба на западе и только грабена на востоке является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой 2—3,5 км. Полесская седловина отделяет Припятский прогиб от Подляско-Брестской впадины, а Брагинско-Лоевская седловина — от Днепровско-Донецкого прогиба. От Полесской седловины в глубь прогиба вдается высоко приподнятый по разломам Микашевичско-Житковичский выступ с выходом пород фундамента на поверхность. Максимальная длина Припятского прогиба около 280, ширина 140—150 км.

По количеству скважин, вскрывших породы фундамента и подсолевого ложа, а также по плотности отработанных здесь сейсмических профилей, т. е. по геолого-геофизической изученности, Припятский прогиб уникален среди подобных структур типа поздних плитных авлакогенов.

Припятский прогиб выполнен главным образом среднедевонско-среднетриасовым (герцинским) структурным комплексом, мощность которого достигает 5—6 км. Внутри него ведущим структурным этажом является верхнефранско-среднекаменноугольный, в состав которого входят такие характерные формации, как франская галогенная галитовая, фаменская галогенная калиеносно-галитовая, верхнедевонская щелочно-ультраосновная — щелочно-базальтоидная, фаменская карбонатно-терригенная сланценосная, триасовая молассоидная пестроцветная и др. [20, 23].

Тектонические формы Припятского прогиба различны для различных структурных подразделений его разреза (рис. 4). Поверхность фундамента и все доливенские (подсолевые) комплексы и этажи имеют блоковое и пликативно-блоковое строение. Здесь выделяются структуры II порядка: тектонические ступени, выступы, грабен, горст. К структурам III порядка относятся зоны приразломных поднятий и опусканий, состоящие соответственно из структурных носов, гемиантиклиналей, небольших моноклиналильных блоков и структурных заливов, синклиналей, гемисинклиналей. Тектонические формы ливенско-елецкого подэтажа (нижнесоленосные и межсолевые отложения) являются переходными от преимущественно блоковых и пликативно-блоковых структур подсолевых отложений к пликативным структурам верхнесолевых и надсолевых отложений. Поэтому среди них имеются как ступени, выступы, зоны приразломных поднятий и опусканий, так и валы, синклиналильные зоны, антиклинали, синклинали. Строение этого подэтажа преимущественно блоково-пликативное. Для верхнесоленосной толщи и вышележащих подразделений характерны в основном пликативные формы: валы, ан-

тиклинали, брахиантиклинали, купола, синклинальные зоны, синклинали, брахисинклинали, мульды. Многообразны соляные структуры Припятского прогиба, среди которых можно выделить два типа, восемь классов, виды и разновидности [10, 19, 20, 22].

Разломная тектоника подсолевого ложа определяет основные закономерности формирования и распространения соляных структур Припятского прогиба и других областей галокинеза. Накоплению мощной фаменской соленосной толщи предшествовало образование глубокого некомпенсированного Задонско-Елецкого прогиба с аккумулятивными и аккумулятивно-тектоническими бортами и расчлененным аккумулятивным и эрозионно-тектоническим рельефом в пределах глубоководной депрессии и шельфа. Глубоководный (не менее 700 м) задонско-елецкий бассейн возник в результате относительно кратковременных интенсивных опусканий, обусловленных преобразованием континентальной консолидированной коры в субокеаническую. Выявлено, что соленосные формации прогиба согласно залегают на подстилающих отложениях в наиболее погруженных частях бассейна и трансгрессивно по периферии и в сводах поднятий.

Морфологические особенности Припятского прогиба, история его развития, положение в единой системе Сарматско-Туранского линеймента, формационный ряд выполняющих его отложений, магматизм, увеличенный тепловой поток и некоторые другие признаки позволяют рассматривать этот прогиб как часть древнего палеозойского рифтового пояса [2, 20 и др.].

Центральную часть региона занимает *Белорусская антеклиза* — тектоническая область с высоким (до +0,1 км) залеганием фундамента. В плане она имеет форму разностороннего скошенного к северо-востоку треугольника с субширотным основанием протяженностью около 600 км. В наиболее приподнятой части антеклизы фундамент выходит под плиоцен-антропогенные отложения. Эта часть выделяется как Центральнобелорусский массив. В его пределах на востоке обособляется самая высокая часть антеклизы — Бобовнянский выступ, расположенный между Налибокским и Северо-Припятским разломами. Погружающиеся по простиранию периклинальные части Белорусской антеклизы обособлены в качестве погребенных выступов: западного — Мазурского, северо-восточного — Вилейского, юго-восточного — Бобруйского, южного — Ивацевичского. Обращенные к Балтийской синеклизе и Оршанской впадине склоны антеклизы выделяются соответственно как Прибалтийская и Приоршанская моноклинали. В районе сочленения Вилейского погребенного выступа и Центральнобелорусского массива Белорусская антеклиза осложнена малоамплитудным Воложинским грабеном северо-западного простирания.

Воронежская антеклиза, отделяющаяся от Белорусской Жлобинской седловиной, заходит на территорию Белоруссии и соседних областей северо-западным и юго-западным периклинальными окончаниями. Последнее обособляется как Гремячский погребенный выступ, южное крыло которого постепенно переходит в Приднепровскую моноклинали, погружающуюся по поверхности фундамента в сторону Днепровско-Донецкого прогиба до глубины —1 км. К северу от Гремячского погребенного выступа, отделяясь от него Клиновским грабеном, расположен Суражский погребенный выступ, простирающийся в запад-юго-западном направлении. Северо-западную периклинали антеклизы представляет собой Ярцевский погребенный выступ, который с северо-востока ограничен Торопецко-Вяземским прогибом, а с юго-запада — Оршанской впадиной.

Сравнительно-тектонический анализ антеклиз Восточно-Европейской платформы (Белорусской, Воронежской и Волго-Уральской) показал, что наиболее четко они выделяются по поверхности фундамента; в образованиях раннегерцинского подкомплекса они выражены значительно слабее; по мезозойским отложениям они, а Волго-Уральская и по пермским, не выделяются, по этим отложениям намечаются сложно постро-

енные моноклинали. На ранних этапах (байкальский, каледонский) антеклизы развивались как остаточные пассивные структуры, образовавшиеся в результате опускания сопредельных отрицательных структур, что подтверждает ранее установленные выводы [14, 29]. На главном герцинском этапе поверхность фундамента антеклиз приняла форму, близкую к современной. В то время в их пределах в отличие от прежних представлений [14, 29] зафиксированы активные тектонические движения. В течение **киммерийско-альпийского этапа** антеклизы, а Волго-Уральская еще к концу герцинского, оказались погребенными под обширными моноклиналями. В этот этап формировалась Западно-Белорусская моноклинали как отдаленный борт Датско-Польского прогиба и Приднепровская моноклинали — пологий борт Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы, унаследованно развившейся над Припятско-Донецким авлакогеном. Первая моноклинали погребла Белорусскую антеклизу, вторая — Воронежскую.

Полное обособление антеклиз различное: Волго-Уральской в позднем венде, Белорусской — во вторую половину раннего кембрия, Воронежской — в позднем девоне. Завершение их развития также различно: Волго-Уральской до карбона включительно, Белорусской до перми, Воронежской до триаса. Следовательно, антеклизы от полного обособления до завершения развития существовали разное время: Волго-Уральская в течение 320 млн. лет, Белорусская 280 млн. лет, Воронежская 180 млн. лет. Большинство осложняющих антеклизы тектонических элементов унаследованно развивалось в течение почти всех платформенных этапов.

Более полувека, начиная с нашего столетия, в геологической литературе шла дискуссия о так называемом Полесском девонском вале, соединявшем Балтийский и Украинский щиты. В ней приняли участие такие выдающиеся геологи, как А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, С. Бубнов, Д. Н. Соболев, Н. С. Шатский и др. В настоящее время твердо доказано, что подобной структуры в девонских отложениях нет. Однако Белорусская антеклиза вместе с Латвийской и Полесской седловинами образует погребенную зону повышенного залегания фундамента, соединяющую Балтийский и Украинский щиты. Этот *Полесско-Латвийский подземный мост* вместе с упомянутыми щитами был назван В. Е. Хаиным [27] *Балтийско-Украинской полосой поднятий*. Она представляет собой главную меридиональную тектоническую ось Восточно-Европейской платформы, причем хорошо отмечается не только в современной структуре, но и оказывала заметную роль в палеотектонике платформы в течение огромного отрезка времени — от рифея до антропогена. Эта тектоническая ось значительно сдвинута на запад Восточно-Европейской платформы, отмечая тем самым ее асимметрию. К востоку от оси идет плавное, но протяженное погружение фундамента, к западу — более резкое и короткое. Такая же асимметрия отмечалась и в палеотектоническом плане.

На территории Белоруссии и Прибалтики известно более 500 **локальных структур**. Однако распространены они весьма неравномерно. Так, подавляющее их большинство (более 50%) приурочено к Припятскому прогибу. Значительное количество расположено в пределах Балтийской синеклизы. Меньше локальных структур на площади Белорусской антеклизы, Южного склона Балтийского щита, Оршанской и Подляско-Брестской впадин, Жлобинской, Латвийской и Полесской седловин [11, 26]. Такая закономерность размещения локальных структур связана прежде всего с тем, что большинство из них обязаны своим формированием разрывным дислокациям. Поэтому в пределах Припятского прогиба, для которого с его рифтовым генезисом характерна широкая сеть разрывных нарушений, развито такое большое количество локальных структур. К тому же здесь широко распространены соляные структуры.

Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики имеют различные морфологию, время формирования, связь с осадконакоплением, генезис

и т. д. По форме в плане выделяются вытянутые структуры типа антиклиналей и синклиналей, брахиантиклиналей и брахисинклиналей, структурных носов и заливов, гемiantiклиналей и гемисинклиналей, небольших горстов и грабенов, овальные и округлые типы куполов и мульд, изометричные блоковые типа моноклинальных блоков различной конфигурации и др. По размерам преобладают мелкие (площадью до 20 км²) и средние (до 70 км²). Их около 65%. Для Балтийской синеклизы эта цифра увеличивается до 75%, для Припятского прогиба уменьшается до 60%, а для Белорусской антекклизы и Оршанской впадины даже до 50%. Здесь возрастает относительное число крупных локальных структур (площадью более 70 км²). В Припятском прогибе таких структур около 100.

Локальные структуры различны и по амплитуде. В Припятском прогибе значительное число структур (более 100) имеет большую амплитуду (до 200—300 м и более). На остальной территории Белоруссии и Прибалтики локальные структуры с такой амплитудой исчисляются единицами. Преобладают структуры с небольшой амплитудой, причем малоамплитудных (до 50 м) насчитывается более 100. Размеры и амплитуды локальных структур уменьшаются вверх по разрезу.

Кроме наиболее широко развитых приразломных локальных структур, связанных с формированием разрывных дислокаций, на территории Белоруссии и Прибалтики встречаются локальные структуры другого типа: не приуроченные к разрывам; облекания; уплотнения; возможно, обусловленные увеличением мощностей не только галогенных, но и карбонатных толщ; кратерообразные (по-видимому, астроблемы) и др. Некоторые из них являются смешанными по происхождению. В связи с таким разнообразием генезиса локальных структур среди них обнаружены сквозные, погребенные, навешанные (бескорневые) и дисгармоничные. В районах со значительным изменением региональных наклонов, обусловленным интенсивным развитием крупных и средних тектонических форм, а также переменной наклонов приразломных участков, вызванной энергичным смещением по разрывам, иногда возникают своеобразные расформированные или частично расформированные локальные структуры. В частности, они доказаны в пределах Припятского прогиба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ эволюционного ряда структур территории Белоруссии и Прибалтики, а также других регионов древних платформ показал, что по мере развития платформ шло последовательное уменьшение площади структур поверхности обнаженного фундамента за счет чехольных. Среди последних от доплитных этапов к плитным возрастало разнообразие типов платформенных структур. Для квазиплатформенного этапа типичны грабен-синклинали, грабенообразные прогибы, впадины, мульды. На катаплатформенных этапах увеличилось типовое разнообразие платформенных структур, главным образом линейных. Появились крупнейшие отрицательные тектонические элементы — доплитные авлакогены (палеорифты), перикратонные прогибы, моноклинали склонов щитов. Им были соподчинены или развивались самостоятельно структуры I порядка: выступы, седловины, моноклинали, грабены, прогибы, впадины и более мелкие элементы. На поздних этапах развития платформ появился принципиально новый тип субглобальной структуры — плиты. Эволюция платформ особо значительно отразилась в многообразии плитных структур по сравнению с доплитными. Впервые сформировались специфические крупнейшие плитные тектонические формы: синеклизы, амфикиклизы, антекклизы, а из новообразованных мелких и локальных элементов — разнообразные соляные структуры и др.

Большое значение в строении фундамента и чехла территории Белоруссии и Прибалтики имеют разломы, которые образуют достаточно густую сеть ортогонального и диагонального простираний и подразде-

лены на два типа: платформенные (проникающие в чехол) и доплатформенные (не проникающие в чехол). Каждый из типов в свою очередь по рангу ограничиваемых ими структур разделен на краевые суперрегиональные, краевые региональные, граничные субрегиональные и локальные [18, 20].

Анализ соотношений современных тектонических планов разновозрастных структурных комплексов чехла территории Белоруссии и Прибалтики как между собой, так и с внутренним строением фундамента показывает большую сложность процессов наследования и новообразования [17]. В целом отмечается общая наложенность тектонических элементов чехла по отношению к структурам фундамента. В то же время некоторые разломы фундамента представляют собой наиболее устойчивый консервативный фактор в передаче наследования и прежде всего простираний в платформенные этажи, главным образом доплитные.

Установление особенностей строения и структурного развития территории Белоруссии и Прибалтики позволило наметить не только общие тектонические закономерности размещения, но и определить более частные локальные зависимости распределения основных полезных ископаемых региона, и прежде всего нефти и газа, горючих сланцев, углей, каменных и калийных солей, железных руд, лавсонита, подземных минерализованных вод и др. [20—23 и др.].

Литература

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Климович И. В. Юго-Западное звено Волынского-Среднерусского линейного элемента в позднем протерозое.— В кн.: Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981, с. 81—100.
2. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линейный элемент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 41—51.
3. Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Белорусского массива и их структурное положение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 35—47.
4. Берзинь Л. Э., Востоков Е. Н., Канев С. В. Строение акваториальной части Балтийской синеклизы.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 41—48.
5. Бондаренко Б. В. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным.— В кн.: Геология и перспективы металлогенности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1965, с. 28—38.
6. Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В. Формирование крупных отрицательных структур древних платформ (на примере Подляско-Брестской впадины).— Геотектоника, 1976, № 4, с. 3—15.
7. Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В., Вишняков И. Б. и др. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий.— В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981, с. 44—61.
8. Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.
9. Дранник А. С. Тектоника и стратиграфия Словечанско-Овручской возвышенности в северной части Украинского щита.— Геотектоника, 1968, № 3, с. 70—76.
10. Конищев В. С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.
11. Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики. Вильнюс, 1978. 123 с.
12. Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Гулис Л. Ф. Стратиграфическая схема рифея Белоруссии.— В кн.: Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981, с. 13—22.
13. Муратов М. В., Миконов В. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 11, с. 3—35.
14. Мушенко А. И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 96 с.
15. Нагорный М. А. О двух типах структур Волынского-Среднерусской системы прогибов.— В кн.: Геологическое изучение территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1979, с. 32—36.
16. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977.
17. Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1979. 103 с.
18. Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск: РИСО АН БССР, 1974. 116 с.
19. Горелик З. А., Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцупов П. В., Макаревич В. Н.— В кн.: Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1968. 203 с.

20. Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 200 с.
21. Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград, 1978. 137 с.
22. Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979. 92 с.
23. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
24. Тектоническая карта Белоруссии масштаба 1:500 000/Гл. ред. Гарецкий Р. Г. М.: ГУГК, 1977.
25. Тектоническая карта Прибалтики масштаба 1:50 000/Ред. Сувейздис П. И. М.: Аэрогеология, 1980.
26. Тектоническая терминология Белоруссии и Прибалтики (локальные структуры). Минск: Наука и техника, 1979. 208 с.
27. Хаин В. Е. Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
28. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1, с. 27—62.
29. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями: Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37—56.
30. Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа.— Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964, с. 544—553.
31. Эйнасто Р. Э., Пуура В. А. К тектонической интерпретации силурийского литофацциального профиля Балтийского бассейна.— В кн.: Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии, Таллин, 1980, с. 90—94.

Институт геохимии и геофизики
АН БССР
Минск

Поступила в редакцию
25.V.1982

УДК 551.24+553(574)

АБДУЛИНА А., ШЛЫГИНА Е.

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ КАЗАХСТАНСКОГО И СРЕДНЕАЗИАТСКОГО СЕГМЕНТОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Рассмотрены особенности тектоники и истории развития Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского пояса. Показана эволюция строения земной коры региона. Обсуждается связь тектоники и особенностей металлогении Казахстана и Средней Азии.

Казахстан и северо-восточная часть Средней Азии (Тянь-Шань) отличаются особо сложным и разнородным геологическим строением, различной ориентировкой тектонических структур, своеобразными особенностями геологического развития. Поэтому естественно, что эта территория привлекала и до сих пор привлекает внимание специалистов по тектонике и металлогении и считается удобным полигоном для проверки тектонических гипотез. Геологии и тектонике этой территории посвящено огромное количество публикаций геологов различных советских социалистических республик, как местных геологических центров — Алма-Аты, Ташкента, Фрунзе, Душанбе, так и общесоюзных — Москвы, Ленинграда, Новосибирска и др.

Представления о региональном тектоническом строении Казахстана и Средней Азии, заложенные Н. Г. Кассиным, Н. С. Шатским, Д. В. Наливкиным, В. А. Николаевым, С. С. Шульцем и др. в 30-40 годы, развиты, дополнены и оформлены на современном уровне А. А. Абдулиным, Н. А. Афоничевым, М. А. Ахмеджановым, А. А. Богдановым, О. М. Борисовым, Л. И. Боровиковым, В. Ф. Беспаловым, Б. И. Борсуком, Р. А. Борукаевым, А. К. Бухариным, В. А. Бушем, Ю. А. Зайцевым, В. И. Кнауфом, В. Г. Королевым, Г. Ф. Ляпичевым, А. Е. Шлезингером, А. Е. Шлыгиным, Е. Д. Шлыгиным, А. Л. Яншиным и мн. др. Не останавливаясь на конкретных часто противоречивых взглядах отдельных исследователей, постараемся дать обобщенное современное представление, как кажется авторам, достаточно объективное, без крайностей и преувеличений отдельных теоретических гипотез.

В настоящее время установлено и, пожалуй, никем не оспаривается принадлежность большей части Казахстана и Средней Азии к Урало-Монгольскому складчатому поясу, дугообразно протягивающемуся с севера до Урала и из Западной Сибири через Казахстан в Среднюю Азию, испытывающему на описываемой территории разворот от меридионального направления на восток и северо-восток и уходящему в пределы Монголии и Китая и далее на Дальний Восток. За его пределами остаются лишь Прикаспийская впадина — своеобразный структурный элемент длительного прогибания, по стабильному развитию наиболее близкий к Восточно-Европейской платформе, и южные районы Советской Средней Азии, где располагаются внешние структурные элементы альпийского средиземноморского складчатого пояса и отделяющие последний от Урало-Монгольского пояса докембрийские Карабогазский, Каракумский и Таджикский стабильные блоки (срединные массивы). В свете современных представлений палеозойские структуры Мангышлака и его западного продолжения должны представлять апофизы Урало-Монгольского пояса, протягивающиеся в западном направлении его южные субширотные ветви.

В объеме журнальной статьи невозможно сколько-нибудь подробно

описать все особенности тектонического строения и развития такого крупного региона, возможно, наиболее сложного и наиболее изученного из внутриконтинентальных глобальных складчатых элементов мира. Мы ограничимся анализом некоторых вопросов, которые, как нам кажется, определяют важнейшие черты его геологического строения и раскрывают историю его развития и как следствие некоторые проявления металлогении. Не делая упора на какую-либо одну из основных противоборствующих гипотез — фиксистскую и мобилистскую, мы постараемся объективно изложить фактические данные, используя современные представления о тектонических структурах пояса [28] и общие принципы тектонических классификаций [25]. В этом плане для описываемой территории нужно отметить два важных факта. Во-первых, горизонтальные перемещения по отдельным сдвиговым разломам, как это доказано во многих случаях, составляют километры и первые десятки километров (например, Чилик-Кеминский разлом в Заилийском Алатау, Каратау-Таласский и др.), а суммарные амплитуды перемещений по системам разрывов могут достигать сотни километров. Естественно, что на фронте перемещений возникали зоны сжатия и надвигов или раздвиги, где горизонтальные перемещения также могли быть значительными [23]. Во-вторых, существование многочисленных выходов континентальной коры докембрия (архей — нижнего протерозоя), общность разрезов на этих выходах, начиная от Уралтауского (Башкирского) антиклинория до восточных районов Казахстана [27], не дают возможности предполагать существование крупных океанических бассейнов с типичной корой океанического типа уже в позднем протерозое и палеозое. Это свидетельствует о том, что ни фиксистские, ни мобилистские гипотезы в своих крайних вариантах для нашей территории не приемлемы и заставляют сочетать определенные аспекты этих воззрений [2].

Геосинклинальный режим, который существовал на описываемой части Урало-Монгольского пояса в течение палеозоя и отчасти позднего докембрия, окончательно сменился платформенным в начале триасового периода, но относительную стабильность отдельные его площади приобретали неодновременно и можно выделять области разновременной консолидации (завершающей складчатости), земная кора которых после деструктивных явлений или раздвигов вновь приобретала черты континентальной.

Таким образом, вследствие чередовавшихся процессов деструкции (деградации) земной коры, раздвигов и консолидации на территории Казахстана и Средней Азии возникли и обособились срединные массивы I и II типа, линейные складчатые структуры, пояса ультрамафитов и офиолитов (шовные зоны), структурно-формационные зоны различного типа [21], зоны глубинных разломов [23] и т. п. Общая картина отличается сложностью и неоднородностью [6].

В пределах описываемой части Урало-Монгольского пояса по возрасту и территориальному положению выделяется несколько крупных структурных элементов — складчатых систем. Центральное положение занимает каледонская сложнопостроенная Кокчетав-Тянь-Шаньская система, значительную часть которой занимают крупные относительно устойчивые блоки — срединные массивы I типа [24]. Хотя площади некоторых из них значительны и в их пределах вулканогенно-осадочные толщи отсутствуют совершенно, тектоно-магматические процессы проявлены практически повсеместно. Это позволяет объединять их в систему с прогибами, в которых накапливались геосинклинальные осадки с различной долей вулканитов. Вторая каледонская, Чингиз-Тарбагатайская система представляет виргацию Кокчетав-Тянь-Шаньской. Каледонские системы разделяют герцинские, среди которых выделяют Уральскую, Мангышлакскую со сложными срединными массивами, Южно-Тянь-Шаньскую, Джунгаро-Балхашскую, Зайсанскую. Нужно отметить некоторую условность в их выделении, но подобное деление используется чаще всего. Иногда выделяют Еремантау-Заилийскую и Северо-Тянь-Шаньскую системы, обособляя отдельно стабильные блоки [6].

Среди многочисленных проблем тектоники Урало-Монгольского пояса Казахстана и севера Средней Азии мы остановимся на нескольких и рассмотрим: а) начальные этапы геосинклинального развития пояса, б) блоковое строение и шовные структуры, в) пульсационность развития, г) процессы консолидации.

Начальные этапы развития геосинклинального режима. К раннегеосинклинальному этапу, как правило, относят формирование вулканогенных существенно кремнисто-спилито-диабазовых толщ, обычно слагающих видимое основание в эвгеосинклинальных зонах. Это широко распространенное мнение сейчас уже не кажется вполне достоверным и развитие поясов неогей предполагается с рифея [8]. Изучение позднепротерозойских толщ в Северном Тянь-Шане, Урале, в Каратау, Улутау и других районах Казахстана подтверждает эту идею и показывает, что этот вопрос решается не столь просто. Изучение проблемы байкальской складчатости приводит исследователей к противоречивым выводам. Определение тектонических условий позднепротерозойского осадконакопления затруднено. Это объясняется в первую очередь слабой обнаженностью верхнепротерозойских толщ, перекрытых на обширнейших площадях более молодыми образованиями, их относительно малой выдержанностью, тектонической «нехарактерностью» и т. п. Однако отсутствие типичных орогенных комплексов «байкалид» заставляет думать об отсутствии законченного байкальского тектонического цикла на описываемой территории и на более тесную связь вендских, позднерифейских отложений с тектоническими процессами в палеозое.

Время заложения Урало-Монгольского геосинклинального пояса, как сказано, обычно относят к венду — началу кембрия. Именно в это время началось формирование характерных эвгеосинклинальных комплексов и появление раздвиговых структур. Но, по-видимому, такая точка зрения нуждается для описываемой площади в пересмотре, что сейчас и делается. Изучение позднепротерозойских отложений вызывает споры по проблемам байкальской складчатости. Существующие представления о байкальской складчатости даже в западных зонах Уральской системы и на юго-западе Сибирской платформы оспариваются [15], и обосновывается мнение о том, что рифейские отложения этих зон представлены платформенными и рифтовыми формациями.

В Северном Тянь-Шане позднепротерозойские отложения отличаются сложностью становления, внутренними несогласиями и магматизмом [5, 18, 19]. То же наблюдается и в Среднем и Южном Тянь-Шане [1]. При всей близости к геосинклинальным отложениям комплексы этих образований несут своеобразные черты: в них отсутствуют типичные эвгеосинклинальные офиолитовые комплексы раннего этапа развития геосинклинали, магматиты имеют смешанный состав, несут одновременно черты вулканитов собственно геосинклинального и орогенного этапов. Гранитоидные интрузивы, возраст которых нередко спорен, отличаются своеобразием, повышенной щелочностью при умеренной основности (например, кварцевые монцитонитоиды Кумыстинского интрузива в Каратау), хотя иногда их относят и к гранодиоритам (Северный Тянь-Шань). Видимо, этим отложениям на площадях стабильных массивов (например, Атасу-Джунгарском) соответствовали более близкие платформенным кварцито-карбонатные толщи.

Своеобразие средне- и позднерифейских отложений, отлагавшихся в широких плоских прогибах, заставляет думать, что становление Урало-Монгольского пояса началось еще в рифее. Оно не было резким, и образования, которые мы считаем по стандартной схеме, особенно хорошо выраженной Ю. А. Билибиным [7], раннегеосинклинальными, на самом деле такими не являются. Офиолитовый комплекс характеризует, по-видимому, не начало геосинклинального процесса, а его зрелый этап, его кульминацию.

Общая картина перехода к геосинклинальному этапу отражается в образовании пологих обширных прогибов, в которых накапливались различные карбонатно-терригенные осадки [9], дополнявшиеся позднее вул-

канитами. Ю. А. Зайцев [12] относит это время к позднему рифею, когда, по его мнению, складчатостью завершился ранне- и среднерифейский тектонический этап и начали накапливаться платформенные отложения, наращиваемые позднее осадками геосинклинального типа. Другие авторы, особенно занимающиеся Северным Тянь-Шанем, придают байкальской складчатости большее значение [18].

Эволюция протерозойских образований самого начала геосинклинального процесса может быть прослежена на примере хр. Каратау, входящего в каледонскую Кокчетав-Тянь-Шаньскую складчатую систему. Здесь [20] разрез нижнего — среднего рифея начинается маломощными (первые сотни метров) карбонатными, глинисто-карбонатными, тонкозернистыми терригенными, иногда углеродистыми отложениями, близкими по мощностям и составу к платформенным образованиям. Они сменяются вулканогенной толщей (кайнарская свита) верхнего рифея, в которой наряду со средними и основными ассоциируются кислые эффузивы. Последние широко распространены и в других районах Тянь-Шаня (свита Большого Нарына) и Казахстана и могут знаменовать начало геосинклинального процесса [14]. Выше несогласно расположена Улутауская серия венда, представленная карбонатно-сланцевыми отложениями, песчаниками и тиллитоподобными конгломератами. Мощность и толща умеренные. В других районах на этом уровне развиты также красноватые терригенные и в меньшей степени вулканогенные породы. Состав довендских образований свидетельствует о том, что уже в это время доминировали условия растяжения, чередовавшиеся с локальными сжатиями и поднятиями. В некоторых районах (Северо-Западный Каратау) предвендские (?) поднятия, складчатость и сжатия очевидны и им сопутствовал магматизм, но в других районах такие движения были менее очевидными. Этот этап можно было бы назвать предгеосинклинальным. Но сопряженность с геосинклинальными процессами противоречит этому, может быть его следует называть протогеосинклинальным.

Эволюция геосинклинального развития выразилась в конце венда и в кембрии в переходе к активным растягивающим движениям, формированию ранних эвгеосинклинальных комплексов, излияниям недифференцированных вулканитов толеитового и щелочноземельного типа в главных зонах растяжения, где, может быть, в континентальной коре возникли «зияния» гранитного слоя, где земная кора по своему строению стала близкой к океанической и не исключено, что была почти «обнажена» верхняя мантия («перидотитовый слой»). Для описываемой территории завершение этого этапа отличается четко выраженным сжатием, закрытием раздвиговых зон, связанным с выжиманием интрузивных и протрузивных масс ультрамафитового и основного состава, и формированием ультрамафитовых поясов [2].

Положение ультрамафитовых поясов, значительная часть которых не подверглась гранитизации, не перекрыта более молодыми образованиями или намечается по геофизическим данным, определяет раннегеосинклинальное строение описываемой территории. Их размещение в первую очередь определяет контуры относительно стабильных блоков.

Насколько можно судить по имеющимся данным, возраст ультрамафитовых поясов каледонской эпохи описываемой территории большей частью отвечает концу кембрия — началу ордовика, но, возможно, он не всегда идентичен. Во всяком случае на южном фланге Уральской системы крупнейший Кимперсайский массив, а с ним и весь Кимперсайско-Даульский пояс считаются сейчас досилурийскими, без более подробного уточнения. Массивы Боровского пояса (Кокчетавская глыба) считаются раннекембрийскими, но их взаимоотношения с кембрийскими отложениями не известны.

Интересно отметить, что ультрамафитовые пояса в ряде случаев непосредственно пересекают древние стабильные блоки (срединные массивы), особенно на флангах, затухая в их пределах [11]. Такие внутриблоковые швы с ультрамафитами можно видеть на продолжении Джалаир-Найманского пояса в Улутау-Карсакапском массиве. Возможно, что

меридиональный пояс ультрамафитов этого блока также является раннекаледонским. Полагают, что массивы Боровского пояса ультрамафитов, находящиеся в обрамлении Кокчетавского массива (Кокчетавской глыбы), сформировались в период раннегеосинклинального режима в смежных прогибах.

Геосинклинальный режим ранних этапов сопровождался активной гидротермально-осадочной деятельностью — излияниями глубинных растворов на подводную поверхность литосферы и накоплением осадков гидротермального генезиса как в зонах прогибов, так и на смежных погружающихся стабильных блоках (яшмы и другие кремнистые породы, некоторые карбонатные породы, фосфориты и т. п.).

Блоковое строение и шовные структуры. Ведущей чертой Урало-Монгольского складчатого пояса является его сложное мозаичное строение, не только в казахстанской и среднеазиатской частях, но и в Салаиро-Саянской области, в Монголии, под чехлом эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. Пояс, по общему признанию, состоит из относительно устойчивых внутригеосинклинальных блоков и относительно подвижных зон, различающихся своей мобильностью, интенсивностью и глубиной проявления геосинклинального режима на разных отрезках времени, в различных частях его территории. Такие блоки представляют собой реликты раздробленного догеосинклинального фундамента, в различной степени переработанные геосинклинальными процессами, или области каледонской ранней консолидации. И те, и другие обычно именуют срединными массивами. В этом разделе основное место мы уделяем реликтам древней платформы.

Пожалуй, первым, кто отчетливо указал на блоковое строение Казахстана и севера Средней Азии, был Н. Г. Кассин [17], проследивший на известных к тому времени материалах положение устойчивых блоков (микроконтинентов) в течение геосинклинального и складчатого развития казахской части Урало-Монгольского пояса, начиная от докембрия. Эти взгляды прошли проверку временем, испытав некоторые модификации, и их сейчас разделяет подавляющее большинство исследователей. Важнейшие выделенные Н. Г. Кассиным устойчивые структурные элементы учитываются во всех современных тектонических схемах.

Проблема срединных массивов активно обсуждалась на Всесоюзном совещании в 1974 г. Срединным массивам Урало-Монгольского пояса было уделено большое внимание [24]. В то же время доминирует идея, что блоковое строение геосинклинальных областей, существование срединных массивов — характерная черта не только палеозойского геосинклинального развития Казахстана и Средней Азии, но и других поясов — палеозоид Европы, Средиземноморского пояса и т. д. В нашем регионе срединные массивы выражены особенно отчетливо, поскольку здесь не выдерживается линейность структур и можно видеть их разворот и дугообразность. Срединные массивы хорошо видны в палеозойской структуре Европы (Чешский, Центральный, Французский массивы и т. д.), на северо-востоке СССР (Охотский, Омолонский и другие массивы). Большое число срединных массивов выделено в альпийском средиземноморском складчатом поясе (Родопский, Анатолийский, Иранский и др.). В современных тектонически активных областях, для которых можно предполагать близкий к древнему геосинклинальному режим, также можно найти прогибы (шовные структуры) и отдельные блоки («микроконтиненты») с близкой к континентальной земной корой. Такие области лучше всего видны на участках разворота, изгиба региональных подвижных поясов (Индонезийский архипелаг, Карибская дуга и т. п.)

Существование блоков и разделяющих их шовных зон отчетливо выявилось на ранних этапах геосинклинального развития, когда погружение широких линейных зон позднего протерозоя сменилось раздвигами венда — кембрия и особенно после первых сжимающих движений, сформировавших в конце кембрия — начале ордовика тела ультрамафитов. Амплитуды раздвигов почти не поддаются оценке, но можно думать, что они составляли десятки километров и едва ли не первые сотни, т. е. они

должны соответствовать порядку сдвиговых перемещений в диагональных зонах.

В зонах раздвигов земная кора имела близкие к океанической черты строения. Здесь происходили извержения вулканитов спилит-диабазового ряда, но общее строение таких зон остается в значительной степени невыясненным.

Последующие сжимающие усилия закрыли зоны раздвигов, привели к скучиванию осадков и вулканогенных толщ, вызвали внедрение ультрамафитов в форме интрузий и протрузий, становление габбро-плагиогранитных комплексов. Развитие шовных структур — отдельных геосинклинальных прогибов — определило положение и форму срединных массивов, о первоначальных очертаниях которых, видимо, правильнее всего судить по положению ультрамафитовых поясов. Контуры блоков не всегда видны отчетливо, поскольку их краевые зоны, особенно после ранней инверсии центральных зон раздвигов и формирования ультрамафитовых поясов, испытывали погружения. В них накапливались толщи определенного состава, различного в разных крыльях структуры. В целом положение главных шовных зон и контуры блоков практически не менялись после ранней инверсии, хотя на отдельных участках появлялись новые шовные структуры, но их сравнительно немного и время их становления было ограниченным (ранний карбон).

В Казахстане и Средней Азии выделяется до 14 отдельных стабильных докембрийских блоков (срединных массивов), наибольшие из них — Кокчетавский, Улутау-Карсакпайский, Атасу-Джунгарский, Моюнкум-

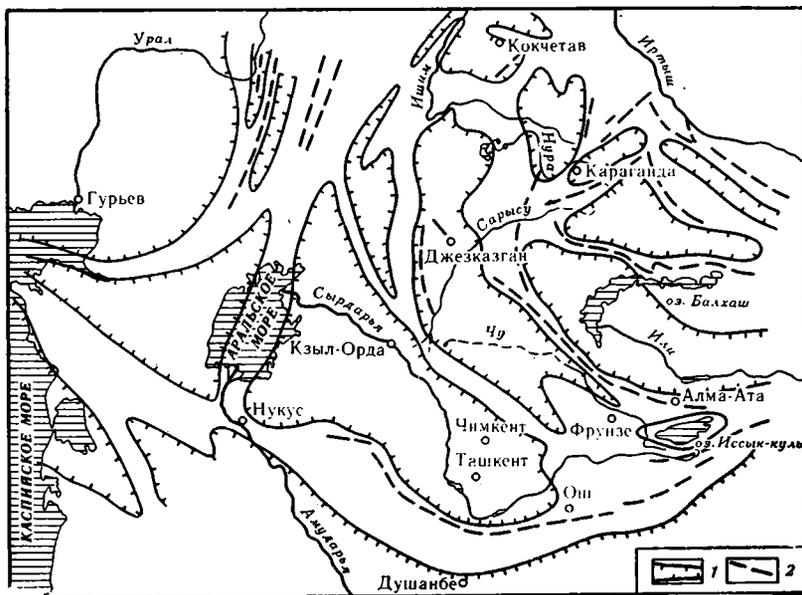


Рис. 1. Схема размещения важнейших срединных массивов и шовных структур в пределах Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса

1 — ориентировочное положение контуров относительно устойчивых докембрийских (срединных массивов), 2 — предполагаемое положение важнейших шовных структур, определенное по ультрамафитовым поясам

ский, Кызылкумский, Южно-Тургайский, Северо-Устюртский (рис. 1). Особенности срединных массивов очень разнообразны. Среди них есть в значительной мере обнаженные (Кокчетавский, Улутау-Карсакпайский) и перекрытые в той или иной мере средне-позднепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими отложениями. Степень геосинклинальной переработки их также сильно колеблется [13]. Практически все блоки или по крайней мере их части испытали сильную деструкцию, прогибание,

магматизм и складчатость, и о наличии срединных массивов можно судить лишь по выходам высокометаморфизованных пород в осевых зонах антиклинориев, обломкам пород, вынесенных магматическими продуктами, по общей геологической обстановке (палеогеографическому и палеотектоническому анализу).

В ордовикском периоде в области каледонской консолидации активная переработка блоков происходила вдоль тектонических швов — замкнувшихся зон раздвигов. Интересно, что фациальный состав отложений в различных крыльях раннеордовикских линейных поднятий существенно отличался. Это особенно хорошо видно вдоль Заилийской, Джалаир-Найманской, Еремантауской шовных структур, по южной и западной периферии которых развиты вулканогенные отложения, а на востоке — терригенные флишеидные толщи.

В некоторых блоках, в настоящее время принадлежащих областям герцинской консолидации, прогибания и деструкция продолжались unabated в ордовикское, силурийское и даже в девонское и раннекаменноугольное время, как это показал Н. А. Афоничев [3, 4] для Джунгаро-Балхашской системы.

Интересно отметить, что шовные структуры, фиксируемые поясами ультрамафитов, далеко не всегда сопровождалась деградацией и перестройкой коры. Для Улутауского, Боровского и некоторых других поясов создается впечатление, что становление молодых альпинотипных ультрамафитов не сопровождалось прогибанием ни до их внедрения, ни после становления пояса, поскольку они залегают непосредственно среди древних регионально метаморфизованных толщ внутри срединных массивов [11, 14]. Возможно, в некоторых случаях такие цепочки ультрамафитовых тел представляют продолжения типичных офиолитовых поясов (например, выходы ультрамафитов Эскулинского поднятия находятся на продолжении Джалаир-Найманского пояса, если его трассировать прямолинейно, однако общее направление каледонских геологических структур делает юго-западнее этого поднятия разворот на север).

Пульсационность развития. Пульсационность движений, чередование сжимающих и растягивающих движений — обычные особенности развития геосинклинальных областей — весьма характерны и для описываемых сегментов Урало-Монгольского пояса [16, 22]. Пульсационность движений отражена в первую очередь в многочисленных несогласиях, особенно хорошо и часто наблюдаемых в шовных (межблоковых) прогибах и в краевых прогнутых частях блоков на инверсионных этапах, но затухает в центральных частях блоков, слабо затронутых прогибанием и соответствующими деструктивными явлениями в земной коре, которые придавали ей пластичность.

В развитии геосинклинальных процессов в данной части Урало-Монгольского пояса последовательно сменялись периоды преобладания сжатия и растяжения. На этот общий фон накладывались этапы растяжения и сжатия меньшего порядка, и, изменяясь в интенсивности проявления отдельных видов движений, одна тенденция сменялась другой.

Условия преобладания тенденции к растяжению характеризуются общими морскими трансгрессиями, появлением зон раздвига с субокеанической корой, излияниями мантийных базальтовых магм, проникновением на поверхность глубинных флюидов. Период сжатия отличается становлением поясов ультрамафитов, какой бы генезис им ни придавали, интрузиями габбро-плагиогранитов, частыми фазами складчатости, локальными линейными поднятиями, а затем и общей инверсией с внедрением крупных батолитовых тел гранитоидов.

В Казахстане и северных районах Средней Азии в цикле позднепротерозойско-палеозойского геосинклинального развития намечаются два главнейших мегаэтапа растяжения и два последующих мегаэтапа преобладающего сжатия, соответствующие каледонской и герцинской тектоническим эпохам. Они относятся к единому большому геосинклинальному циклу, но проявились по-разному в различных областях. Отдельные мегаэтапы далеко не идентичны по своему геологическому смыслу,

а отражают естественное поступательное геологическое развитие. В каждом из мегаэтапов намечаются отдельные пульсации — периоды растяжения и сжатия, отражающиеся в местных трансгрессиях, несогласиях, внедрениях интрузивных пород, излияниях вулканитов разного состава, формировании гидротермально-осадочных образований.

Эпоха растяжения раннего мегаэтапа охватывает поздний протерозой и кембрий. В пределах устойчивых блоков эти отложения часто залегают без отчетливых внутренних несогласий (например, Атасу-Джунгарский блок) при сохранении своеобразия накапливающихся толщ. В других случаях (Каратау-Таласская, Большекаратауская, Терская зоны) несогласия в этих толщах отмечаются, но в целом направленность геологического развития не изменяется, эволюционируя в сторону повышения «эвгеосинклиальности» и смены терригенных и карбонатных толщ вулканогенными эвгеосинклинальными (Киргизская и Таласская зоны — эволюция в период позднего рифея, венда, кембрия).

Пульсационность процессов особенно нарастает на мегаэтапе общего сжатия в инверсионный этап (в ордовике и силуре) в области каледонид. Для этих отложений в шовных структурах и зонах прогибания, где деструкция была значительной, а пластичность коры достаточно высокой, возрастает число внутренних несогласий и прослоев конгломератов (например, в Чу-Балхашском районе). В то же время в некоторых структурных элементах тектонические движения практически отсутствовали (хр. Каратау).

Второй мегаэтап, в котором доминировали растягивающие движения, начался, видимо, в девонское время; возможно, что об этом свидетельствует формирование девонского вулканического пояса и перемещение гранитоидной магмы. Это как будто подтверждает трансгрессия и расширение геосинклинальных морских бассейнов в раннем девоне на периферии Джунгаро-Балхашской системы (особенно в Джунгарском Алатау) и в среднем девоне на периферии Зайсанской системы (Рудно-Алтайская зона). С этим связана активизация геосинклинального режима в Южно-Тянь-Шаньской системе. Несколько запаздывали растягивающие движения в Уральской системе, где переход к этому этапу падает, видимо, на вторую половину (конец?) девонского периода.

Глобальные растягивающие усилия в конце девонского периода и начале карбона выражены явственно. Они сказались в широкой трансгрессии и опусканиях на обширных территориях и не только в сохранившихся геосинклинальных областях, но и на площадях консолидированных до девона и в девоне массивов. В некоторых зонах активного растяжения происходили излияния глубинных гидротермальных растворов. В это время раздвиги нарушили цельность земной коры и создали условия для формирования ультрамафитовых тел. Общая тенденция к растяжению нарушалась отдельными импульсами сжатия, приведшими, например, к консолидации юго-западной и северной периферии Джунгаро-Балхашской системы и на западе южного фланга Уральской системы в среднем девоне, но общая картина достаточно отчетлива.

Кульминация растягивающих усилий, видимо, падает на визейский век, после чего начался новый мегаэтап, характеризующийся вновь преобладанием тенденции к сжатию. Эта смена, как и в конце кембрия — начале ордовика, выразилась во внедрении тел ультрамафитов и формировании ультрамафитовых поясов в Зайсанской, Уральской и Южно-Тянь-Шаньской системах и отдельных тел ультрамафитов в Джунгаро-Балхашской системе (камкорский, джунгарский комплексы).

Дальнейшее послевизейское развитие шло при преобладании сжимающих усилий, которые выразились в несогласиях, общей инверсии и консолидации во второй половине карбона и орогенных движениях. Интенсивность процессов постепенно снижается после среднего карбона, когда последовавшая консолидация превратила всю площадь казахстанской и среднеазиатской частей Урало-Монгольского пояса в молодую платформу.

Процессы консолидации. Смена собственно геосинклинального режи-

ма орогенным, которому соответствует консолидация и перестройка земной коры с формированием гранитного слоя (если он был деградирован или отсутствовал в зонах раздвига) [10]. Часто со временем консолидации совпадает главная фаза складчатости, но иногда несогласия между позднейинверсионными и орогенными отложениями отсутствуют (например, в Джельтауской зоне Кокчетав-Тянь-Шаньской системы между силуром и нижним девоном, в Карачатырской зоне Южно-Тянь-Шаньской системы между средним — верхним карбоном и пермью и т. д.). Тем не менее и в зонах согласного залегания инверсионных и орогенных комплексов отмечаются поднятия и смена морских отложений континентальными, формирование субсеквентных вулканических поясов.

По-видимому, складчатые движения и локальные поднятия позднего протерозоя, кембрия и первой половины ордовика не приводили на описываемой территории к консолидации сколько-нибудь заметных территорий и не создавали консолидированных областей (срединных массивов II типа). Ранняя консолидация отдельных блоков, возможно, имела место в пределах Салаиро-Саянской системы, но эту систему мы не рассматриваем. Консолидация проходила в различной степени. Иногда она приводила к появлению тектонического режима, близкого к платформенному (квазиплатформенному, субплатформенному), но иногда после нее происходили магматические, в том числе интрузивные процессы, а тектоническая жизнь была сравнительно активной. Такие области неустойчивой консолидации находятся в краевых частях вновь образованных консолидированных блоков. Иногда краевые зоны вновь приобретали собственно геосинклинальный режим или своеобразный режим, близкий к геосинклинальному.

На описываемой территории первая эпоха консолидации прошла в конце ордовика, когда Кокчетавский, Улутауский, Кызылкумский, Муюнкумский и другие блоки и разделяющие их зоны испытали складчатость и инверсию (рис. 2). Дальнейшие тектонические процессы в силу-

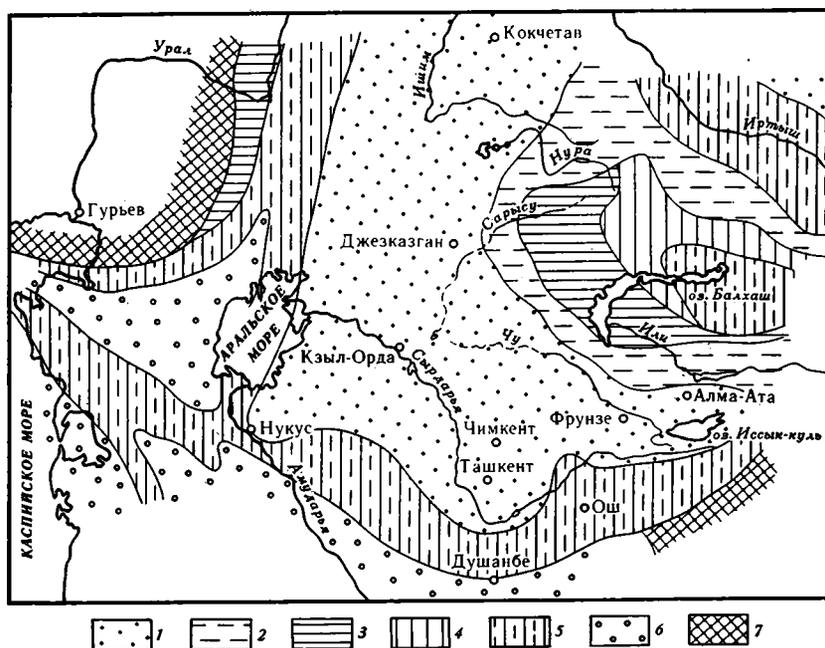


Рис. 2. Схема размещения областей разновозрастной консолидации в пределах Казахского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса. Области консолидации: 1 — позднеордовикской (таконской), 2 — силурийской (чингизской), 3 — среднедевонской (тельбесской), 4 — раннекаменноугольной (саянской), 5 — средне- и позднекаменноугольной (саянской), 6 — срединные массивы, сильно затронутые герцинскими тектоно-магматическими процессами, 7 — докембрийские Восточно-Европейская платформа и Таримский массив

рийском периоде привели к консолидации Чингиз-Тарбагатайской системы, которая стала играть роль мегантиклинория между явно остаточной продолжавшей унаследованное геосинклинальное развитие Джунгаро-Балхашской системой и, возможно, также остаточной Зайсанской системой, а также нарастили с востока сформированный в конце ордовика Казахстано-Тянь-Шаньский массив каледонской консолидации.

Каледонская консолидация выразилась в формировании дугообразных структур, крупные антиклинории и синклинории и гранитоидные пояса которых меняют простирание. Казахстано-Тянь-Шаньский консолидированный массив, особенно если относить к нему Чингиз-Тарбагатайскую систему, имеет явно полукольцевой дугообразный облик. Нарастивание его консолидированными площадями в дальнейшие эпохи создало своеобразную картину «казахстанских тектонических дуг», выявленную Е. Д. Шлыгиным [26].

Следующие этапы консолидации относятся совершенно условно к герцинской эпохе. Наиболее отчетливо последовательное сокращение области с геосинклинальным режимом отмечается в Джунгаро-Балхашской системе. Здесь можно выделить области среднедевонской (тельбесской), раннекаменноугольной (средневизейской) и среднекаменноугольной консолидации. Зайсанская и Южно-Тянь-Шаньская системы были консолидированы в среднекаменноугольное (для Южно-Тянь-Шаньской, возможно, и позднекаменноугольное) время. Южные районы Уральской системы испытали консолидацию в среднедевонское (западные зоны) и среднекаменноугольное (восточные зоны) время.

Процессы консолидации превратили в среднекаменноугольное время описываемую территорию в стабильную область, орогенные явления в которой (в первую очередь становление вулканических поясов) продолжались во многих районах (на площадях наиболее поздней консолидации и смежных с ними) вплоть до начала триасового периода. В это время возникла Евразийская платформа, включающая древние платформы — Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайскую — и другие меньшие стабильные массивы, а также районы сформированной в палеозое молодой платформы. Порой время окончательного перехода продвигают до юры включительно, однако локальность распространения юрских прогибов, особенности их положения и фациального состава отложений, трапповый (платформенный) тип юрского и триасового магматизма свидетельствуют об авлакогенном этапе существования молодой платформы во второй половине триаса и юрском периоде.

Анализируя приведенные выше данные, можно по тектонике Урало-Монгольского пояса сделать некоторые выводы, имеющие не только региональный, но и общий тектонический смысл. Их нельзя игнорировать при построении общих тектонических гипотез.

1. Формирование казахстанского и среднеазиатского сегментов происходило в пределах площади древней платформы. Данных, которые бы говорили о существовании на этой территории океанических бассейнов, не имеется.

2. Этапу, который обычно называется раннегеосинклинальным, предшествовало формирование в позднем рифее (а может быть и ранее) прогибов со специфическими вулканогенно-осадочными отложениями. Эти прогибы были близки к авлакогенам древних платформ, но отличаются переходом при дальнейшем геологическом развитии в геосинклинальные области.

3. Кульминации растягивающих движений отразились в раздвигах континентальной коры — возможно, со вскрытием «базальтового» и даже мантийного («перидотитового») слоев, что облегчало внедрение и выход на поверхность подкорковых ультрамафитов. Земная кора в этих зонах за счет раздвиговых движений и за счет базификации (деструкции) приобрела строение, близкое к океаническому с зияниями в гранитном слое.

4. Явления растяжения и сжатия периодически сменяли друг друга,

причем в тектонических процессах имела место определенная ритмичность. Наиболее грубые ритмы выражены в преобладании тенденций к растяжению на мегаэтапах — поздний рифей — кембрий и девон — начало каменноугольного периода до среднего визе и в преобладании сжатия на мегаэтапах ордовик — силур и визе — пермское время. На фоне общей тенденции проявлялись периодические движения противоположного знака, что определяет ритмичность более высоких порядков. Она выражается в фазах складчатости, трансгрессиях, регрессиях и т. п.

* *
*

Сложные тектоно-магматические процессы геосинклинального развития определили не менее сложную картину распределения полезных ископаемых во времени и пространстве. Не останавливаясь на особенностях размещения экзогенных и собственно магматических полезных ископаемых, рассмотрим закономерности положения некоторых важных эндогенных (пневмато-гидротермальных) месторождений, более тесно зависящих от тектонических условий. Хотя принципы их размещения в Казахстане и северных районах Средней Азии в целом подчиняются общим закономерностям, установленным еще Ю. А. Билибиным [7] и др., в их локализации есть особенности, зависящие от блокового строения и пульсационного развития, на которые обращается недостаточное внимание.

В качестве наиболее характерных примеров проанализируем тектоническую позицию некоторых важных групп месторождений полезных ископаемых, имеющих промышленное значение.

Металлогенические зоны с проявлениями хрома, кобальта и никеля, асбеста, талька, приуроченные к ультрамафитовым поясам, распространены на рассматриваемой территории в значительном количестве, но особенно интересны пояса, принадлежащие Уральской складчатой системе (Кемпирсайский досилурский, Аккаргинско-Джетыгаринский раннекаменноугольный) и, возможно, еще Зайсанской (Чарский-Горностаевский), хотя по значению они несравнимы. Их тектоническое положение очевидно: они приурочены к зонам раздвига, возникшим на месте наиболее интенсивных деструкций континентальной земной коры. Степень рудообразования именно в отмеченных выше поясах зависела, возможно, от ширины раздвигов, что влияло на размеры ультрамафитовых тел, от активности более позднемагматических, пневмато-гидротермальных и экзогенных процессов. Возможно, однако, что сама активность раздвиговых процессов в зонах Уральской системы является следствием ее краевого положения в Урало-Монгольском поясе.

Металлогенические зоны с характерной колчеданной и/или золото-рудной жильной минерализацией также, по общему мнению, занимают определенное тектоническое положение. Они совпадают с зонами развития основных и средних вулканитов, как обычно считают, раннегеосинклинального этапа. Такая связь очевидна, но формирование вулканогенных толщ, возможно, и не следует относить к раннему этапу. Они возникают уже после становления ультрамафитовых поясов в смежных с ними зонах. Таковы, в частности, вулканиты силура — девона Мугоджар, возникшие после становления Кемпирсайского пояса ультрамафитов, ордовикские толщи Чингиз-Тарбагатайской системы, также сформированные после внедрения ультрамафитов. После этих вулканитов уже отлагались в первом случае послеинверсионные (фамен и карбон) или во втором — инверсионные (силур) толщи. Короче говоря, формирование колчеданных месторождений в этих районах, по нашему мнению, следует связывать с вулканогенными толщами прогибов, отлагавшимися после возникновения ранних внутригеосинклинальных поднятий и формирования ультрамафитовых поясов, т. е. относить к инверсионному этапу. Колчеданные месторождения появляются не во всех таких вулканогенных поясах, в которых они, казалось бы, должны быть. Типичные объекты отсутствуют, например, около Джалаир-Найманского, Южно-

Тянь-Шаньского, Тектурмасского поясов. Возможно, здесь играла роль глубина изменения строения коры. Колчеданосные зоны от других вулканических зон подобного типа отличаются высокой насыщенностью вулканитами, большими их мощностями при относительно узком латеральном распространении, что свидетельствует о глубине деструкции (деградации) континентальной коры и, возможно, приуроченности их к закрытым к этому времени зонам раздвигов, в которых еще не сформировалась типичная континентальная земная кора (отсутствовал «гранитный» слой).

Существенно свинцово-цинковые промышленные месторождения занимают в описываемой части Урало-Монгольского пояса совершенно определенную региональную геолого-структурную позицию и положение во времени. Практически все они находятся в краевых зонах области каледонской консолидации (на площадях неустойчивой каледонской и среднедевонской консолидации). Такую площадь занимают месторождения рудного пояса, протягивающегося по периферии Казахстанско-Тянь-Шаньского консолидированного массива от Усекского и Текелийского рудного районов в Джунгарском Алатау к Новалы-Кызылэспинскому антиклинорию, Акбастауской и Акжал-Аксоранской рудным зонам и, наконец, к Успенской металлогенической зоне. Можно заметить, что наиболее благоприятны районы среднедевонской консолидации и районы сочленения областей устойчивой и неустойчивой каледонской консолидации. К этим районам приурочены практически все промышленные месторождения Юго-Восточного и Центрального Казахстана.

Хотя о возрасте свинцово-цинковых месторождений этого пояса существуют различные суждения, важнейшее значение фамен-раннекаменноугольного времени (вплоть до раннего — среднего визе включительно) неоспоримо. К этому времени явно приурочены важнейшие месторождения Успенской, Акжал-Аксоранской зон, Туюкского района и др. Более спорным остается возраст месторождений Текелийского района и др., но и для этих объектов возможность позднедевонского — раннекаменноугольного возраста отбросить сейчас нельзя. Таким образом, объекты пояса формировались в условиях относительно слабо консолидированной вновь сформированной континентальной коры во второй мегаэтап растягивающих движений.

Возможно, близкое положение занимает и железорудная минерализация, которая распространена в тех же или смежных районах неустойчивой каледонской консолидации, в ее зонах, близких к области устойчивой консолидации, или в краевых частях последней (Каражалская группа месторождений в Центральном Казахстане, Холзунское на Алтае). Эти месторождения близко синхронны со свинцово-цинковым оруденением, иногда предваряя его промышленные концентрации (Жаильминская мульда). В других случаях, располагаясь на внешней периферии области неустойчивой каледонской консолидации, железорудные месторождения формируются несколько позднее, уже в начале второго мегаэтапа сжатия (Тургайский железорудный пояс).

Рудный Алтай с его многочисленными свинцово-цинковыми и полиметаллическими объектами занимает аналогичную позицию. Районы свинцово-цинкового оруденения находятся в полосе сочленения области каледонской консолидации (Горный Алтай — Салаиро-Саянская складчатая система) и герцинской Зайсанской складчатой системы. Их появление также связано со вторым мегаэтапом растяжения в областях, где деградация (деструкция) земной коры не заходила особенно далеко. Интересно в связи с этим заметить, что в этом рудном поясе наиболее интересные объекты располагаются на площадях относительно неглубокого залегания каледонского фундамента. Там, где залегание каледонского основания более глубокое (Белоубинско-Южно-Алтайская структурно-формационная зона), интенсивность полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения несколько снижена.

Такую же картину можно наблюдать и на западной периферии Казахстанско-Тянь-Шаньского массива каледонской консолидации. Здесь

свинцово-цинковое оруденение также распространяется в пределах области неустойчивой каледонской консолидации, особенно вблизи ее границ с устойчиво-консолидированной областью и с герцинской геосинклинальной системой. В первой позиции расположены месторождения хр. Каратау (Миргалимсай, Ачисай и др.) и для второй — месторождения Кызылкумов (Учкудук и др.), Карамазара (Алтын-Топкан, Кансай и др.), Срединного Тянь-Шаня. Здесь большая часть месторождений также приурочена к площадям, на которых существовал каледонский или более древний фундамент, и они также возникли преимущественно во время второго мегаэтапа растяжения (поздний девон — ранний карбон).

Интересно отметить, что в выделенных тектонических областях распространения свинцово-цинкового оруденения оно относится к различным формациям и генетическим типам: отмечены свинцово-цинковые и полиметаллические колчеданные объекты (стратиформные и жильные), стратиформные барито-серебряно-свинцовые, скарновые, вкрапленные свинцово-цинковые в измененных вулканитах, жильные и т. д. Они залегают в различных породах: в вулканитах, карбонатных и сланцевых толщах. Разнообразие их, вероятно, во многом зависит от локальной обстановки формирования, но их геохимический состав определила общая тектоническая региональная обстановка.

В связи с этим можно считать перспективными области неустойчивой каледонской консолидации, перекрытые мезозойско-кайнозойскими отложениями, в частности районы Тургайского прогиба, особенно пограничную полосу между каледонидами и герцинидами.

Группа меднопорфировых месторождений не имеет столь явно выраженной тектонической позиции. Несомненно, что для их локализации благоприятны площади субсеквентных вулканических поясов разного возраста — девонского, позднепалеозойского с контрастными вулканитами. Хотя такое значение для многих объектов бесспорно, распространение субсеквентных вулканитов еще не определяет формирование медных месторождений этого типа. Не исключено, что важное значение имеет сочетание площадей развития субсеквентной деятельности и древних шовных структур с ультрамафитовыми поясами. Во всяком случае для таких объектов, как Коунрад, Актогай меднопорфирового типа, Успенская, Чатырколь — жильного, не исключено распространение в нижних структурных этажах образований офиолитовых и инверсионных вулкано-генных поясов. В других случаях распространение ультрамафитов в фундаменте предполагать трудно (Коксай в Южной Джунгарии, Сарышаган в Западном Прибалхашье).

Очень характерна тектоническая позиция молибдено-вольфрамовых месторождений. Они возникали уже после полной консолидации той или другой геологической области на мегаэтапах сжатия. Они, как известно, связаны с лейкократовыми гранитами, обычно завершающими развитие гранитоидного магматизма. Такие граниты приурочены к определенным глубинным подвижным зонам, рассекающим консолидированные области. Их ориентировка в линейных выдержанных складчатых системах обычно согласная с общей ориентировкой структурных элементов, но в области с меняющейся ориентировкой последних (Центральный и Северный Казахстан) они занимают самостоятельную позицию и могут рассекать складчатые структуры под разными углами. Несомненно, что при становлении месторождений этой группы существовала земная кора с хорошо развитым гранитным слоем, более спорно, но весьма вероятно предположение о том, что этот слой молодой, вновь сформированный, а области с древней континентальной корой в описываемой части Урало-Монгольского пояса менее благоприятны для их формирования.

Исследования металлогении Казахстана и Средней Азии (К. И. Сатпаев, Х. М. Абдуллаев, А. И. Семенов, Е. Д. Карпова, И. Х. Хамрабаев и др.) установили сложное зональное распределение полезных ископаемых, особенно рудных, находящееся в сложной зависимости от тектономагматической обстановки. Приведенные сведения отражают лишь неко-

торые из них, наиболее интересные с нашей точки зрения. Общая картина значительно сложнее: каждая складчатая система несет свои металлогенические черты, являющиеся следствием специфических особенностей; времени становления, структурного положения, строения, тектонического развития, особенностей магматизма и пневмато-гидротермальной деятельности.

Литература

1. Ахмеджанов М. М., Борисов О. М. Тектоника докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977.
2. Акрамходжаев А. М., Юлдашев Ю. Ю. Геологическое строение и нефтегазоносность Туранской плиты с позиций новой глобальной тектоники.— В кн.: Тектоника молодых платформ и их нефтеносность: Тезисы докладов. М.: Ротапринт, 1981.
3. Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали системы.— Сов. геология, 1967, № 2, с. 33—53; № 3, с. 61—82.
4. Афоничев Н. А. Тектоника Джунгаро-Балхашской складчатой системы и ее обрамления: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1979.
5. Белькова Л. Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. 230 с.
6. Беспалов В. Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000. Объяснительная записка. Алма-Ата: Наука, 1975. 160 с.
7. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Геолтехиздат, 1955. 87 с.
8. Боголепов К. В., Борукаев Ч. Б. Эволюция структур осадочной оболочки Земли.— Геол. и геофизика, 1981, № 9, с. 3—11.
9. Бухарин А. К., Пятков К. К. К вопросу об эвгеосинклиналях, многоэосинклиналях и переходных структурах.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 54—62.
10. Буш В. Л. Средне-верхнепалеозойские формации и структуры Казахстанско-Тянь-Шаньского массива: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: ВНИГНИ, 1975. 66 с.
11. Ведерников Н. Н. Некоторые вопросы геологии и минерагении альпийских гипербазитов.— Сов. геология, 1981, № 10, с. 80—88.
12. Зайцев Ю. А. О выделении среднерифейской складчатости в Казахстане.— Вестн. МГУ, 1974, № 3, с. 32—52.
13. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей овального концентрически-зонального типа на примере палеозой Казахстана: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1980. 36 с.
14. Зайцев Ю. А., Тихомиров В. Г. Геотектоническое положение порфировых формаций.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 66—70.
15. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири.— Гестектоника, 1981, № 5, с. 47—63.
16. Караулов В. Б. Этапность развития западной части Урало-Монгольского пояса в девонском периоде.— Геотектоника, 1981, № 3, с. 48—66.
17. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1947. 257 с.
18. Кнауф В. И., Резвой Д. П. Тектоника. Общий обзор. Улутау-Северо-Тянь-Шаньская и Южно-Тянь-Шаньская складчатые системы.— В кн.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 1972, с. 156—240.
19. Королев В. Г. Стратиграфия. Докембрий.— В кн.: Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Ч. 1, кн. 1. М.: Недра, 1972, с. 38—74.
20. Краснобородкин В. К., Кичман Э. С., Никитченко И. И., Топорова Р. П., Чабдаров Н. М. Стратиграфия. Протерозой.— В кн.: Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Сер. Южноказахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата, 1981, с. 9—24.
21. Ляпичев Г. Ф. Типы структурно-формационных комплексов и мегакомплексов.— В кн.: Металлогения Казахстана. Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозой. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 5—32.
22. Милановский Е. Е. Пульсации и расширение Земли.— возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7.
23. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973.
24. Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. 216 с.
25. Хаин В. Е. Геосинклинали и эпигеосинклинали орогены, их природа и развитие.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, ст. 1, № 6, с. 11—24; ст. 2, № 7, с. 3—24.
26. Шлыгин Е. Д. Некоторые спорные вопросы геологии Казахстана: Из деятельности Казахского геологического кружка при КазФАН.— Изв. Каз. фил. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 8 (26), с. 127—128.
27. Шлыгин Е. Д. Рифей Кокчетавского и Башкирского консолидированного массивов.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 7—15.
28. Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1,

УДК 551.243.8(47+57)

КОГАН А. Б., ХИТАРОВ Ю. Н.

**ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ
ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ СССР**

Излагаются закономерности размещения дизъюнктивных нарушений в пределах платформенных территорий СССР. Показано, что ориентировка разломных зон хорошо согласуется с положением палеокоординат тектонически активных эпох и, следовательно, с тектоникой плит.

Вопросы изучения разломов, их генезиса, размещения и значения в общем ряду геологических явлений привлекают многих исследователей, и по этим вопросам существует обширная литература.

Не претендуя на всеобъемлющее освещение всех проблем, связанных с изучением разломов, авторы попытались выявить лишь основные закономерности разломной тектоники платформенных областей СССР. Для этого необходимо было получить максимальную информацию о крупных разломах и разломных зонах исследуемой территории, что было осуществлено путем решения следующих задач. 1. Выделения линейных элементов из геомагнитного поля. 2. Сопоставления выделенных линейных элементов со свободными картами внутреннего строения и рельефа фундамента СССР с целью установления геологической природы объектов, с которыми связаны линейные элементы геомагнитного поля. 3. Выделения на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов блоков земной коры различных порядков и выявления их связи со структурами фундамента и осадочного чехла.

Наиболее полную информацию по разломам можно получить из геомагнитного поля. Предпосылками для этого являются, с одной стороны, наиболее полная и равномерная изученность территории СССР аэромагнитной съемкой и, с другой — выраженностью дизъюнктивных структур в геомагнитном поле, поскольку к этим структурам, как правило, приурочены внедрения интрузий, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью. Кроме того, даже когда в зоны разломов не интродуцированы породы с повышенными магнитными свойствами, подвижки по ним нарушают структуру геомагнитного поля, и эти нарушения при соответствующей методике интерпретации могут быть выявлены.

Для выделения линейных элементов из геомагнитного поля был использован метод направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией (НСЧФ) [1]. Анализу этим методом была подвергнута карта геомагнитного поля СССР масштаба 1 : 10 000 000, изданная в 1968 г. под редакцией Н. М. Соловьевой. Обработка поля осуществлялась при базе суммирования, обеспечивающей минимальную протяженность выявляемых объектов, равную 340 км. Благодаря этому в результате анализа могли быть выделены только крупнейшие линейные элементы геомагнитного поля СССР, связанные с геологическими объектами протяженностью в сотни и тысячи километров. В результате анализа были получены две веерные группокарты, представленные на рис. 1. На первой веерной группокarte отчетливо видны линейные элементы геомагнитного поля, простирающиеся в угол $\pm 65^\circ$ от вертикали к нижней рамке рисунка (рис. 1, а), а на второй — линейные элементы, простирающиеся в угол $\pm 65^\circ$ от перпендикуляра к боковой рамке рисунка (рис. 1, б).

Как следует из рассмотрения этих результатов, существуют «линементы» геомагнитного поля огромной протяженности. Совершенно ясно, что геологическими объектами, соответствующими столь протяжен-

ным линейным элементам геомагнитного поля, могут быть только разломы земной коры, поскольку никакие пликативные структуры подобной протяженностью не обладают. Таким образом, выбранная методика и масштаб анализируемых материалов позволили выделить «линеаменты» геомагнитного поля, возникновение которых могло быть обусловлено только планетарными разломами.

Сводная карта осей магнитных аномалий, представленная на рис. 2, была получена путем снятия с увязанных между собой веерных групп карт осей наиболее протяженных аномалий. Рассмотрение этой карты показывает, что «линеаментов» геомагнитного поля огромной протяженности много и они, прихотливо пересекаясь, создают очень сложную и на первый взгляд хаотическую картину. Некоторые из них простираются на многие сотни и тысячи километров, целиком пересекают территории платформ, а иногда продолжают и за их пределами.

Большинство выделенных осей магнитных аномалий визуально проследить в наблюдаемом геомагнитном поле не удается. Это подтверждает предположение, что наблюдаемое поле, являясь сложным и интерференционным, содержит в себе обильную информацию, извлечение которой требует специальных методов интерпретации.

Внимательное рассмотрение полученной сводной карты осей магнитных аномалий показывает, что хаотичность осей — кажущаяся, а на самом деле они размещаются закономерно. Все поле осей отчетливо распадается на три области, отличающиеся характером расположения осей аномалий. Четко обрисовываются Восточно-Европейская и Сибирская платформы и разделяющая их Западно-Сибирская плита. Оси аномалий в этих областях образуют геометрически почти правильную сетку, состоящую из двух перпендикулярных друг другу систем. Этими системами платформенные территории СССР расчленяются на практически правильные прямоугольники и ромбы. Сгущения осей аномалий преимущественно одного направления повсеместно образуют достаточно широкие и протяженные зоны.

Очевидно, что понять взаимосвязь выявленных линейных аномалий геомагнитного поля невозможно без комплексной интерпретации всех имеющихся геолого-геофизических материалов.

Сопоставление сводной карты осей магнитных аномалий с известными системами пликативных и дизъюнктивных структур по тектонической карте фундамента территорий СССР масштаба 1 : 5 000 000 (главный редактор Д. В. Наливкин) подтверждает высказанное выше предположение о соответствии выявленных осей магнитных аномалий разломам. Их большая протяженность, выдержанность простираций, прямолинейность — позволяют утверждать, что эти магнитные «линеаменты» по своей природе являются зонами глубинных разломов.

Здесь возникает вопрос о причинах, вызвавших появление этих систем крупнейших дизъюнктивных нарушений. Очевидно, что образование таких гигантских структур, пересекающих обширные области с различным геологическим строением, связано с явлениями планетарного масштаба.

Причинам возникновения планетарной трещиноватости посвящена обширная литература, приводить которую здесь нет необходимости. Согласно наиболее распространенной точке зрения, изменение скорости вращения Земли приводит к возникновению в ее коре напряжений, ориентированных вдоль параллелей и меридианов. Как по направлению этих напряжений, так и диагонально к ним возникают деформации, образующие две главные равноправные (равнозначные) системы планетарных разломов — ортогональную и диагональную.

Однако приведенные здесь материалы находятся в явном противоречии с подобной точкой зрения.

Сопоставление сводной карты осей магнитных аномалий (которые, как уже говорилось выше, в большинстве своем связаны с зонами глубинных разломов) с географическими координатами (рис. 2) показывает, что в пределах различных платформ основные направления прости-

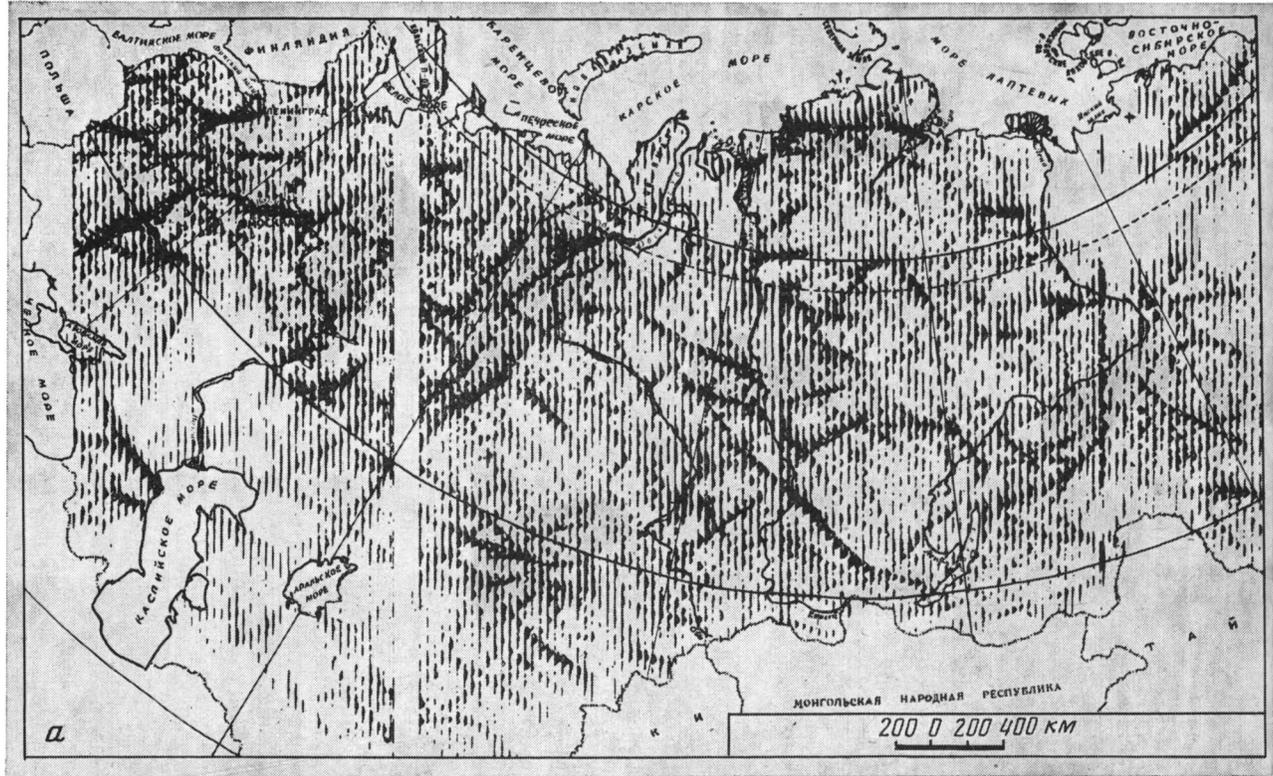


Рис. 1. Верные группокарты линейных элементов геомагнитного поля (объяснение в тексте)

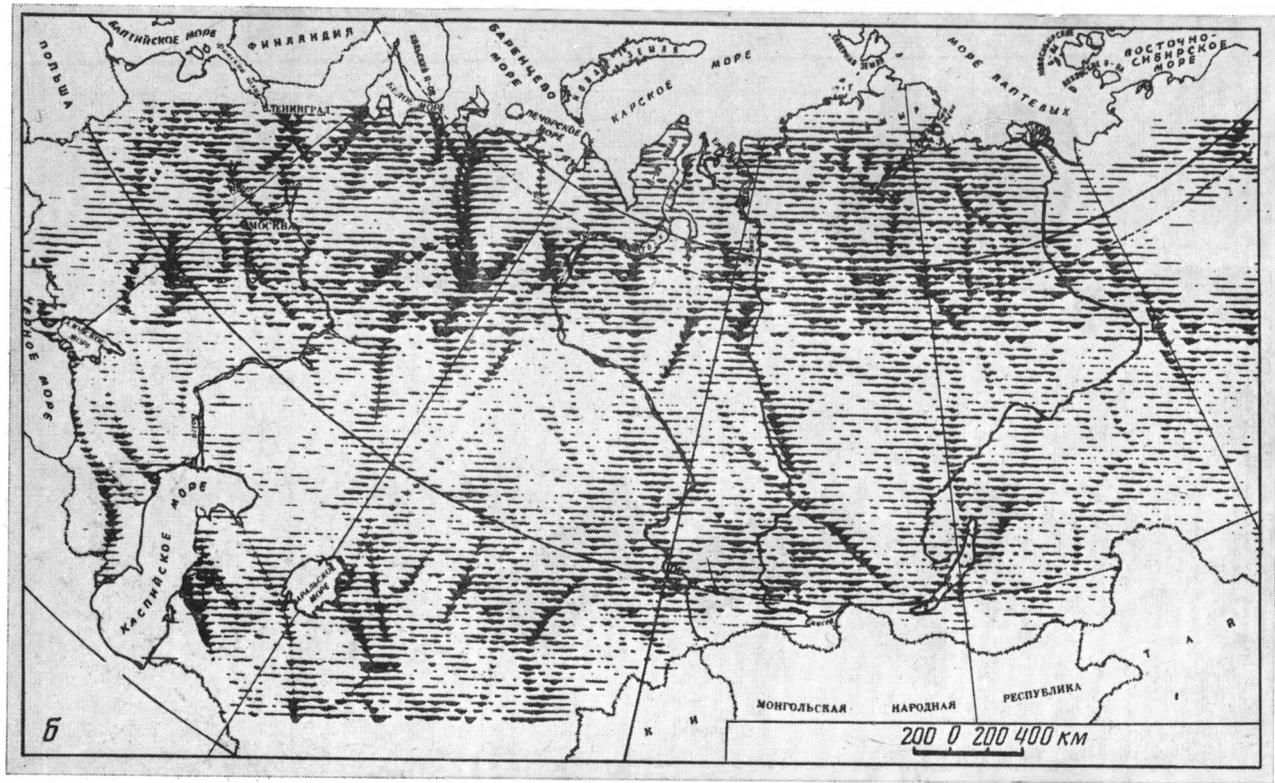


Рис. 16

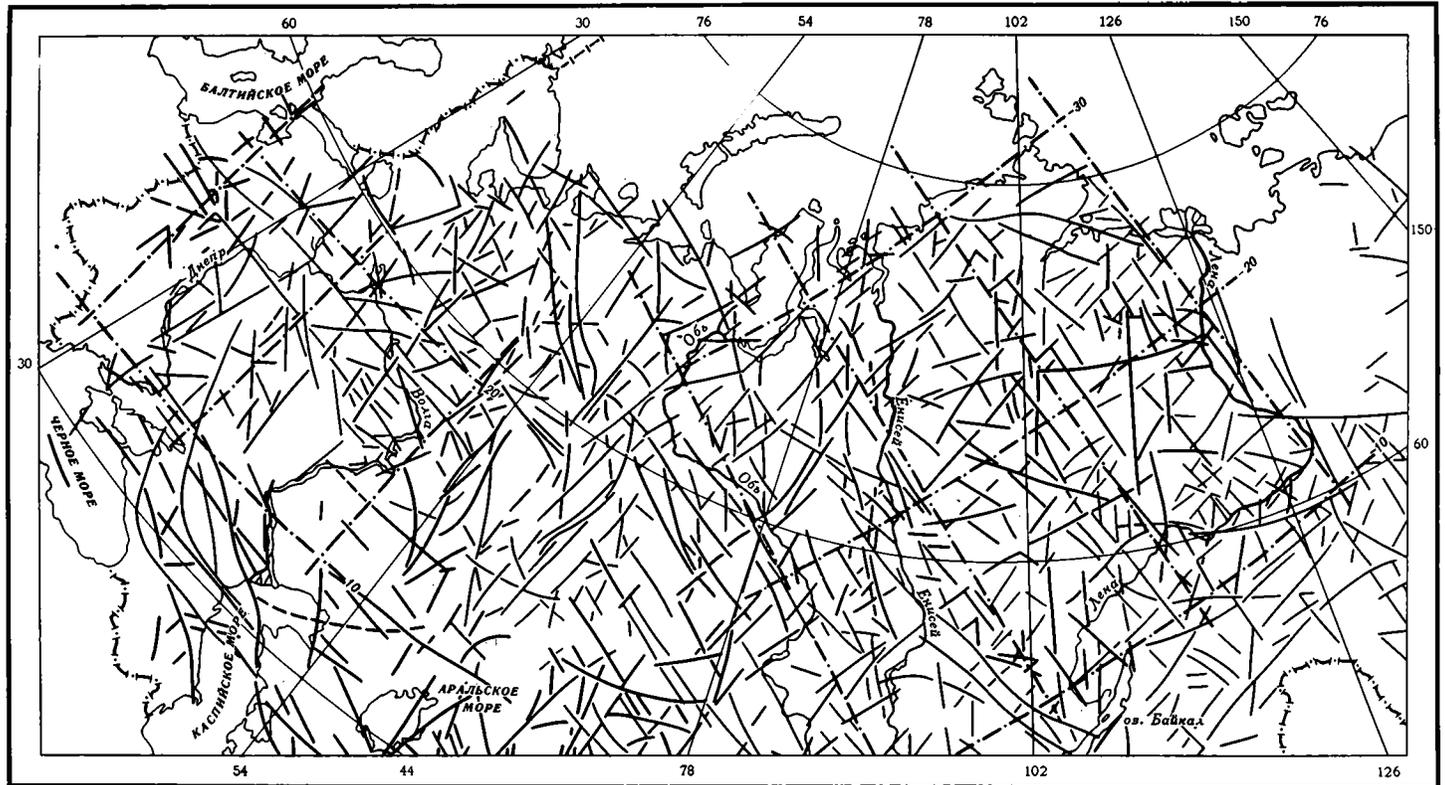


Рис 2. Сводная карта осей магнитных аномалий

раний осей магнитных аномалий принципиально различны. Благодаря этому на платформенных территориях СССР нет двух равноправных систем разломов.

Действительно, подавляющее большинство «магнитных линеаментов» Сибирской платформы расположено диагонально к современным широтам и меридианам, а на Восточно-Европейской платформе они параллельны им, хотя в ее пределах и имеется небольшое число «магнитных линеаментов», диагональных к географическим координатам.

Почему же в пределах одной древней платформы зоны глубинных разломов в основном соответствуют ортогональной системе планетарных разломов, а в пределах другой древней платформы — диагональной? Более того, как следует из сопоставления этих разломов с уже упоминавшейся выше тектонической картой, и ориентировка разновозрастной складчатости фундамента подчиняется такой же закономерности.

Нам представляется, что эта закономерность объясняется зависимостью простирания планетарных разломов от положения палеомеридианов и палеоширот во времена тектонически активных эпох, что полностью подтверждает высказанное нами ранее аналогичное предположение в отношении Сибирской платформы [1, 2, 5].

На рис. 2 приведено положение палеоширот и палеомеридианов рифейского времени — самого древнего, для которого проводились палеомагнитные измерения [3, 6]. Здесь отчетливо видно, что в эту одну из наиболее древних тектонически активных эпох палеокоординаты в пределах Восточно-Европейской платформы располагались практически параллельно современному положению географических координат, а в пределах Сибирской платформы — диагонально по отношению к ним.

Из сопоставления палеокоординат Восточно-Европейской и Сибирской платформ различных тектонически активных эпох следует, что в послерифейское время эти платформы изменяли свое положение по отношению друг к другу, а, начиная с юрского периода, их взаимная ориентировка приобрела современное положение. Из этого же сопоставления видно, что, если направления палеокоординат на Сибирской платформе во все тектонически активные эпохи близки между собой, то на Восточно-Европейской платформе они резко отличаются: рифейские — близки по направлениям к современным, а все остальные располагаются диагонально.

Исходя из всего вышесказанного, наши представления об образовании систем планетарных разломов в пределах платформенных территорий СССР коротко сводятся к следующему (более подробно о механизме возникновения планетарных разломов изложено в работе [1]).

Как на Восточно-Европейской, так и на Сибирской платформах направления простираний большинства глубинных разломов близки к положению палеокоординат рифейского времени. Отсюда можно предположить, что в эпоху становления этих древних платформ изменение скорости вращения Земли повлекло за собой изменение ее формы, и как следствие возникновение напряжений на так называемых критических широтах [4], что привело в близкое к рифею время к заложению системы глубинных планетарных разломов широтного и меридионального простирания. Эти платформы были ориентированы по отношению друг к другу таким образом, что возникла единая система разломов, ортогональная к палеокоординатам того времени. Эта система и зафиксировалась во внутреннем строении фундамента и, следовательно, в геомагнитном поле.

Подвижки по этим разломам возобновлялись во все последующие тектонически активные эпохи в случаях, когда направление простираний разломов или совпадало с направлением палеоширот и палеомеридианов данной эпохи, или было диагонально по отношению к ним.

Как следует из сопоставления палеокоординат различных тектонически активных эпох, Восточно-Европейская платформа, начиная с послерифейской эпохи и до самого последнего времени, была развернута диагонально по отношению к современному положению географических

координат. Видимо, благодаря этому здесь отмечается ряд «магнитных линеаментов», диагональных как рифейским палеокоординатам, так и современным географическим координатам. Они возникли в послерифейские тектонически активные эпохи как результат разрядки напряжений, возникших по направлениям, параллельным палеоширотам и палеомеридианам этих эпох. Таким образом, в пределах Восточно-Европейской платформы имеются две системы глубинных разломов, диагональных друг к другу. Одна из них, включающая большую часть разломов, параллельна рифейским палеокоординатам и современным географическим координатам. Другая, включающая меньшую часть разломов, параллельна всем палеокоординатам, кроме рифейских, и диагональна к современным географическим координатам.

Несколько иная картина наблюдается на Сибирской платформе, где основная масса разломов также была заложена как параллельная рифейским палеокоординатам. Но здесь на протяжении огромного промежутка времени от рифея и до юры направление палеокоординат было близко к направлению палеокоординат рифейского времени.

На территории этой платформы наблюдается лишь незначительное число «магнитных линеаментов», параллельных современным географическим координатам. В связи с тем, что на тектонической карте фундамента СССР наблюдаются аналогичные простирания древних массивов, то можно предположить, что их заложение произошло еще до рифея.

Существование на Восточно-Европейской платформе двух диагональных друг к другу разновозрастных систем планетарный разлом объясняет причину более сложного строения фундамента этой платформы по сравнению с фундаментом Сибирской платформы. Этот же факт, вероятно, послужил причиной возникновения представлений о наличии двух равноправных систем планетарных разломов. Однако из всего вышеизложенного очевидно, что все системы глубинных разломов возникли как первоначально ортогональные системы. Лишь последующие изменения ориентировки платформ превратили отдельные системы в диагональные по отношению к современному положению географических координат. Отсюда можно утверждать, что не существует и первоначально не возникает двух равноправных систем планетарных разломов (ортогональной и диагональной). Одновременное наличие ортогональной и диагональной систем разломов (по отношению к современным географическим координатам) говорит лишь о существовании двух разновозрастных систем разломов.

Обращает на себя внимание тот факт, что на обеих платформах подавляющее число разломов ортогонально к рифейским палеокоординатам. Это позволяет предположить, что глубинные разломы были в основном заложены во время становления и начальный период существования этих древних платформ. В последующие тектонически активные эпохи заложение новых разломов происходило менее активно, а основные подвижки проходили по ранее ослабленным зонам.

Таким образом, все разломы и разломные зоны первоначально возникают как ортогональные по отношению к палеокоординатам той тектонически активной эпохи, в которую они были заложены. Отсюда вытекает, что разломы, имеющие параллельные или перпендикулярные друг другу простирания, следует рассматривать как возникшие одновременно, а все разломы других простираний были заложены в иные тектонически активные эпохи. Это обстоятельство, наряду с учетом других факторов, может значительно облегчить определение возраста разломов.

Изучение сводной схемы осей магнитных аномалий позволило провести и выделение блоков фундамента различных порядков, начиная от крупнейших глыб земной коры, образующих Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы и Западно-Сибирскую плиту, и кончая относительно мелкими блоками. Все эти блоки были сопоставлены с наблюдаемыми гравитационным и геомагнитным полями, картами внутреннего строения фундамента, рельефа его поверхности и структурной картой нижних горизонтов осадочного чехла. Сопоставление показало, что бло-

ки разных порядков и разделяющие их разломные зоны, хотя и по разному, отражаются в физических полях, в строении фундамента и в рельефе осадочных горизонтов. Будучи установленными, они видны по всем данным, и это позволяет сделать весьма существенные геологические выводы.

Знание возраста заложения разломов и их пространственного расположения (позволяющего наметить блоки земной коры различных порядков) дает возможность проследить влияние движений этих блоков на формирование рельефа поверхности фундамента и структур осадочного чехла. Это позволяет осветить многие вопросы геологической истории и геологического строения самих разломов и связанных с ними пликативных структур. В этом заключается практическое значение установленных закономерностей разломной тектоники.

Выделение «магнитных линеаментов» из наблюдаемого геомагнитного поля СССР и последующее их сопоставление с различными геолого-геофизическими материалами позволило выявить основные закономерности разломной тектоники платформенных территорий СССР, имеющие как теоретическое, так и практическое значение: 1) простираения разломов всегда ортогональны по отношению к палеокоординатам времени их заложения; возможно возникновение и диагональных разломов, но они имеют явно подчиненный характер; 2) наиболее интенсивное заложение разломов происходило во время становления древних платформ и начальный период их существования.

Литература

1. Коган А. Б. Теория, методика НСЧФ и результаты изучения геомагнитного поля Сибирской платформы. Л.: Недра, 1975. 117 с.
2. Коган А. Б., Савинский К. А. О связи простираений разновозрастных структур с направлением палеомагнитных меридианов и широт (на примере Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы тектоники земной коры: Тр. Иркутск. гос. ун-та. Иркутск, 1976, с. 28—51.
3. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Издание межведомственного геофиз. комитета при президиуме АН СССР/Под ред. Храмова А. Н. М., вып. 1, 1971. 124 с., вып. 2, 1973. 89 с., вып. 3, 1975. 44 с., вып. 4, 1979. 51 с.
4. Стюас М. В. Некоторые проблемы тектогенеза.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Гостоптехиздат, 1963, с. 222—274.
5. Фотиади Э. Э., Коган А. Б. О связях глубинных разломов Сибирской платформы с планетарной трещиноватостью.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 172—174.
6. Храмов А. Н., Родионов В. П. Палеомагнетизм и горизонтальные движения Русской и Сибирской платформ.— В кн.: Геофизические, геологические и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 72—79.

ВНИГРИ
Ленинград

Поступила в редакцию
12.VI.1981

УДК 551.243.21

МИЛЛЕР Ю. В.

ПОСЛОЙНОЕ И СУБПОСЛОЙНОЕ ТЕЧЕНИЕ ПОРОД И ЕГО РОЛЬ В СТРУКТУРООБРАЗОВАНИИ

Послойное или близкое к послойному течение лучше, чем какой-либо другой механизм, объясняет некоторые структурные парагенезисы, среди которых выделены собственно метаморфический и покровов течения. Это подтверждается экспериментами на эквивалентных материалах, в результате которых получены складки сдвигового течения (волочения) разных типов, линейные и плоскостные деформационные элементы.

Широкое развитие специальных структурных исследований в последние 10—15 лет и попытки механической интерпретации наблюдаемых ассоциаций структурных форм все чаще приводят геологов к заключению о первостепенной роли течения горных пород в процессе структурообразования. Эта тенденция особенно усилилась после того, как стало ясно, что механические свойства горных пород не в состоянии обеспечить передачу тангенциальных напряжений на расстояния, сопоставимые с шириной тектонических зон и складчатых поясов, а поэтому механизмы продольного изгиба и расплющивания не могут выступать в качестве доминирующих. Фундаментальное исследование процесса течения пород с теоретических и экспериментальных позиций выполнено Е. И. Паталахой [7—9 и др.]. Однако эти работы, так же как и некоторые другие, касаются преимущественно течения, ориентированного под большими углами к слоистости. Между тем в природе, особенно в метаморфических комплексах, широчайшим распространением пользуются структурные парагенезисы, которые трудно объяснить иначе, как результатом строго послойного или близкого к послойному течения пород.

ВАЖНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Прямым структурным выражением послойного течения пород является параллельная напластованию кристаллизационная сланцеватость (S) деформационного генезиса, характерная для большинства метаморфических комплексов. О деформационном генезисе сланцеватости в первую очередь свидетельствуют: 1) расплющивание в плоскости S псаммитовых зерен, галек, будин, палеонтологических остатков, других объектов, 2) вращение в плоскости S порфириобласт, будин, галек, иных включений, более вязких, чем вмещающая их порода, 3) сквозное развитие сланцеватости в самых различных разновидностях пород, в том числе в ортопородах и в птигматитовых жилах различного генезиса и состава, пересекающих слоистость (рис. 1, a), в последнем случае сланцеватость обычно оказывается субпараллельной осевым поверхностям птигматитовых складок, 4) тесная связь сланцеватости с мелкими резко асимметричными складками различной степени сжатости, вплоть до изоклинальных (рис. 1, $b—e$). Для этих складок характерно локальное, часто спорадическое, развитие в пределах отдельных горизонтов и пачек, при этом слои, смятые в складки, чередуются с недеформированными слоями, а стратиграфические единицы сколько-нибудь значительной мощности оказываются недислоцированными. В результате непосредственно наблюдаемая в обнажениях мелкая изоклинальная складчатость, часто несущая признаки многоэтапного развития, сплошь и рядом сочетается с гораздо более простой мегаструктурой. Сланцеватость по-разному соотносится с описанными складками: об-

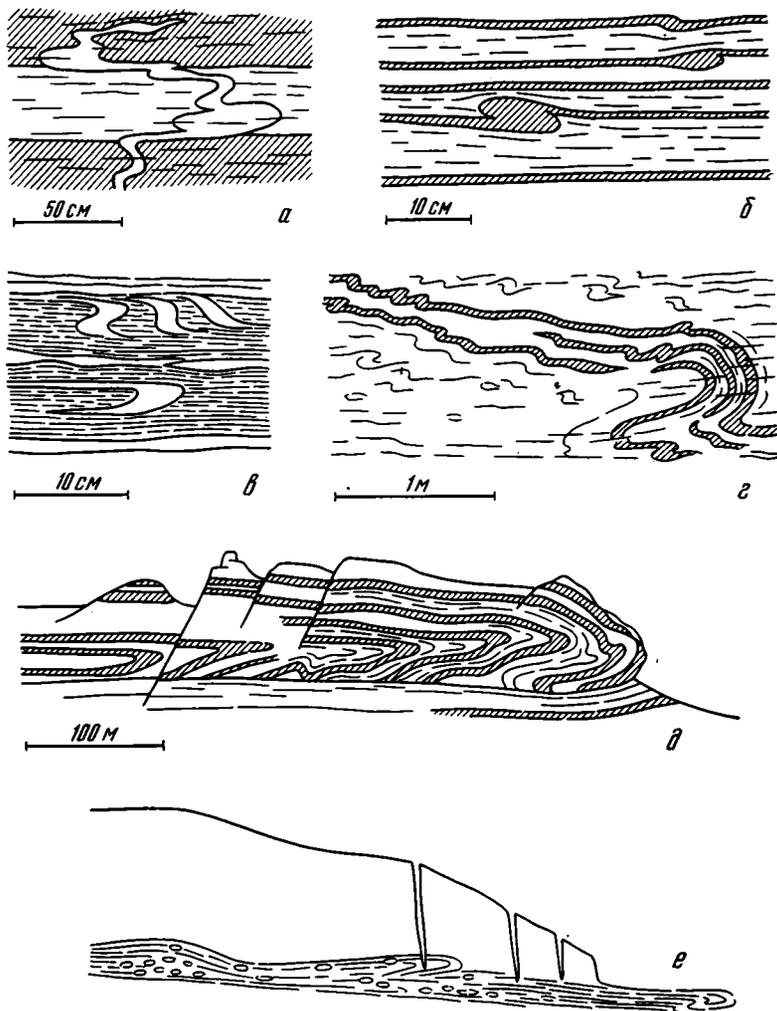


Рис. 1. Некоторые разновидности структур послойного и субпослойного течения в горных породах (а—д) и леднике (е)

а — рассланцованная пегматоидная тигматитовая жила, музкольский комплекс, Центральный Памир; б — кварцито-сланцы максютковского комплекса, Южный Урал; в — сланцы агинского комплекса, Восточное Забайкалье; г — гнейсы ваханской серии, Юго-Западный Памир; д — сланцы в переслаивании с мраморами, музкольский комплекс, Центральный Памир; е — дислокации в приподошвенной, обогащенной обломочным материалом, «пластической зоне» ледника — принципиальная схема (по Shaw, [12])

наруживает нечеткие соотношения (рис. 1, б), отвечает их осевым поверхностям (рис. 1, в) или сама деформируется в складки, при этом с осевыми поверхностями часто бывает связана новая сланцеватость, локально пересекающая раннюю (рис. 1, г). В тех случаях, когда характер асимметрии мелких складок отчетливо наблюдается, можно убедиться, что их рисунок соответствует направлению вращения порфиробласт и других включений повышенной вязкости (рис. 1, г) — это главный признак прямой генетической связи рассматриваемых складок с процессами послойного или близкого к послойному течению пород.

Во многих комплексах одновременно с кристаллизационной сланцеватостью и мелкими складками наблюдаются крупные или даже гигантские лежащие изоклинали с длиной подвернутых крыльев, измеряемой сотнями метров или даже многими километрами. Изучение этих складчатых структур почти повсеместно указывает на их теснейшую пространственную и генетическую связь с пологими сместителями, надвиго- и покровообразованием и позволяет квалифицировать их как

важнейшую форму покровной складчатости (рис. 1, *д*). С выходом за пределы ареала метаморфических пород кристаллизационная сланцеватость и мелкие складки, с нею связанные, утрачиваются, а пологие сместители и сопряженные с ними покровные складки сохраняются, так же как системы покровов или тектонических пластин. Отсюда послышная или близкая к послышной сланцеватость деформационного генезиса и мелкие складки, не выходящие за пределы ареала метаморфических пород, характерные для подавляющего большинства метаморфических комплексов, можно рассматривать в качестве собственно метаморфического структурного парагенезиса. Пологие сместители и системы лежащих преимущественно крупных изоклиальных складок, получающие сквозное развитие как в метаморфических, так и в неметаморфизованных комплексах, целесообразно относить к парагенезису покровов течения.

Можно предположить, что оба выделенных парагенезиса близки в генетическом отношении и отражают различные формы горизонтального, преимущественно послышного и близкого к послышному течения материала: метаморфический парагенезис реализуется в условиях повышенных пластичности, гомогенности и мобильности пород, обусловленных перекристаллизацией, синхронной с деформацией, парагенезис покровов течения осуществляется в обстановке умеренной пластичности. Развитие в этих условиях послышной или примерно послышной системы деформационных плоскостных элементов, непосредственно отражающих горизонтальное течение материала, представляется совершенно закономерным. В то же время принципиальная возможность образования складок, да еще изоклиальных, в обстановке послышного течения и соответствующего продольного растяжения слоев находится в противоречии с умозрительными заключениями. Между тем логика геологических фактов неоднократно приводила исследователей к представлению о существовании некоторого, в значительной степени гипотетического механизма, позволяющего без каких-либо промежуточных стадий дислоцировать горизонтально или полого залегающие слои в лежащие складки различной степени сжатости, до изоклиальных [1, 4, 5, 10]. На послышное или близкое к послышному течение как наиболее вероятный способ формирования таких структур указывают не только особенности самих парагенезисов, но и некоторые дополнительные соображения, в частности анализ условий формирования складчатости в современных ледниках, находящихся в условиях продольного течения и растяжения [11, 12]. Мелкие лежащие, часто совершенно изоклиальные складки устойчивого рисунка развиваются, в частности, в подошве ледников, где помимо субпослышного течения и продольного растяжения сказываются повышенные градиенты скоростей течения, обусловленные трением льда о подстилающие породы (рис. 1, *е*). Для проверки принципиальной возможности формирования в таких условиях рассматриваемых структурных парагенезисов был поставлен ряд экспериментов на эквивалентных материалах.

ЭКСПЕРИМЕНТ

Эксперименты выполнялись эпизодически с 1972 по 1977 гг. в тектоно-физической лаборатории МГУ с использованием многослойных моделей, изготовлявшихся по методике, разработанной Ю. М. Гореловым, В. Г. Талицким и другими сотрудниками лаборатории. Слои приготавливались из порошка канифоли с последующим уплотнением под прессом. В моделях чередовались светлые слои повышенной вязкости (90% канифоли, 10% машинного масла) и темные слои пониженной вязкости (85% канифоли, 15% машинного масла). Исходные размеры многослоев составляли в длину 125—130, в ширину 95—100, в высоту от 45 до 65 мм. Многослой помещался в крайнюю правую часть модельного ящика (рис. 2, *а, в*) и нагревался до 60°, чем обеспечивалась вязкость, отвечающая условиям подобия. Горизонтальное, изна-

начально строго послойное течение, сопровождавшееся продольным растяжением слоев, достигалось путем сближения верхней и нижней стенок модельного ящика. Течение могло осуществляться только в одном направлении: справа налево. Деформация составляла 50% и продолжалась 16—18 мин. Градиент скоростей течения (сдвиговый эффект)

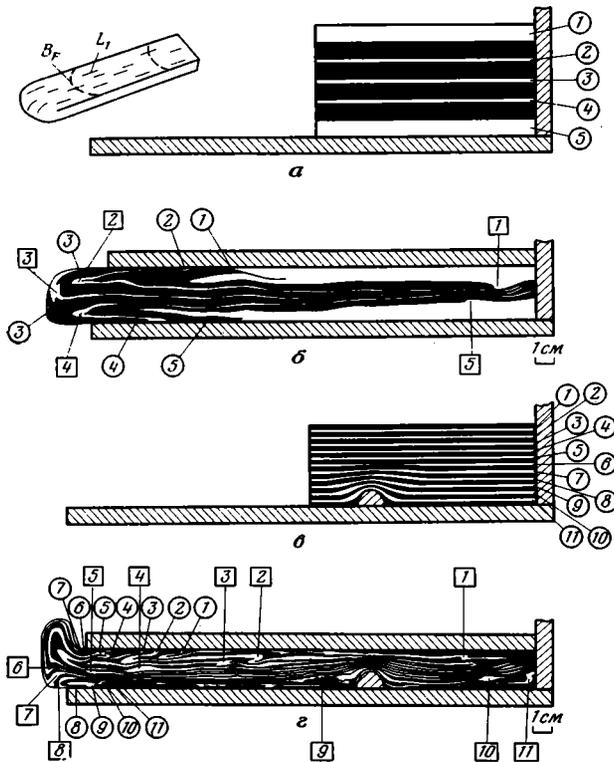


Рис. 2. Экспериментальное исследование послойного и субпослойного течения *а, б* — первая серия опытов: *а* — многослой до деформации, *б* — многослой после деформации. *в, г* — вторая серия опытов: *в* — многослой до деформации, *г* — многослой после деформации. Светлые слои — повышенной вязкости, темные слои — пониженной вязкости. Цифры в кружках — номера слоев повышенной вязкости и места их выклинивания в левой части модели. Цифры в квадратах — пункты проявления самой поздней складчатой деформации каждого слоя повышенной вязкости. На врезке: B_F — проекция шарниров складок на верхнюю поверхность модели, L_1 — линейность растяжения. Пояснения в тексте

обеспечивался трением о стенки модельного ящика. В отличие от сквозных желобов и труб (рис. 3, *а*) в условиях наших опытов материал ниоткуда не поступает, и потому распределение скоростей течения в разных сечениях модели закономерно меняется (рис. 3, *б*), а области повышенных градиентов скоростей течения (на рис. 3 заштрихованы) по мере развития деформации расширяются справа налево и в пределе могут перекрыться (рис. 3, *в*). Условия подобия контролировались равенством, удовлетворяющим требованиям, предъявляемым к моделированию вязкопластичных деформаций [2]: $C_\eta = C_\rho C_g C_l C_\tau$, где C — отношение соответствующих природных и модельных параметров (η — вязкости, ρ — плотности, g — ускорения свободного падения, l — линейных размеров, τ — времени). Природные параметры: $\eta = 10^{18}$ пуаз, $\rho = 2,6$ г/см³, $g = 10$ м/с², $l = n \cdot 10^2$ см (метры), $\tau = n \times 3 \cdot 10^{13}$ с (млн. лет). Модельные параметры: 10^5 пуаз (90% канифоль при $t = 60^\circ$), $\rho = 1$ г/см³, $g = 10$ м/с², $l = n \times 1$ см (сантиметры), $\tau = 6 \cdot 10^4$ с.

Выполнены две серии опытов. В первой серии многослой состоял из двух светлых (вязких) слоев мощностью около 10 мм, между которыми помещались четыре темных слоя той же мощности, разделенных

тонкими (2,5 — 3 мм) светлыми слоями (рис. 2, а, б). Во второй серии многослой состоял из 23 чередующихся светлых и темных слоев одинаковой мощности (≈ 2 мм), а условия деформации несколько усложнились: в подошве модели устанавливалось неподвижное препятствие, призванное локально повысить градиент скоростей течения (рис. 2, в,

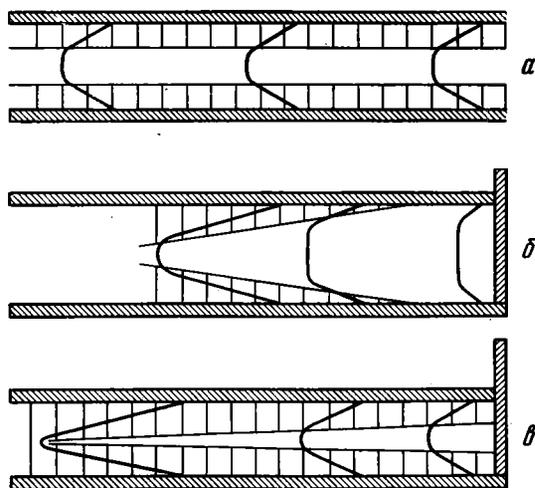


Рис. 3. Эпюры скоростей течения потока в трубе или желобе (а) и на различных стадиях течения в условиях рассматриваемой модели (б, в). Вертикально заштрихованы поля с повышенными градиентами скоростей течения

г). Кроме того, трение о дно модельного ящика понижалось по сравнению с трением в кровле многослоя, что должно было привести к подавлению складок в нижней части модели. На первый взгляд результаты, полученные в первой и второй сериях опытов, существенно отличаются друг от друга (рис. 2, б, г), однако детальный анализ свидетельствует о их принципиальном сходстве. В обоих случаях развились две системы резко асимметричных складок противоположного рисунка, из которых одна тяготеет к подошве, другая — к кровле многослоя. Интенсивность складчатой деформации возрастает справа налево — по направлению течения материала. В этом же направлении наблюдается вовлечение в складчатую деформацию слоев, все далее расположенных от подошвы и кровли. Нетрудно убедиться, что каждый слой, расположенный ближе к центру модели, образует складку левее, чем предыдущий (места вовлечения светлых слоев в складчатую деформацию указаны цифрами в квадратах). Шарниры складок располагаются субгоризонтально и образуют в плане пологие дуги, выгнутые по направлению течения материала, как показано на рис. 2 (врезка). Максимальное перемещение по горизонтали и соответствующее растяжение испытали слои, слагающие центральные части многослоев, минимальное — тяготеющее к подошве и кровле. Это видно по местам выклинивания светлых слоев в левой части моделей (цифры в кружках, рис. 2, б, г) и обусловлено трением о нижнюю и верхнюю стенки модельного ящика. Местами возникла линейность, наиболее отчетливо наблюдаемая на поверхности моделей, образованная вытянутыми зернами канифоли и ориентированная параллельно направлению течения (а-линейность). Исследование моделей под биноклем показало, что местами на границе слоев в результате перемешивания зерен канифоли, различно окрашенных и неодинаковой вязкости, развилась плоскопараллельная текстура, которая согласно специальным экспериментам [3] может рассматриваться как аналог кливажа горных пород. На

участках, где складки не развиты, кливаж располагается строго параллельно слоистости, а в замках складок деформируется совместно со слоистостью или отвечает их осевым поверхностям, реже обнаруживает нечеткие соотношения. Во второй серии опытов (рис. 2, *г*) по сравнению с первой (рис. 2, *б*) общая картина деформации оказалась более детальной в силу равномерной тонкослойной текстуры многослоя. Система асимметричных складок, развитых в нижней части модели, как и ожидалось, получила сравнительно слабое развитие, а места выклинивания светлых слоев 5, 6, 7 и смежных с ними темных слоев, слагающих в совокупности центральную часть многослоя, сместились в кровле — влияние ослабленного трения в подошве многослоя. В результате в крайней левой части модели начала формироваться складка, отражающая неравномерную скорость течения многослоя в целом.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТА

Сопоставление результатов эксперимента с теоретически полученным распределением скоростей течения (рис. 3, *б*, *в*) показывает, что складки сформировались в областях повышенных градиентов скоростей течения. При этом наиболее интенсивная складчатость наблюдается там, где повышенные градиенты возникли раньше и действовали дольше, а слабая складчатость — там, где эти градиенты возникли позже и действовали кратковременно. Участки моделей, не испытывавшие складчатости, отвечают областям, куда градиенты, достаточные для развития складок, не успели распространиться. Отсюда следуют по крайней мере два вывода. Во-первых, складки являются результатом пары сил и связанных с ними вращательных моментов, обусловленных перепадами скоростей течения в системе смежных слоев, пачке или многослое в целом. Рисунок складок регламентируется направлением вращения (знаком вращательного момента). Во-вторых, модели предоставляют возможность проследить стадийность деформации, что удобно продемонстрировать по результатам второй серии опытов (рис. 2, *г*). На инициальной стадии деформации, когда значительные градиенты скоростей течения еще не достигнуты, в пределах всей модели осуществляется строго послойное течение, выражающееся в послойном кливаже и линейности растяжения. Асимметричные складки начинают формироваться только по достижении некоторого критического значения градиента скоростей течения, достаточного для структурного выражения. С образованием первой такой складки строго послойное течение сменяется субпослойным, поскольку в замках складок течение осуществляется уже под углом к слоистости, на что указывает кливаж, параллельный их осевым поверхностям.

Анализ и сопоставление морфологии асимметричных складок на разных стадиях их формирования позволили выделить три эволюционных ряда (типа) складок. К первому ряду относятся складки, образованные вращением некоторого отрезка светлого слоя на различные углы, вплоть до образования изоклиальной складки (рис. 4, *а*). Вторым эволюционным рядом начинается с образования раздувов, которые постепенно становятся все более асимметричными, пока не оформятся в складки, сопоставимые со складками первого типа (рис. 4, *б*). Складки первого и второго типов обусловлены вращательными моментами низких порядков в элементарной системе, состоящей из трех слоев — темный, светлый, темный, где светлый, более вязкий слой, выступает в качестве определяющего характер складчатой деформации. Размеры этих складок ограничены величиной вращающегося отрезка слоя (первый эволюционный ряд) или изначальной величиной раздува (второй эволюционный ряд). Образование складок происходит эпизодически — в момент, когда слой или участок слоя попадают в область повышенного градиента скоростей течения. Третий генетический ряд составляют складки, короткие крылья которых упираются в кровлю или подошву

многослоя, т. е. непосредственно связанные с поверхностями сместителей (рис. 4, *в*). Эти складки деформируют не один, а целую пачку слоев независимо от их вязкостных свойств и связаны с вращательными моментами более высоких порядков, чем складки первого и второго типов. Большинство из них формируется вблизи кровли и подошвы многослоя. Кроме того, в крайней левой части модели развивается складка, связанная с более низкой скоростью течения в кровле многослоя,

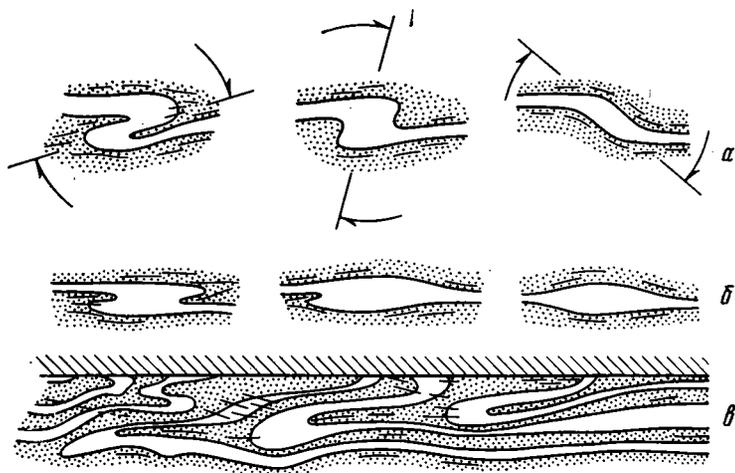


Рис. 4. Эволюционные ряды и соответствующие им типы складок сдвигового течения (волочения): *а* — первый, *б* — второй, *в* — третий. По результатам опытов второй серии. Пояснения в тексте

чем в подошве, т. е. обусловленная вращательным моментом наиболее высокого порядка, захватывающим весь многослой. Рост складок происходит за счет увеличения длины короткого подвернутого крыла путем «перекатывания» длинного крыла в короткое через область замка. В отличие от складок первого и второго типов размеры складок третьего типа могут быть сколь угодно большими и определяются только длительностью деформации.

Если применить к рассмотренной модели принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм [6], получим, что к первому этапу деформации относятся послынный кливаж (S_1) и линейность растяжения (L_1), ко второму — все складки (F_2), кроме одной, обусловленной вращательным моментом наиболее высокого порядка, — она относится к третьему этапу деформации (F_3). Фактически возрастные соотношения рассмотренных структурных форм гораздо сложнее, чем предполагается концепцией строго последовательного проявления этапов деформации. Действительно: 1. В разных частях деформируемого объема за один и тот же промежуток времени сформировались структурные формы, отвечающие разному количеству этапов деформации, при этом на некоторых участках все это время развивались только кливаж S_1 и линейность L_1 . 2. Образование складок F_2 , относящихся к первому и второму типам, происходит эпизодически, тогда как развитие прочих складок продолжается с момента их возникновения на протяжении всего дальнейшего процесса однонаправленного течения материала. 3. По мере дальнейшего развития деформации и распространения областей повышенных градиентов скоростей течения на новые участки модели там должны развиваться все новые складки F_2 первого и второго типов, в то время как в левой части модели уже существует складка F_3 . Это значит, что в рамках однонаправленных потоков этапы деформации не могут выполнять функции относительных временных реперов.

Все выделенные типы складок встречаются в природе. Складки первого и второго типов широко распространены в метаморфических поро-

дах, а иногда и в неметаморфизованных — например, в таврической серии Крыма. Складки третьего типа, непосредственно связанные пространственно и генетически с поверхностями сместителей и теоретически не ограниченные в размерах, в природных условиях ближе всего отвечают покровным и встречаются как в метаморфических, так и в неметаморфизованных комплексах. Механизм, близкий установленному экспериментально, был предсказан для них И. И. Белостоцким [1].

ВЫВОДЫ

1. Выполненные эксперименты показали, что послышное, или субпослойное, течение гораздо лучше, чем какой-либо другой механизм, объясняет сложные, на первый взгляд противоречивые, особенности структурных парагенезисов собственно метаморфического и покровов течения. С этих же позиций находят объяснение обычные складки волочения, развитые в крыльях более крупных пликативных структур, структурные формы, осложняющие любые субсогласные с напластованием дизъюнктивы и некоторые другие довольно часто встречающиеся структурные ситуации.

2. По мере развития послышного течения, — на инициальной стадии деформации энергетически наиболее выгодного, — в результате сдвигового эффекта, неравномерного межслоевого трения и многих других случайных и случайных причин в слоистой толще неизбежно возникают градиенты скоростей течения и связанные с ними вращательные моменты разных знаков и разных порядков. Асимметричные складки различной степени сжатости до изоклиналиных, дисгармоничные относительно подстилающих и перекрывающих слоев возникают выборочно — там, где вращательные моменты оказываются достаточными для структурной реализации. По механизму образования эти складки относятся к разновидности складок течения и могут быть названы складками волочения, или, пользуясь терминологией Е. И. Паталахи, складками сдвигового течения.

3. Рисунок складок сдвигового течения (волочения) определяется соотношением скоростей или направлений течения в слоях, подстилающих и перекрывающих деформируемый слой (серию слоев, пачку и т. п.), или, что то же самое, знаком вращательного момента. В многослое одновременно могут развиваться складки противоположного рисунка. Шарниры складок субперпендикулярны направлению течения материала, что позволяет определять траекторию течения и соответствующего растяжения толщи. Смена ориентировки шарниров от этапа к этапу отражает изменение направления течения материала.

4. Установлено три типа складок сдвигового течения (волочения). Первый и второй типы обусловлены вращательными моментами низких порядков, что приводит преимущественно к локальному нарушению залегания более вязких слоев, переслаивающихся с менее вязкими. Размеры этих складок теоретически ограничены. Складки третьего типа обусловлены вращательными моментами более высоких порядков и генетически связаны с согласными и субсогласными со слоистостью поверхностями сместителей. Размеры складок третьего типа теоретически не ограничены и определяются только длительностью деформации.

5. Однонаправленное послышное и субпослойное течение неоднородных по механическим свойствам пород теоретически может привести к любому количеству этапов деформации, в том числе к этапам, выражающимся в изоклиналиной складчатости.

6. Механика однонаправленного послышного или субпослойного течения и осложняющих его вращательных моментов разных знаков и разных порядков не подчиняется принципам последовательного проявления этапов деформации, поскольку в этих условиях смена одного этапа последующим определяется не скачкообразным изменением ориентировки внешних сил, а лишь созданием благоприятных условий для

структурной реализации вращательных моментов, которые в потенциале имеют место в обстановке послонного течения.

7. Выполненные эксперименты объяснили лишь немногие — наиболее бросающиеся в глаза закономерности, дали ответ на некоторые — наиболее животрепещущие вопросы и в то же время целый ряд вопросов поставили. Из них наиболее актуальны следующие: В какой степени и в каких масштабах реализуются в природе закономерности, полученные в условиях эксперимента? Каковы пространственные и фактические возрастные соотношения структурных форм, развивающихся в результате одновременно действующих вращательных моментов разных знаков и разных порядков? В какой степени применимы к таким пространственным сочетаниям пликвативных дислокаций используемые принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм? Эти и другие вопросы ждут своего решения.

Автор выражает искреннюю признательность В. В. Белоусову, Н. Б. Лебедевой, Т. М. Гептнер за предоставленную возможность постановки экспериментов, а также Ю. М. Горелову и В. Г. Талицкому за помощь в техническом осуществлении опытов.

Литература

1. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
2. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория (часть III и IV). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
3. Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
4. Ленных В. И., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийских офиолитовых массивов Урала.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 3—22.
5. Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
6. Миллер Ю. В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм.— Геотектоника, 1976, № 6, с. 99—108.
7. Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 286 с.
8. Паталаха Е. И. Кливаж и дислокационный процесс.— Вестн. АН КазССР, 1978₁, № 6, с. 19—26.
9. Паталаха Е. И. Законы и модель дислокационного процесса. Изв. АН КазССР, 1978₂, № 5, с. 15—22.
10. Bennett J. D. Structural Geology of the Saura Region, Nordland.— Norges Geologiske Undersokelse, 1970, № 264, 258p.
11. Hudleston P. J. Recumbent folding in the base of the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Northwest Territories, Canada.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, № 12, p. 1684—1692.
12. Shaw J. Tills deposited in arid polar environments.— Canadian J. Earth Sciences, 1977, v. 14, № 6, p. 1239—1245.

Институт геологии и геохронологии
декабря АН СССР

Поступила в редакцию
1.VI.1981

УДК 551.242.31 (235.222 + 235.223 + 235.226)

ДЕРГУНОВА Б., ХЕРАСКОВ Н. Н.

**КОНСТРУКТИВНЫЕ И ДЕСТРУКТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
ОБЛАСТИ И ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

Территория Западной Монголии и Алтае-Саянской области рассматривается как единая область каледонид, являющаяся восточной окраиной каледонского пояса Центральной Азии. Тектоническое развитие этой области описывается как конструктивный процесс последовательного преобразования океанической коры в континентальную. Выделяются и описываются особые структуры, образованные в результате локальной деструкции земной коры на разных стадиях ее формирования.

В последние годы понимание геосинклиналичного процесса как процесса преобразования тонкой океанической коры в мощную континентальную получило широкое признание [44, 45]. При этом геосинклиналичная область проходит ряд последовательных стадий развития, которым отвечают комплексы характерных геологических формаций [46]. На основе использования этих комплексов — показателей стадий развития в Геологическом институте АН СССР составлена новая тектоническая карта Северной Евразии, для которой авторы настоящей статьи подготовили макет Алтае-Саянской области и Западной Монголии. В несколько измененном виде он приведен на рис. 1.

На карте Евразии для складчатых областей обычно показываются комплексы меланократового основания [37], представленные гипербазит-габбро-габбро-диабазовыми ассоциациями; комплексы, отвечающие океанической стадии развития, для которой характерен спилито-диабазовый и спилито-кератофировый вулканизм, кремнисто-карбонатное и кремнисто-сланцевое осадконакопление; комплексы переходной стадии, характеризующиеся отложением мощных терригенных и осадочно-вулканогенных формаций преимущественно андезитового состава; комплексы, отражающие становление гранитно-метаморфического слоя земной коры в отдельных зонах и представленные нижними молассами и субсеквентными вулканитами; и наконец, комплексы континентальной стадии, когда во всей тектонической области интенсивно проявился субсеквентный вулканизм и формировались молассы, заполнявшие межгорные впадины и прогибы. Нетрудно заметить, что перечисленные комплексы составляют вертикальный формационный ряд, характеризующий последовательную смену стадий геосинклиналичного процесса, в результате которого происходит рост земной коры по вертикали, т. е. отмеченное выше превращение тонкой океанической коры в мощную континентальную.

Другая тенденция развития проявляется в латеральной миграции геосинклиналичного процесса от периферии к срединным частям складчатых областей. Как правило, на окраинах этих областей раньше заканчиваются океаническая и переходная стадии и раньше формируется гранито-гнейсовый слой, который таким образом постепенно разрастается, захватывая все более внутренние части области по мере завершения в них переходной стадии развития. Латеральная тенденция была замечена давно и учитывалась при общих и региональных тектонических построениях [3, 34, 54, 67]. Для Урало-Монгольского пояса она была хорошо показана Л. П. Зоненшайном [30].

Обе тенденции, вертикальная и латеральная, выражают главную конструктивную сущность геосинклиналичного процесса — его созидательную роль при формировании земной коры. Однако, как показали иссле-

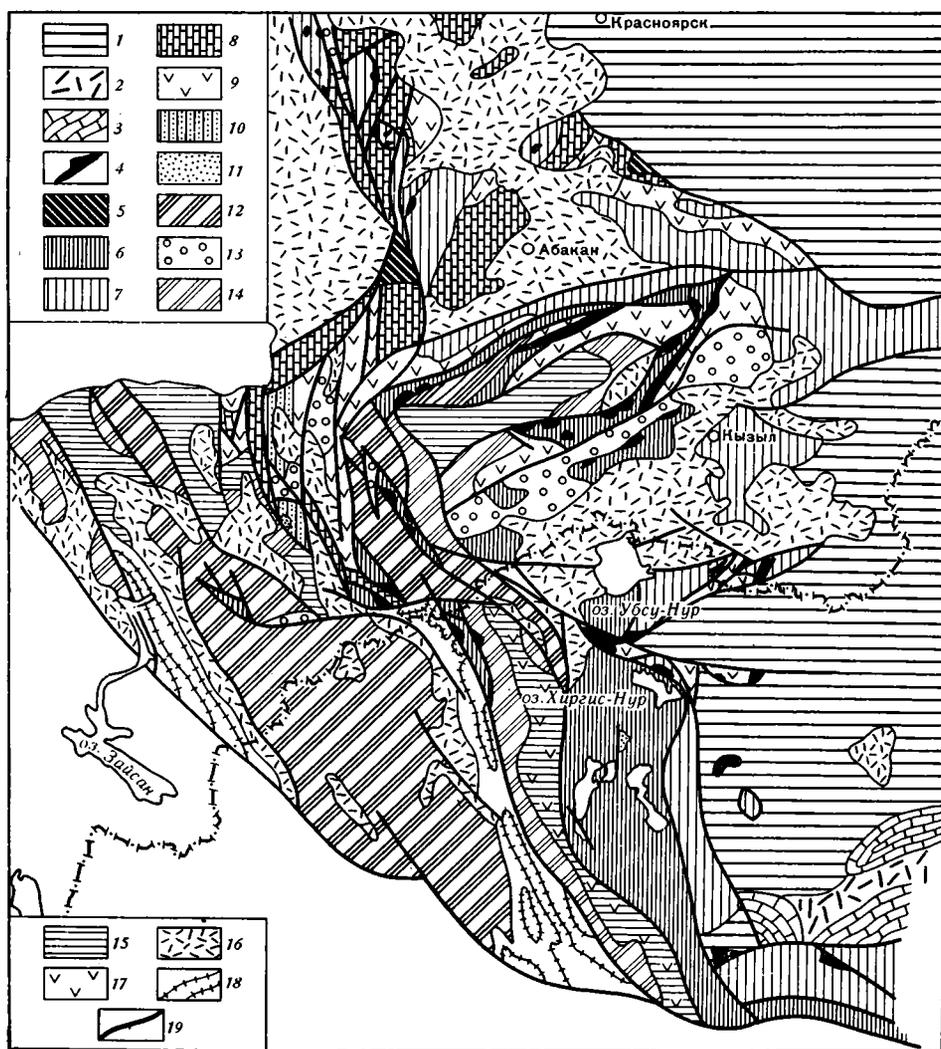
дования последних лет, и они не исчерпывают всей сложности этого процесса.

Нередко поступательное развитие прерывается и локально происходит отступление к более ранней стадии. Весьма вероятно, что при этом полностью или частично разрушаются слои земной коры, т. е. происходит ее местная деструкция.

В настоящее время деструкции уделяется серьезное внимание в работах многих исследователей [2, 46, 51, 58]. Выясняется, что деструкции бывают разных масштабов — от глобальных, приводящих к возникновению новых океанов [58], до локальных, в результате которых образуются отдельные прогибы — моногеосинклинали [22]. Есть основания считать, что процессы деструкции играли заметную роль при тектоническом развитии многих складчатых областей, хотя соответствующие им типовые структуры и формации не установлены.

В данной статье авторы стремились проанализировать тектоническое развитие Алтае-Саянской области и Западной Монголии, показать его вертикальную и латеральную тенденции, а также конструктивное и деструктивное содержание.

О наиболее ранних этапах геологического развития рассматриваемой территории обычно судили по карбонатным и кремнисто-карбонатным отложениям, содержащим остатки древних организмов [49] и за-



легающим в основании разрезов складчатых сооружений [9, 10]. До недавнего времени их возраст всюду считался рифейским [18, 19] и в соответствии с этим выделялся догеосинклинальный этап накопления карбонатных толщ для всей описываемой области [34, 42]. Однако проведенные в последнее время специальные стратиграфические исследования в соседних районах Западной Монголии [15, 16] ставят под сомнение рифейский возраст некоторых карбонатных толщ и внутри Алтае-Саянской области и позволяют условно считать их также венд-нижекембрийскими. Поэтому о довендском этапе развития рассматриваемой территории сейчас говорить трудно из-за отсутствия каких-либо надежных геологических свидетельств. Только за пределами каледонид Алтае-Саянской области, на поднятиях, примыкающих к Сибирской платформе (Протеросаян), распространены заведомо рифейские отложения [65].

Непосредственно на восточном и северо-восточном обрамлениях каледонид в байкалидах широко известны карбонатные отложения более молодого, венд-нижекембрийского возраста; павловская свита Манского [64, 65] и низы боксонской Сархойского прогибов [8], нарынская свита Сангиленга [1], низы хубсугульской серии Северной [28, 32] и цаганоломская свита Западной Монголии [39]. Все эти отложения относятся к карбонатной и терригенно-карбонатной формациям. Почти всюду эти преимущественно карбонатные отложения лежат выше моласс и толщ эпиконтинентальных вулканитов кислого и среднего составов, которые несогласно и с разрывом перекрывают древнее метаморфическое основание. Карбонатные толщи также отделены от вулканогенных несогласием и глубоким разрывом, причем базальные конгломераты содержат гальки и валуны не только эффузивных, но и интрузивных гранитных пород [25]. Следовательно, карбонатная и терригенно-карбонатная формации венд-кембрийского возраста, по всей вероятности накапливались в окраинной эпиконтинентальной части бассейна на коре с хорошо развитым «гранитным» слоем, сформированной в довендское время.

Рис. 1. Тектоническая схема Алтае-Саянской области и Западной Монголии

Область с континентальной корой, сформированной в докембрии: 1 — складчатое основание: мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты (PR); 2 — субсеквентные вулканиты: кварцевые порфиры, андезиты, их туфы, туфобрекчии ($R_3?$); 3 — эпиконтинентальные карбонатные и терригенные отложения ($V - E_1$). Область с континентальной корой, сформированной к девону (каледониды). Комплексы пород океанического фундамента: 4 — гипербазиты и габброиды, 5 — докаледонские метаморфиты (Томский, Сисимский выступы). Комплексы пород океанической стадии развития: 6 — спилито-диабазовые ($V - E_1$), 7 — спилито-кератофировые ($V - E_1$), 8 — кремнисто-карбонатные ($V - E_1$). 9—11 — Зоны, прошедшие переходную стадию развития в условиях островных дуг, в которых гранитно-метаморфический слой земной коры сформировался к верхнему кембрию. Комплексы пород, образованные в условиях островных дуг и краевых морей: 9 — андезито-базальтовые вулканиты (E_{1-2}), 10 — терригенно-кремнистые, вулканогенные и карбонатные породы (E_{1-2}). Комплексы пород, образованные в межгорных впадинах: 11 — полимиктовые известковистые песчаники, известняки, конгломераты и субсеквентные кислые вулканиты (E_2). 12—18 — Зоны, прошедшие переходную стадию развития в условиях краевых морей. 12—13 — Подзоны с гранитно-метаморфическим слоем, сформированным в основном в ордовике. Комплекс терригенных пород, образованных в условиях краевого моря: 12 — олигомиктовые плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты, флишоиды и турбидиты ($E_2 - O_1$). Комплексы пород, образованные в межгорных впадинах: 13 — молассоиды и андезито-липаритовые вулканиты (O). 14—18 — Подзоны с гранитно-метаморфическим слоем, сформированным в основном к девону. Комплексы пород, образованные в условиях краевых морей. 14 — терригенные породы: олигомиктовые плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты, флишоиды и турбидиты ($E_2 - O_1$). Комплексы пород, образованные в условиях внутренних морей; 15 — терригенные и туфогенные полимиктовые песчаники, алевролиты, известковистые песчаники, известняки ($O_1 - S$). 16 — Комплексы пород, образованные в межгорных впадинах: трахиандезитовые, липаритовые вулканиты и молассоиды (D). 17—18 — Прогибы, возникшие в результате локальных деструкций земной коры. Комплексы пород, образованных в «островодужных» условиях: 17 — андезитовые вулканиты, туфопесчаники, алевролиты, сланцы, рифогенные известняки ($O_3 - S$). Комплексы пород, образованных в «моногосинклиналях»: 18 — песчаники и алевролиты «черносланцевые» (D).
19 — разломы

К западу от полосы эпиконтинентальных карбонатных формаций в венде развивался огромный бассейн океанического типа, распространявшийся на Западную Монголию, Алтае-Саянскую область, Казахстан и другие территории Урало-Монгольского пояса. Анализы и сопоставление венд-нижнекембрийских формаций позволяют говорить, что восточная окраина этого новообразованного океана проходила через Дзабханскую зону Западной Монголии на север, в восточную часть Алтае-Саянской области. Она имеет сложное современное очертание и представлена системой пересекающихся и кулисообразно представляющих друг друга разломов.

Палеотектоническая граница, вероятно, была еще более сложной и извилистой. Обычные для приконтинентальных окраин океанических бассейнов формации спилито-кератофирового ряда встречаются как вдоль этой границы, так и на некотором удалении от нее, в глубь бассейна, около крупных карбонатных массивов, таких, как Катунско-Баратальский, Горно-Шорский, Мрасский и Батеневский горсты. В Западной Монголии спилито-кератофировая формация прослеживается по восточной окраине Озерной зоны вдоль границы ее с байкальским обрамлением, представленным Даабханской зоной. Здесь вулканиты спилито-кератофирового ряда и мощные пачки карбонатных и кремнисто-карбонатных пород образуют единую толщу. Во многих случаях (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Кембросаян) [7] кератофировая формация налегает на кремнисто-карбонатную, что дает возможность предположить наличие карбонатно-кремнистых образований в основании венда на больших площадях.

В отличие от карбонатной и терригенно-карбонатной формаций, характерных для древнего обрамления, карбонатные отложения того же венд-нижнекембрийского возраста в пределах каледонид находятся в тесной ассоциации с кремнистыми породами. На Горном Алтае это баратальская [4, 5, 10, 11, 21], Кузнецком Алатау и в Горной Шории енисейская [7, 40], в Салаире кивдинская [57], Кембросаяне шиндинская и овсянковская свиты [50, 53] и, наконец, в Западной Монголии это кремнисто-карбонатная толща на восточной окраине Озерной зоны. Устойчивое сочетание кремнистых и карбонатных пород в этих толщах дает возможность относить их к единой кремнисто-карбонатной формации, которая находится в сложных структурно-стратиграфических соотношениях с раннегеосинклинальными (океаническими) вулканогенными формациями. В верховьях р. Сисим (устное сообщение К. П. Астахова) и на Томском выступе Кузнецкого Алатау [31] мраморизованные кремнисто-карбонатные породы залегают несогласно на метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканогенно-терригенных породах. В Кузнецком Алатау кремнисто-карбонатная формация перекрывает глубокометаморфизованные основные вулканиты, а местами, возможно, лежит непосредственно на меланократовом основании [60]. Особенно отчетливые структурно-стратиграфические связи кремнисто-карбонатной формации с раннегеосинклинальной спилито-кератофировой выявлены на восточной окраине Озерной зоны Западной Монголии. Здесь, на междуречье рек Дзабхан и Хунгуй породы обеих формаций находятся в теснейшем парагенетическом соотношении и могут быть разделены на самостоятельные формации только в отдельных местах, где кремнисто-карбонатные отложения сильно увеличиваются в мощности. Аналогичные соотношения наблюдаются в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Кембросаяне.

Спилит-кератофировая, также венд-нижнекембрийская формация распространена в тех же районах на восточных окраинах рассматриваемых складчатых областей, вдоль границы с древним восточным и северо-восточным обрамлением. Как правило, породы спилито-кератофировой формации залегают в основании разрезов и перекрываются андезит-базальтовыми и андезит-дацитовыми вулканитами. Такие соотношения видны в Улогойской и Хамсаринской зонах Восточной Тувы, где к спилито-кератофировой формации относится туматтайгинская свита,

а к андезито-дацитово-тапсинская свита [60]. В северных районах спилито-кератофировая формация представлена колпинской свитой Кембросаяна [50], монокской серией северного склона Западного Саяна [60], кондомской свитой Кузнецкого Алатау и Горной Шории [41], золотухинской свитой Салаира [57], манжерокской свитой Кадринско-Баратальского горста и ее аналогов в обрамлении Уйменско-Лебединского синклинория [21, 52].

Спилит-кератофировая формация характеризуется в первую очередь сочетанием резко различных по составу вулканогенных пород — базальтов, натровых липаритов, а также почти полным отсутствием пород среднего состава. Обычно в подчиненном количестве среди них встречаются туфогенные, терригенные и карбонатные породы. Важно отметить, что базальты спилито-кератофировой формации заметно отличаются от океанических толетов пониженным содержанием титана и повышенным щелочей. Это может указывать на некоторую дифференциацию магмы, для которой необходима достаточно мощная земная кора. Чередование вулканитов с глинисто-кремнистыми и песчаными осадками, туфами и карбонатными, нередко рифогенными породами свидетельствует о сложном рельефе, возможно, с вулканическими островами.

Тесная ассоциация спилито-кератофировой и кремнисто-карбонатной формаций, близкое совпадение их палеотектонического положения на окраине бассейна дают возможность полагать, что обе формации накапливались на земной коре, которая была существенно неоднородной и местами имела достаточно мощный базальтовый слой, а местами была представлена более глубокими горизонтами меланократового основания. Возможно также, что в ее пределах сохранились участки древней континентальной коры, которые обладали несколько большей стабильностью и могли служить основанием для внутренних поднятий, на которых происходило накопление кремнисто-карбонатных толщ, нередко рифогенных, вначале водорослевых, а затем археоциатовых.

Таким образом, на северной и восточной окраинах рассматриваемой территории наметились эпиконтинентальная (карбонатная) и окраинная (спилит-кератофировая и кремнисто-карбонатная) зоны крупного океанического бассейна.

Основная, собственно океаническая часть этого бассейна простиралась отсюда далеко на запад, где во многих районах широко и полно представлены комплексы пород офиолитовой ассоциации, залегающие, как правило, в основании разрезов. В Западном Саяне офиолитовый комплекс хорошо обнажен по северному склону в Джойском горсте, в центральной части — в Борусском и на юге — в Куртушубинском горсте [61]. Наиболее полно он представлен на востоке Куртушубинского горста, где в верховьях р. Коярд обнажаются прекрасные разрезы, начинающиеся с гарцбургитов и дунитов, которые сменяются выше переслаиванием пироксенитов, дунитов, и габброидов (расслоенный комплекс). Выше располагается сложнопостроенный дайковый комплекс габбро и габбро-диабазов, комагматичных с вышележащими шаровыми спилитами. Последние слагают нередко мощные (до 2 км) толщи и находятся в виде отдельных покровов внутри осадочной части офиолитового разреза, представленной филлитами, кварцитами и известняками и содержащими верхнедокембрийские и нижнекембрийские органические остатки [12].

В Западной Монголии характерные спилито-диабазовая, кремнисто-туфогенная и кремнисто-терригенная формации представлены достаточно полно в средней части Озерной зоны. Здесь в районе хр. Сэрь в основании разреза выходит толща спилитовых пиллоу-лав, лавобрекчий и реже туфов и туфобрекчий. Ее мощность не менее 1,5 км. Выше эти базальтоиды быстро, но постепенно сменяются кремнистыми туфами, туфогенными песчаниками, гравелитами, иногда конгломератами, содержащими в обломках материал разрушения тех же базальтоидов и их туфов. Завершается разрез кремнисто-терригенной формацией, к основанию которой тяготеют массивы археоциато-водорослевых рифогенных известняков, а к верхней части — характерный пласт олистостром, мат-

рица которой представлена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, а несортированные обломки, от 1 см до 4 м в поперечнике, — мраморами, кератофирами, базальтоидами, пироксенитами, серпентинитами, габброидами, спилитами и другими породами. Характерно отсутствие обломков кварца и других пород сиалического основания. Мощность олистостромового пласта 70—90 м, выше его продолжают мелкозернистые кремнисто-терригенные породы. Выше лежит мощная, до 300 м, пачка среднеразнозернистых, часто косослоистых, граувакковых песчаников. Мощность кремнисто-туфогенной и кремнисто-терригенной формаций до 1 км каждая.

Здесь же на хр. Сэр, на разных горизонтах спилито-диабазовой и кремнисто-терригенной формаций несогласно и с базальными конгломератами лежит толща вулканомиктовых песчаников, алевролитов, мергелей и песчанистых известняков с остатками трилобитов амгинского яруса среднего кембрия. Она показывает, что уже в начале среднего кембрия резко изменился тектонический режим и бассейн стал мелководным.

Западнее Озерной зоны на Хархиринском нагорье и Монгольском Алтае венд-нижнекембрийские отложения представлены базальтоидами, кремнистыми туфогенными и терригенными породами с линзами мраморизованных известняков. Но они выходят здесь среди более молодых терригенных отложений в виде отдельных тектонических блоков, в которых тесно ассоциируются с породами меланократового основания — габброидами, гипербазитами и особенно серпентинитами.

Фрагменты офиолитовой ассоциации и раннегеосинклинальных формаций часто встречаются и на Горном Алтае, где породы габбро-гипербазитового комплекса, по-видимому, находятся в основании крупных тектонических пластин. На границах Баратальского горста она описана многими исследователями в виде Чаган-Узунского массива [6, 34, 48]. В Теректинском и Курайском хребтах также известны небольшие тела пород офиолитовой ассоциации в зонах крупных разломов [21, 47].

Важно отметить также, что небольшие линзы серпентинитов часто встречаются в разных районах Монгольского и Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы [33, 35, 36]. Как правило, они находятся в зонах разломов среди пород разных систем палеозоя — от венда до девона. Характерные особенности строения и структурного положения позволяют считать эти тела небольшими протрузиями гипербазитов, отторженцами меланократового основания, маркирующими его распространение на обширных пространствах. По-видимому, венд-нижнекембрийский бассейн с меланократовым основанием занимал всю обширную территорию Западной Монголии и Алтае-Саянской области, вплоть до его восточных эпиконтинентальных («карбонатных») окраин. Возможно также, что этот бассейн распространялся далеко на запад, в пределы Казахстана,

В последнее время все более накапливается материалов по химической характеристике эффузивов, слагающих спилито-диабазовую и спилито-кератофировую формации. Выше отмечалось, что в тяготеющей к окраинным частям бассейна спилито-кератофировой формации базальтоиды характеризуются повышенным содержанием глинозема, щелочей и титана. Этим они существенно отличаются от типовых океанических толентов, а также базальтоидов спилито-диабазовой формации, которая, как отмечалось, занимает более внутренние части рассматриваемой территории и, вероятно, палеобассейна. В ней также намечаются некоторые интересные особенности пространственного распределения базальтоидов, имеющих разную петрохимическую характеристику. Так, в срединной части Западного Саяна примерно 40% вулканитов, слагающих чингинскую свиту [55], являются типичными низкощелочными толентами (K_2O — 0,34%, TiO_2 — 1,69% и P_2O_5 — 0,21%) с относительно высоким содержанием магния (MgO более 7,33%). Более 40% вулканитов принадлежит к базальтоидам повышенной щелочности ($K_2O \sim 0,95\%$), из них 10% содержит K_2O более 2%. В этих базальтоидах повышено содержание титана (TiO_2 — 2,1—2,17%) и фосфора, указывающее на первичное обогащение калием. В щелочных базальтах железо преобладает над магнием. Таким

образом, в Западном Саяне распространены как типичные океанические базальты, так и их щелочные разновидности. Кислых и средних вулканитов там до 10%, по-видимому, они являются дифференциатами толеитовой магмы и содержат $K_2O \sim 0,5\%$.

В спилито-диабазовой формации Озерной зоны доля базальтоидов, петрохимические характеристики которых близки к океаническим толеитам, значительно возрастает и достигает 50% общего количества вулканитов. Соответственно уменьшается количество щелочных базальтоидов и пород кислого и среднего состава. По всей вероятности, сходную характеристику имеют вулканиты, входящие в состав горстов в более западных районах Монголии и Горного Алтая. В то время как вулканиты из каледонид Центрального Казахстана [63] ближе по своим петрохимическим особенностям к эффузивам Западного Саяна, чем Озерной зоны Западной Монголии.

Из приведенного анализа следует, что распределение вулканогенных пород в пространстве, особенно базальтоидов, имеющих разные петрохимические характеристики, подчинено интересной закономерности: относительное количество базальтоидов, близких по составу к океаническим толеитам, увеличивается в западном и юго-западном направлении от краевой к срединной части палеобассейна. В этом же направлении растет петрохимическое сходство базальтоидов с океаническими толеитами. В этой связи сходство петрохимических особенностей вулканитов Центрального Казахстана, близких к западносаянским, можно считать указанием на принадлежность их к противоположной, западной окраине того же палеоокеана.

Суммируя особенности состава, строения и тектонического положения венд-нижнекембрийских формаций, можно наметить латеральный ряд палеотектонических зон, закономерно расположенных с востока на запад: «карбонатная» зона обрамления на континентальной коре; «спилито-кератофировая» и «кремнисто-карбонатная» краевые океанические зоны на коре переходного типа; спилито-диабазовая срединная океаническая зона на океанической коре. Нетрудно заметить, что эти палеотектонические зоны могут представлять соответствующие части крупного бассейна, который образовался в вендское время на коре океанического типа. Можно предположить, что такая кора образовалась путем раздвижения континентальных плит, что привело к вскрытию меланократового основания и заложению на нем этого бассейна.

Судя по возрасту спилито-диабазовой, спилито-кератофировой и кремнисто-карбонатной формаций, ранняя океаническая стадия развития стала затухать к середине нижнего кембрия, когда наибольшее значение приобрело накопление карбонатных пород особенно в краевой части бассейна: усинские известняки Кузнецкого Алатау и Горной Шории [7], каянчинские Катунского горста [21], уярские, балахтисонские и колпинские Кембросаяна [50], крольские — Манского прогиба [50], верхи боксонских известняков в Сархойском прогибе [8] и хубсугульской свиты Прихубсугулья [32].

Западнее во внутренних океанических зонах вулканизм также стал затухать и спилито-диабазовая формация сменилась кремнисто-туфогенной, а затем кремнисто-терригенной. В Западном Саяне продолжалось накопление спилито-фтанито-сланцевой формации, но также преобладало отложение кремнисто-терригенных пород, а местами археоциатовых известняков (верхи чингинской свиты) [60]. Концу нижнего кембрия в некоторых разрезах отвечают конгломераты, грубокосослоистые песчаники и горизонты олистостром с обломками пород офиолитового комплекса и гипербазитов меланократового основания. Они установлены в Западной Туве [27], по северному склону Западного Саяна [60] и в Озерной зоне Западной Монголии. Эти образования свидетельствуют о существенных тектонических, в том числе горизонтальных движениях в конце кембрия.

Наиболее интенсивные движения происходили на границах внутренних океанических и внешних переходных зон, где конец нижнего и нача-

ло среднего кембрия характеризуется интенсивным развитием андезитового, в основном эксплозивного вулканизма. По всей вероятности, в это время возникают Кузнецко-Алатауская, Северо-Саянская и Саяно-Тувинская островные дуги. Кузнецко-Алатауской дуге отвечают диабазы, андезиты, туфы, туфоконгломераты мундыбашской [41] и каимской свит [21].

Восточнее внутри переходной зоны Кузнецкого Алатау и Кембросаяна в нижнем — среднем кембрии вулканизм был менее интенсивным, формировались в основном туфопесчано-сланцевые толщи с отдельными прослоями андезито-базальтов и известняков (сыйская и осиновская свиты) [41]. В Беллыкском Белогорье и Батеневском кряже продолжалось накопление известняков верхней части венд-кембрийского карбонатного комплекса.

В междуговых прогибах Северо-Саянской и Саяно-Тувинской двойных островных дуг в среднем кембрии накапливалась формация зеленых туфов (арбатская свита [60]), переходящая по простираению в вулканогенные толщи, и андезито-базальтовая формация (хамсаринская свита [66]), сменяющаяся вверх туфогенными песчаниками, конгломератами и сланцами (карабулукская, аласугская и другие свиты). В Озерной зоне, как отмечалось выше, в начале среднего кембрия появились первые мелководные терригенные отложения. Вероятно, к этому же средне- и верхнекембрийскому времени приурочено образование массивов габбро-плаггиогранитной формации, наиболее широко распространенных в структурах переходной зоны северной и восточной окраин рассматриваемой территории. К ним относятся интрузии тануольского комплекса Тувы и Западной Монголии, маннского комплекса северного склона Западного Саяна и др. Андезит-базальтовый эффузивный и габбро-плаггиогранитный интрузивный магматизм показывают, что в среднем кембрии на территории переходной зоны был сформирован гранитно-метаморфический слой земной коры и, таким образом, она настигла структуры континентального обрамления. В этом выразилось наиболее раннее проявление конструктивной сущности геосинклинального процесса, его вертикальной и латеральной тенденций развития. Позднее, в верхнем кембрии, а местами даже в конце среднего кембрия, здесь в отдельных межгорных прогибах и впадинах накапливались молассоидные отложения: еландинская и кульбичская свиты Горного Алтая [5], горношорская свита Горной Шории и китатская Кузнецкого Алатау [41], чампынская свита Тоджинской впадины в Туве [66] и красноцветно-терригенная толща Баджийского прогиба Протеросаяна [65] и мн. др.

На остальной обширнейшей территории, от восточной окраины Западного Саяна до Рудного Алтая и от северных подножий Горного Алтая до южных склонов Монгольского Алтая, в среднем кембрии начали накапливаться однообразные терригенные отложения. Они всюду сложены мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми песчаниками и алевролитами серого, серо-зеленого цвета и только в верхних частях их полимиктовыми серо-фиолетовыми и лиловыми разностями. Обломочный материал представлен хорошо окатанными зернами плаггиоклаза и кварца, редко — кремнистыми породами и кислыми эффузивами, иногда попадаются единичные обломки известняков и других пород.

Обычно в породах хорошо выражена тонкослоистая текстура, нередко флишоидная, но без правильной ритмичности [26]. Местами можно заметить тонкую косую слоистость подводных течений в вихревые текстуры подводного оползания. В верхних горизонтах, сложенных зелено-фиолетовыми и красноцветными, более грубообломочными породами, встречается грубая косая и градационная слоистость, а иногда знаки волновой ряби.

По преобладанию тех или иных пород серия делится на три толщи: нижнюю зелено-сланцевую, среднюю песчаниковую флишоидную и верхнюю пестроцветную. Это деление выдерживается в Западном Саяне (сютхольская, ишкинская, аласучская, кемтерекская и иньсукская свиты) [29, 60], Горном Алтае и Монгольском Алтае (нижняя, средняя и

верхняя свиты горно-алтайской серии) [13, 14, 21, 24]. Примерная общая мощность серии — 5—6 км. Возраст определяется только приблизительно, так как нижняя стратиграфическая граница остается неизвестной, но наблюдалось несогласное налегание на размытой поверхности дислоцированных слоев этой серии среднеордовикских и аренигских пород [21, 24, 52]. Кроме того, велика вероятность фациального перехода по латерали на север и восток этих пород к молассоидам средне-верхнекембрийского и нижнеордовикского возраста [52]; поэтому возраст терригенной толщи принимается среднекембрийско-нижнеордовикским.

Особенности строения и состава пород серии позволяют относить их к единой песчано-алевритовой флишовой формации. Отсутствие на огромной площади существенных изменений состава и структурно-текстурных особенностей, органических остатков, карбонатности и каких-либо признаков мелководья позволяет считать ее накопившейся в обширном и глубоком бассейне. Однако следует отметить, что в пределах Западного Саяна в этой толще появляется материал размыта вулканогенных пород, что дает основание относить ее к формации зеленых туфов [60]. В целом же, учитывая однообразный кварц-плагиоклазовый состав и огромный объем этих терригенных отложений, следует считать их образовавшимися за счет размыта древних сиалических масс восточного континентального обрамления. Очень прозорливо Н. П. Херасков назвал такие толщи аллохтонными геосинклинальными формациями [62], имея в виду внегеосинклинальные источники сноса. К началу ордовика эти терригенные толщи были повсюду интенсивно дислоцированы, а локально метаморфизованы до амфиболитовой фации и гранитизированы, образовав несколько линейных метаморфических зон на Горном Алтае [14, 21], Западном Саяне [59] и в Западной Монголии [24]. Тогда же в ордовике появились первые гранитоиды [43] и начали формироваться молассоиды в межгорных впадинах — Еринатская, Улаганская, Урэгнурская и др., наложенные мульды [21, 23].

Нижнеордовикские метаморфизм, гранитизацию и молассоиды можно считать показателями образования достаточно мощного гранитно-метаморфического слоя, распространившегося на значительных территориях к западу и югу от зон среднекембрийской стабилизации. Однако в пределах этих новых площадей с нижнеордовикским «гранитным» слоем, по-видимому, остались крупные «окна» без существенного «гранитного» слоя, способные к дальнейшему развитию. Последовавшее в арениге опускание привело к образованию на месте этих «окон» крупных прогибов: Западно-Саянского и Хемчикско-Систигхемского [29], Ануйско-Чуйского и Уйменско-Лебедского. Вторые из этих парных прогибов были наложены на среднекембрийское складчатое основание, хотя генетически и пространственно по латерали они тесно связаны с первыми.

Ордовикско-силурийские прогибы выполнены терригенно-карбонатными породами, имеющими много общего в составе и строении: в них большую роль играет разнообразный местный материал, и часто они являются полимиктовыми и даже вулканомиктовыми; присутствуют глинистые и известково-глинистые сланцы, известняки; окраска пород чаще серая и серо-зеленая, реже буровато- и лилового-серая.

Преобладание в обломках местного материала — наиболее характерная черта ордовикско-силурийских отложений, резко отличающая их от терригенных пород среднекембрийско-нижнеордовикского этапа [20]. Вторым отличием служит присутствие известковистого материала, который полностью отсутствовал в предшествовавших терригенных толщах, причем в ордовикско-силурийских толщах заметно закономерное и постоянное увеличение его вверх по разрезу во всех прогибах, а в Ануйско-Чуйском, Чарышско-Инском и частично Западно-Саянском синклинариях верхний силур сложен мощными пачками массивных известняков [29, 56]. Состав и строение ордовикско-силурийских толщ относятся к единой терригенно-карбонатной формации, накопившейся в условиях внутреннего моря за счет размыта окружающих поднятий. Во многих случаях можно проследить постепенный переход от этой терригенно-

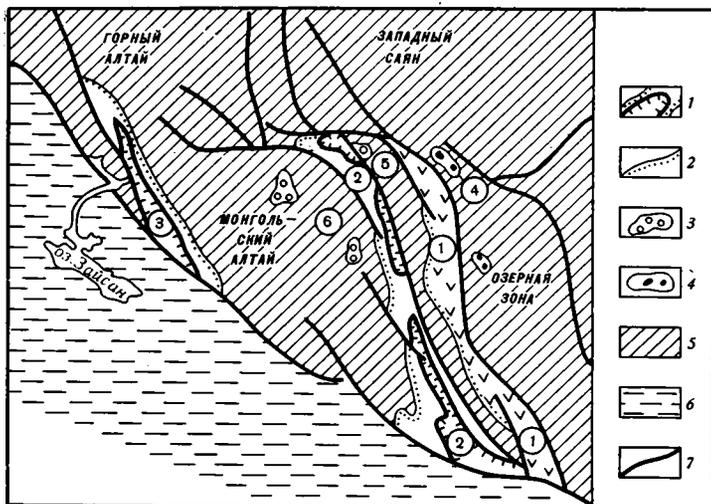


Рис. 2. Расположение деструктивных прогибов и одновозрастных наложенных впадин. Деструктивные прогибы: 1 — средне-позднедевонские и 2 — позднеордовикско-силурийские. Наложенные впадины: 3 — средне-позднедевонские и 4 — позднеордовикско-силурийские, 5 — каледониды, 6 — герциниды, 7 — разломы. Цифры на схеме: 1 — Кобдинский, 2 — Делюно-Юстыдский, 3 — Южно-Алтайский прогибы; 4 — Урэгурская, 5 — Шарагобийская, 6 — Бантуинская впадины

карбонатной формации по латерали к молассоидам межгорных впадин [14, 17, 22, 29].

Терригенно-карбонатная формация закономерно завершает вертикальный ряд геосинклинальных формаций, отражая спокойное окончание геосинклинального накопления и выравнивание тектонических условий в каледонидах к концу силура.

Однако в Кобдинской зоне Монгольского Алтая этому же ордовикско-силурийскому этапу отвечают совершенно иные, островодужные отложения, (рис. 2, 3), несогласно лежащие на складчатых кембро-ордовикских отложениях и занимающие практически всю территорию зоны [24]. Решающее место в них принадлежит вулканогенным породам, в том числе лавам и туфам андезито-базальтового состава, ассоциирующим с вулканомиктовыми и граувакковыми песчаниками и рифогенными известняками. В последних содержатся органические остатки верхнеордовикского и силурийского возраста. Наиболее полно этот комплекс представлен в южной части Кобдинской зоны, где описан стратиграфический разрез всех ярусов ордовикской и силурийской систем [38].

По составу и строению слагающих пород можно выделить три толщи: верхнеордовикскую преимущественно терригенную с рифами коралловых известняков и вулканитами кислого состава, нижнесилурийскую кремнисто-терригенную с черными граптолитовыми сланцами и алевролитами и, наконец, силурийскую вулканогенную андезито-базальтовую с рифами и биогермами коралловых и криноидных известняков. Мощность каждой толщи колеблется от 300 до 500 м и более, а всего разреза — от 1 до 3 км. Нередко, особенно в зонах разломов, вулканогенные породы претерпевают зеленокаменное перерождение, а иногда вместе с осадочными превращаются в кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма.

Вероятно, каждая из трех толщ соответствует геологической формации, но недостаточная изученность не позволяет охарактеризовать каждую из них отдельно. В то же время главные и общие для них черты строения и состава не оставляют сомнения в принадлежности их к островодужной вулканогенно-терригенной известняково-рифовой надформации.

При прослеживании по простиранию Кобдинской зоны с юга на север, по мере удаления от южномонгольских герцинид, наблюдается по-

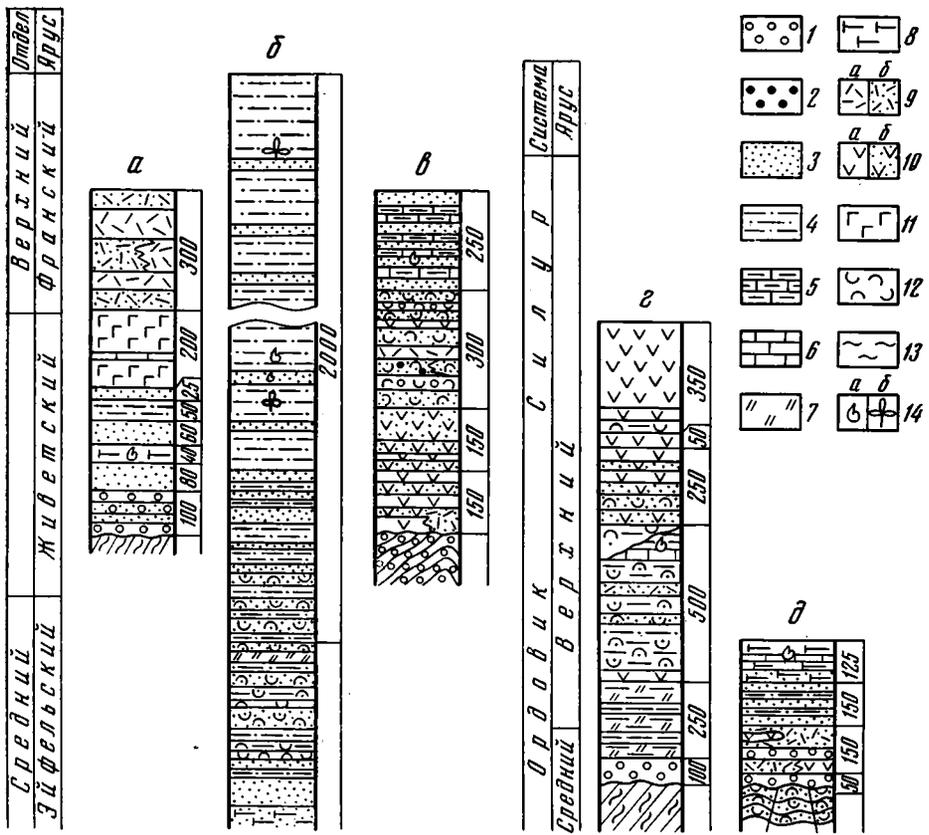


Рис. 3. Сопоставление разрезов деструктивных прогибов и наложенных впадин *а* — Байнтуинская впадина, *б* — Юстыдский прогиб, *в* — Шарагобийская впадина. *г* — Кобдинский прогиб, *д* — Урегнурская впадина. 1 — конгломераты, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — глинистые известняки, 6 — известняки, 7 — кремнистые породы разного состава, 8 — известковистые породы разного состава; 9 — лавы (*а*) и туфы (*б*) разного состава; 10 — среднего; 11 — основного; 12 — туфогенный материал в осадочных породах; 13 — хлорито-серцитовые сланцы; 14 — остатки фауны (*а*) и флоры (*б*)

степенное уменьшение доли вулканогенных и тонкозернистых осадочных пород за счет увеличения крупнозернистых терригенных. Такие же, но более быстрые и сильные изменения происходят вкрест простирания. Например, на расстоянии 25—35 км от оз. Ачит-нур в северо-восточном направлении происходит переход от типично геосинклинальных «островодужных» отложений (район гор Гашгурта) сначала к прибрежно-морским (район устья р. Ямату-гол), а затем к типичным красноцветным орогенным молассоидам (район оз. Урэг-нур). Он показывает, что в ордовике и силуре эта зона была геосинклинальным прогибом, ограниченным с трех сторон поднятиями и только в южном направлении соединявшимся с Южно-Монгольской геосинклинальной областью, где в это время происходили наиболее активные процессы ранней геосинклинальной океанической стадии развития в условиях общего растяжения и погружения [22].

Таким образом, геосинклинальный прогиб Кобдинской зоны был заложен на кембро-ордовикском складчатом основании после его метаморфизма и гранитизации, т. е. после создания существенного гранитно-метаморфического слоя. Состав и строение отложений, выполнявших этот прогиб, свидетельствуют о местном возврате к геосинклинальным условиям «островодужной» переходной стадии и, возможно, о локальном разрушении молодого гранитно-метаморфического слоя.

Отклонение от поступательного геосинклинального развития было кратковременным, и уже в начале девона все каледониды Алтае-Саянской области и Западной Монголии, включая Кобдинскую зону, вступили в континентальную стадию в качестве единой орогенной области. В ее пределах формировались типичные межгорные впадины, заполнявшиеся орогенными андезит-липаритовой и молассовой формациями. Одновременно и даже местами несколько раньше началось массовое гранитообразование. Оно также охватило все тектонические зоны, причем в каждой зоне образовывалась своя раннеорогенная гранитоидная формация, существенно отличающаяся от других петрохимическими и геохимическими особенностями. Эти особенности, по-видимому, связаны с различиями пород субстрата, бывших исходными для полигенно-метасоматического гранитообразования. Знаменательно, что возраст каждой гранитоидной формации закономерно изменяется в пределах соответствующей зоны, постепенно становясь все более молодым по мере движения от срединных к окраинным частям каледонид к герцинскому поясу Южной Монголии. По всей вероятности, в этом выражается определенная латеральная направленность процессов гранитообразования и роста гранитно-метаморфического слоя земной коры [43].

Практически повсеместный девонский орогенный магматизм отражает интенсивный процесс роста гранитно-метаморфического слоя и завершение формирования континентальной коры. Однако и на этом этапе в отдельных зонах происходили процессы иного, деструкционного характера (см. рис. 2, 3).

В среднем девоне вдоль восточной окраины Алтайской зоны Монгольского Алтая возник глубокий прогиб, заполнившийся мощной, до 5—7 км, сероцветной песчано-алевритовой («черносланцевой») толщей, к началу карбона смятой в крутые линейные складки [23]. Этот крупный прогиб, названный Делюно-Юстыдским, протягивается от герцинид Южной Монголии вдоль хребта Монгольский Алтай и замыкается у южного склона Курайского хребта. Слагающие Делюно-Юстыдский прогиб толщи пород характеризуются отчетливыми и однотипными фациальными изменениями — постепенными вдоль и резкими вкрест простирания прогиба. Они выражаются в уменьшении доли сероцветных кремнистых и тонкозернистых пород за счет увеличения крупнообломочных и красноцветных при прослеживании с юга на север, от границы с герцинидами Южной Монголии, и в широтном направлении, от осевой части прогиба к примыкающим поднятиям, т. е. здесь по мере удаления от герцинской зоны происходит такое же закономерное уменьшение «геосинклинальности» и увеличение «орогенности», как в описанном ордовикско-силурийском прогибе. Нет оснований сомневаться, что девонский прогиб раскрывался в сторону южномонгольского геосинклинального бассейна, являясь его тектоническим ответвлением, «заливом», внедрившимся в область уже сформированных каледонид на орогенном этапе их развития. Подобного рода прогибы были выделены в качестве моногеосинклиналей, т. е. единичных, изолированных геосинклиналей [22].

Вероятно, к этому же классу структур, моногеосинклиналям, принадлежит Белоубинский синклиниорий Южного Алтая, выполненный по составу и девонскому возрасту песчано-алевритовой толщей. Он занимает аналогичное с Делюно-Юстыдским прогибом тектоническое положение, ответвляясь от герцинского пояса и внедряясь в северо-западном направлении в глубь области каледонид (см. рис. 2).

Возникновение девонских моногеосинклиналей показывает, что даже в орогенный период, когда в пределах всей области каледонид была сформирована мощная кора континентального типа, снова могли возрождаться геосинклинальные условия в результате деструкции этой коры в отдельных линейных зонах.

В заключение на основе анализа строения и развития Алтае-Саянской области и Западной Монголии, занимающими значительную часть Урало-Монгольского пояса, можно сделать следующие выводы:

1. Алтае-Саянская область и Западная Монголия прошли основные стадии развития — океаническую, переходную и континентальную, от венда до верхнего палеозоя, и за это время тонкая океаническая кора в них преобразовалась в мощную континентальную. В этом преобразовании проявились главные черты геосинклинального процесса: созидательное, конструктивное содержание и поступательный характер развития. Они выразились в постепенном образовании «гранитного» слоя коры, увеличении его мощности и разрастании по laterали.

2. Локальные деструкции неоднократно осложняли развитие конструктивного процесса на разных стадиях и приводили к разрушению новообразованных структур и слоев земной коры. При этом возникали оригинальные прогибы, в которых развитие как бы повторялось, начинаясь с более ранней стадии.

3. Деструкции могут быть разных масштабов — от глобальных при образовании новых океанов до локальных подвижек в пределах отдельных структур [55]. Наиболее существенное значение при анализе складчатых областей, по-видимому, имеют локальные деструкции среднего масштаба с образованием отдельных, но достаточно крупных прогибов.

4. Возможно, что уже на ранней океанической стадии развития Урало-Монгольского бассейна деструкции приводили к локальному разрушению зарождавшейся коры и накоплению осадков непосредственно на меланократовом основании.

Ордовикская деструкция произошла на переходной стадии. Она разрушила молодой «гранитный» слой и вновь привела к накоплению островодужных отложений в Кобдинской зоне Западной Монголии.

В среднем девоне, уже на континентальной стадии, снова в результате деструкции возникли Делюно-Юстыдская и другие моногеосинклинали, заполнявшиеся осадками переходной стадии.

Вполне вероятно, что ордовикская и девонская деструкции были вызваны наиболее активными движениями, происходившими в герцинидах Южной Монголии, которые переживали в это время наиболее бурные стадии заложения и развития.

5 В конструктивных и деструктивных процессах проявилось диалектическое единство в развитии геологических структур и формировании земной коры.

Литература

1. Александров А. П., Журавлева З. А., Степанова М. В. Новые данные о поздних протерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилене.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. III. 1974, Тувинское книжн. изд-во, с. 21—22.
2. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Толмачева С. Г., Шужанов В. И., Шерба И. Г. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
3. Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 34, с. 3—22.
4. Белоусов А. Ф. О разрезе древнейших неметаморфических толщ и верхней границы докембрия Алтая.— Изв. Томск политехн. ин-та, 1958, т. 90, с. 12—22.
5. Белоусов А. Ф., Сенников В. М. Кембрий Северо-Восточного Алтая.— Тр. СНИИГГИМС, 1960, вып. 13, с. 123—135.
6. Боголепов К. В., Яшин А. А. О современных гипотезах образования гипербазитов в структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае.— Геология и геофизика, 1973, № 8, с. 12—24.
7. Бровков Г. Н. Вулканизм и осадкообразование в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6, с. 37—50.
8. Бутов Ю. П., Долматов Б. А., Воронцова Г. А. К стратиграфии верхнего докембрия — кембрия Восточного Саяна.— Сов. геология, 1979, № 6, с. 44—55.
9. Винкман М. К. Об отложениях Алтае-Саянской области, эквивалентных юдомским Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по региональной геологии. 1974, с. 61—64. (Труды СНИИГГИМС. Вып. 173).
10. Винкман М. К., Асташкин В. А., Краевский Б. К. Схема расчленения докембрийских и кембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая.— Матер. по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области, 1964, с. 34—49. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 29).

11. *Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И.* Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая.— Сов. геология, 1962, № 12, с. 44—56.
12. *Владимирский Г. М., Задорожная Н. М.* Стратиграфия нижнекембрийских отложений (чингинская свита) юго-западной части Западного Саяна.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 200—207.
13. *Волков В. В.* Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
14. *Волочкович К. Л., Леонтьев А. М.* Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964, с. 177—180.
15. *Воронин Ю. И., Дроздова Н. А.* Водорослево-археоцитовые комплексы Санаштыг-гольского горизонта Ак-Баши (Западная Монголия).— Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции, 1975, вып. 2, с. 306—310.
16. *Воронин Ю. И., Дроздова Н. А.* Древнейший археоцито-водорослевый комплекс Западной Монголии.— Тр. Совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции. Вып. 3. Наука, 1976, с. 291—297.
17. *Гинцингер А. Б.* Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая.— Тр. СНИИГГИМС, 1959, вып. 5, с. 67—94.
18. *Гинцингер А. Б.* Краткий обзор стратиграфии верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатости.— В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. 1979, с. 4—61. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 268).
19. *Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Фефелов А. Ф.* Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилен.— Тр. СНИИГГИМС, 1979, вып. 268, с. 92—119.
20. *Дергунов А. Б.* Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувы в нижнем силуре.— Геология и геофизика, 1965, № 4, с. 19—35.
21. *Дергунов А. Б.* Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 172, 215 с.
22. *Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 87—103.
23. *Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* Стратиграфия отложений, выполняющих наложенные структуры Северо-Западной Монголии.— В кн.: Труды научно-исслед. геол. ин-та МНР, 1970, вып. 1, с. 25—38.
24. *Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* Основные черты строения и развития структур Монгольского Алтая.— В кн.: Тр. научно-исслед. геол. ин-та МНР, вып. 2. Госиздат, 1972.
25. *Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С.* Геология Западной Монголии. М., Наука, 1980, 195 с.
26. *Дмитриева В. К., Волочкович К. Л.* К методике расчленения немых нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Чарышско-Теректинского антиклинория в Горном Алтае.— Тр. ВАГТ, 1958, вып. 4, с. 92—98.
27. *Зайков В. В., Зайкова Е. В.* О возрасте актавракского комплекса и перерыв в нижнем кембрии Тувы.— Геология и геофизика, 1969, № 7, с. 121—125.
28. *Зайцев Н. С., Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Т. и др.* Тектоника Монголии.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 125—138.
29. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 223—233.
30. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Наука, 1972. 240 с.
31. *Ивонин И. П.* К стратиграфии докембрийских отложений западного склона Кузнецкого Алатау.— Геология и геофизика, 1970, № 12, с. 109—117.
32. *Ильин А. В.* О южном шельфе сибирского континента в позднем докембрии и кембрии.— Геология и геофизика, 1979, № 8, с. 10—19.
33. *Кузнецов В. А.* Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1953, № 1, с. 108—114.
34. *Кузнецов В. А.* Тектоническое районирование Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы геологии Азии, Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
35. *Кузнецов В. А.* О возрасте гипербазитовых интрузий Горного Алтая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 76—87.
36. *Кузнецов П. П.* Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 97 с.
37. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1975, вып. 268, с. 228.
38. *Маркова Н. Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975, с. 31—54.
39. *Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А.* К вопросу о вендкембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. XVII (1), с. 57—71.
40. *Моссаковский А. А.* Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (саланрид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой.— Тр. Лабор. палеовулкан. Казахск. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1963, вып. 2, с. 22—37.
41. *Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.
42. *Нехорошев В. П.* Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
43. *Павленко В. С., Вороновский С. Н., Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* История развития гранитоидов Западной Монголии.— Бюл. МОИП, 1977, т. 52, № 3, с. 107—125.
44. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.

45. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2, с. 657—659.
46. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др.* Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
47. *Перфильев Ю. С.* Докембрий и нижний палеозой западной части Горного Алтая: Автореф. канд. дис. МГРИ, 1964, с. 21.
48. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
49. *Поспелов А. Г., Тарковский С. Л.* Методика изучения, систематика и классификация фитогенных образований и проблематики верхнего докембрия Алтае-Саянской области. Методические рекомендации. СНИИГГИМС, 1978.
50. *Предтеченский А. А.* Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. Новосибирск: Наука, 1967. 155 с.
51. *Пушаровский Ю. М.* Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
52. *Сенников В. М.* История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике.— Тр. СНИИГГИМС, 1977, вып. 201. 134 с.
53. *Тарковский С. Л.* Стратиграфия позднего докембрия западной части Восточного Саяна.— В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. 1979, с. 52—81 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 268).
54. Тектоническая карта Евразии м-ба 1 : 5 000 000/Под ред. Пейве А. В., Яншина А. Л. М.: ГУГ, 1966.
55. Тектоническая карта Северной Евразии/Гл. ред. Пейве А. В., Яншин А. Л., НПО «Аэрогеология», 1980.
56. *Тихонов В. И.* К стратиграфии Аунуйско-Чуйской и «зелено-фиолетовой» формации Причарышского Алтая.— Тр. ВАГТ, 1956, вып. 2, с. 34—45.
57. *Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.* Геологический очерк Салаира.— Тр. ВСЕГЕИ. 1961, Нов. сер. 63, 218 с.
58. *Хаин В. Е.* Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. М.: Наука, 1976, с. 5—13.
59. *Херасков Н. Н.* Возраст и строение метаморфических толщ. Западного Саяна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, 45, вып. 3, с. 34—49.
60. *Херасков Н. Н.* Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 35—53.
61. *Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 117 с.
62. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91. 119 с.
63. *Хераскова Т. Н., Новикова М. З., Зардиашвили Н. И.* Особенности состава ранне-геосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.
64. *Хоментовский В. В.* Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.
65. *Хоментовский В. В.* Венд.— Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР, 1976, вып. 243, с. 271.
66. *Чучко В. Н., Сарбаа Я. В., Шульга В. К.* Стратиграфия кембрийских образований: междуречья Сыстыг-Хем-Чашпы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, Кызыл: Тувинское книжн. изд-во, 1969, вып. 1, с. 9—22.
67. *Шатский Н. С., Богданов А. А.* Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 500 000. М.: Госгеолтехиздат, 1967, 45 с.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
25.VI.1981

УДК 551.242.2(265/266)

КАШИНЦЕВ Г. Л., КУЗЬМИН М. И., **ПОПОЛИТОВ Э. И.****СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ
ВПАДИНЫ ХЕССА (ТИХИЙ ОКЕАН)**

Проведено петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение магматических пород впадины Хесса, расположенной на западном фланге Галапагосского спредингового центра вблизи точки сочленения трех литосферных плит. Вследствие своеобразия геодинамической обстановки породы впадины Хесса, сохраняя основные черты строения типичной океанической коры, развитой в срединно-океанических хребтах и в офиолитовых поясах на континентах, отличаются большей степенью дифференцированности вплоть до образования на конечных этапах ферробазальтовых разностей.

Впадина Хесса является самой западной частью Галапагосского рифта и расположена вблизи точки тройного сочленения плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска. В результате исследований в рейсах НИС «Дм. Менделеев» (8-м и 14-м) и НИС «Академик Курчатов» (24-м) было выяснено строение земной коры этого региона и собран представительный каменный материал, характеризующий различные слои разреза [3, 8, 12]. В бортах впадины наблюдается закономерная смена пород от габброидов, включающих в себя плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, габбро-нориты, оливниновые и нормальные габбро (скорости поперечных сейсмических волн в этих породах 6,8 км/с), через долериты (сейсмические скорости 5,5 км/с), которые отвечают, очевидно, дайковой серии, к базальтам (сейсмические скорости 3,5 км/с), представленным пиллоу-лавами, покрытыми железомарганцевыми корками мощностью 2—4 мм [8]. Свежие подушки базальтов подняты со дна впадины. На стекловатых корках этих подушек не наблюдается никаких следов железомарганцевых минералов, что может свидетельствовать о сравнительной молодости пород по сравнению с базальтами бортов впадины. Анализ глубинного строения рассматриваемого района тройного сочленения и геодинамики его развития, выполненный Л. П. Зоненшайном с коллегами [3], позволяет полагать, что в бортах впадины Хесса вскрыты породы, образовавшиеся в точке тройного сочленения Восточно-Тихоокеанского поднятия с Галапагосским рифтом, а на дне ее обнажаются базальты, сформированные в результате спрединга в оси Галапагосского рифта.

Таким образом, во впадине Хесса в естественных обнажениях наблюдается стратифицированный разрез океанической коры, а также обнаружены магматические образования, связанные с различными зонами спрединга. Разнообразие магматических пород с точной привязкой их по вертикали определяет интерес к ним не только с точки зрения изучения процессов формирования океанической коры, но и тем, что здесь можно на представительном материале изучать процесс дифференциации базальтовой магмы. Обнаружение во впадине Хесса в едином разрезе интрузивных, субвулканических и эффузивных пород позволяет более объективно сравнить океанический разрез с разрезом офиолитов, которые большинством исследователей рассматриваются в качестве океанической коры геологического прошлого [7, 10]. Интрузивные породы, представленные кумулятивными образованиями ультраосновного и основного состава, залегают в офиолитах [6] обычно между тектонизированными и метаморфизированными перидотитами и дайковой серией. Природа этих образований вызывает споры, поэтому определен-

ный интерес представляет выяснение вопроса коагматичности отдельных комплексов магматических пород в современном океане.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД ВПАДИНЫ ХЕССА

Среди интрузивных пород, поднятых с самых нижних горизонтов впадины Хесса, выделяется несколько разновидностей, связанных между собой постепенными переходами. Главными среди них являются плагиоклазовые перидотиты или оливиниты, троктолиты и разнообразные габбро.

Плагиоклазовые перидотиты состоят на 85% из серпентинизированных, относительно идиоморфных зерен оливина размером до 3—5 мм, интерстиции выполнены почти полностью сосюритизированными и пренитизированными зернами плагиоклаза. Вокруг оливиновых выделений наблюдается каемка ортопироксена. Троктолиты отличаются от перидотитов лишь количественными соотношениями минералов — оливин 40, плагиоклаз 60%. Форма зерен минералов, их соотношения и характер вторичных изменений в обоих породах одинаковые. Троктолиты часто имеют полосчато-такситовое строение, обусловленное чередованием линз и полос, обогащенных оливином и мономинеральными прослоями плагиоклазитов. Возможно, что плагиоклазовые перидотиты являются меланократовыми прослоями в троктолитах.

Среди габброидов отмечают: оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, оливиновые и обычные габбро. Все эти породы близки по структурам, а отличаются главным образом по количественным соотношениям породообразующих минералов. Оливиновые габбро-нориты состоят из оливина (5—30%), ортопироксена (5—15%), клинопироксена (10—45%) и плагиоклаза (35—75%). Зерна оливина идиоморфны, в отличие от троктолитов они замещаются не серпентином, а иддингситом и тальком. Оба пироксена выполняют интерстиции между зернами оливина и удлиненно-призматическими зернами плагиоклаза, а ортопироксен, кроме того, образует каемки вокруг оливинов. В оливиновых габбро и иногда в габбро-норитах клинопироксен часто образует крупные (до 3—5 мм) ксеноморфные или короткопризматические зерна с неровными краями и с многочисленными мелкими включениями плагиоклазов, что определяет пойкилитовые структуры. В отдельных образованиях наблюдается субпараллельная ориентировка плагиоклаза, подчеркивающая течение магмы. Крупные выделения плагиоклаза характеризуются часто мозаичным или волнистым угасанием, что указывает на некоторую деформированность пород. Отдельные типы габбро содержат до 2—3% рудного минерала, однако в оливиновых разностях рудные минералы практически не отмечаются. Габброиды подвержены вторичным изменениям, среди которых наибольшим развитием пользуются сосюритизация и пренитизация. Кроме того, в некоторых образцах наблюдается развитие цоизита по плагиоклазу, актинолита по пироксену. В отдельных случаях цоизит образует мономинеральные прожилки и маломощные зонки в ассоциации с пренитом.

Долериты широко варьируют по соотношениям породообразующих минералов и структурам. Среди них выделяются две основные разности: оливиновые и оливин-плагиоклазовые долериты с крупными вкрапленниками идиоморфного оливина и плагиоклаза до 3—55 мм в поперечнике, которые составляют до 20% объема породы и выделяются на фоне среднезернистой основной массы; афировые ферродолериты с микродолеритовой структурой и значительным количеством (до 10—15% объема породы) зерен рудного минерала.

Базальты бортов впадины представлены преимущественно афировыми или мелкопорфировыми разностями. В порфировых разностях вкрапленники представлены пироксеном, плагиоклазом и редкими зернами оливина, отмечаются также мелкие зерна рудного минерала; структура основной массы микролитовая или пилотакситовая.

Базальты дна депрессии — порфировые породы. Вкрапленники пред-

Средние составы магматических пород впадины Хесса, вес. %

| Породы | Плагиоклазовые перидотиты | | Троктолиты | | Габбро | | | Долериты | Базальты бортов | Базальты дна | Состав магмы впадины Хесса | I | II |
|--------------------------------|---------------------------|-------|------------|-------|--------------|--------|---------|----------|-----------------|--------------|----------------------------|------|-------|
| | | * | | * | габбро-норит | габбро | среднее | | | | | | |
| n | 4 | — | 4 | — | 3 | 2 | 5 | 13 | 7 | 8 | — | — | — |
| SiO ₂ | 38,02 | 42,85 | 41,30 | 43,86 | 47,40 | 47,95 | 47,62 | 48,57 | 49,84 | 49,21 | 47,35 | 49,3 | 46,43 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,28 | 0,28 | 0,28 | 1,25 | 2,30 | 1,08 | 0,96 | 0,8 | 0,61 |
| Al ₂ O ₃ | 7,2 | 8,11 | 23,70 | 25,17 | 17,89 | 16,20 | 17,22 | 15,81 | 13,81 | 15,94 | 15,87 | 16,1 | 17,91 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,87 | 4,36 | 1,10 | 1,17 | 1,15 | 0,98 | 1,09 | 4,31 | 4,84 | 1,80 | — | — | — |
| FeO | 4,12 | 4,64 | 2,12 | 2,25 | 4,28 | 4,15 | 4,15 | 5,55 | 7,45 | 7,21 | — | — | — |
| FeO* | 7,61 | 8,56 | 3,11 | 3,30 | 5,32 | 5,03 | 5,13 | 9,43 | 11,81 | 8,83 | 8,08 | 6,8 | 9,69 |
| MnO | 0,12 | 0,14 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 0,11 | 0,10 | 0,16 | 0,18 | 0,14 | 0,13 | 0,1 | — |
| MgO | 32,13 | 36,20 | 11,33 | 13,03 | 12,19 | 11,86 | 12,03 | 8,66 | 6,40 | 9,20 | 12,80 | 11,4 | 13,95 |
| CaO | 3,06 | 3,45 | 13,57 | 14,41 | 12,79 | 14,50 | 13,47 | 9,97 | 10,17 | 11,49 | 10,63 | 12,6 | 9,90 |
| Na ₂ O ₃ | 0,13 | 0,15 | 0,70 | 0,74 | 1,36 | 1,32 | 1,35 | 2,71 | 3,35 | 2,25 | 1,95 | 1,8 | 0,51 |
| K ₂ O ₃ | 0,04 | 0,05 | 0,22 | 0,23 | 0,07 | 0,04 | 0,06 | 0,17 | 0,30 | 0,09 | 0,17 | 0,06 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,22 | 0,24 | 0,11 | — | — | — |
| H ₂ O | 10,42 | — | 4,97 | — | 2,21 | 1,70 | 1,18 | 1,94 | 1,26 | 0,61 | — | — | — |
| Σ | 99,06 | 100,0 | 99,13 | 100,0 | 99,70 | 99,14 | 98,60 | 99,32 | 100,14 | 99,13 | — | — | — |
| K _{Fe} | 19 | 19 | 22 | 22 | 31 | 30 | 30 | 52 | 64 | 49 | 38 | 37 | 35 |

Примечание. Средние рассчитаны на основании силикатных анализов, выполненных в силикатной лаборатории аналитического отдела ЦНИГРИ, г. Тула, аналитики: Н. Г. Лукашенко, Н. В. Агапова.

* Составы пересчитаны на безводный остаток; $K_{Fe} = FeO^X/FeO^X + MgO$, где $FeO^X = \Sigma FeO + 0,9 Fe_2O_3$; I — состав расплавных включений в оливинах из океанических базальтов [2]; II — начальный расплав оливинового базальта, образующийся при плавлении лерцолита при P 15 кбар [13]; n — количество анализов.

ставлены оливином и плагиоклазом, структура основной массы — гиалопилитовая или пилотакситовая. Породы совершенно не затронуты вторичными изменениями.

Исследование химического состава породообразующих минералов рассматриваемых пород [5] подтверждает их комагматичность. Наблюдается закономерное изменение железистости темноцветных минералов при переходе от оливиновых разностей пород к безоливиновым, а также увеличение в том же направлении количества рудных минералов. Все это может указывать на возможность происхождения всей серии вулканоплутонических пород в результате дифференциации единой базальтовой магмы.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ВПАДИНЫ ХЕССА

Петрохимические исследования основываются на 41 химическом анализе, большая часть которых приходится на базальты и долериты. В табл. 1 помещены средние составы магматических пород впадины Хесса, среди которых выделены все петрографические разновидности: плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, габброиды, причем даны составы оливинового габбро-норита и оливинового габбро, отдельно долериты, базальты дна и бортов впадины.

Основная масса точек составов базальтов и долеритов впадины Хесса на диаграмме AFM (рис. 1) попадает в поле абиссальных толеитов,

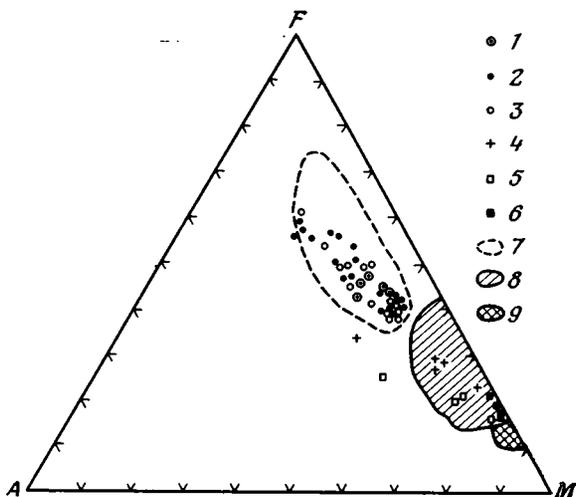


Рис. 1. Диаграмма AFM для магматических пород впадины Хесса
1 — базальты дна впадины; 2 — базальты бортов впадины; 3 — долериты;
4 — габброиды; 5 — троктолиты; 6 — плагиоклазовые перидотиты; 7 —
поле абиссальных океанических толеитов; 8—9 — поле составов пород
офиолитовых комплексов по [6]: 8 — основные и ультраосновные куму-
ляты, 9 — метаморфические перидотиты

отражая их общий толеитовый состав. Фигуративные точки составов пород вытянуты вдоль стороны MF треугольника AFM с небольшим разрывом между перидотит-габбровым и базальт-долеритовым комплексами. Габброиды, троктолиты и перидотиты в подавляющем большинстве случаев ложатся в поле основных и ультраосновных кумулятов офиолитовых ассоциаций континентов. Каких-либо закономерных изменений в составах базальтов и долеритов не наблюдается. Точки анализов тех и других вытягиваются вдоль осевой линии поля абиссальных толеитов, отражая, с одной стороны, комагматичность этих пород, а с другой — общее накопление железа в конечных продуктах дифференциации с образованием ферробазальтовых или ферродолеритовых разностей.

Плагиоклазовые перидотиты, троктолиты и габбро могут быть сопоставлены с породами полосчатого или расслоенного комплекса, который

является постоянным членом многих офиолитовых ассоциаций континентов [6]. Такое предположение подтверждается, во-первых, высокими содержаниями Al_2O_3 , FeO , CaO в перидотитах, чем отличаются обычно ультраосновные породы полосчатого комплекса от метаморфических гипербазитов низов офиолитовых разрезов, во-вторых, тем, что на диаграммах Лодочникова (рис. 2) перидотиты, троктолиты и габбро обра-

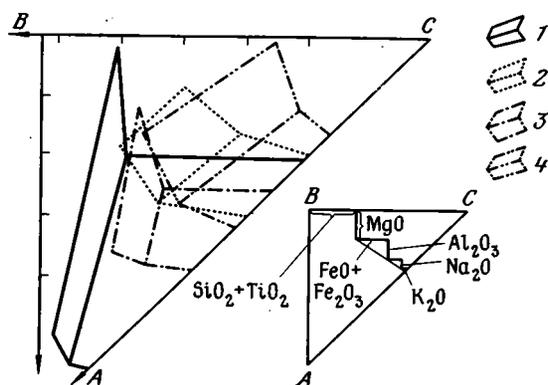


Рис. 2. Поля составов магматических пород впадины Хесса и хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии на семикомпонентной диаграмме В. Н. Лодочникова
1—2 — поля составов пород впадины Хесса: 1 — интрузивные породы, 2 — базальты и долериты; 3—4 — поля составов пород хантайширского офиолитового комплекса по [4]: 3 — интрузивные породы, 4 — диабазы даек и подушечных лав

зуют единый комплементарный ряд, характер эволюции которого близок к тому, который свойствен породам расслоенных серий офиолитовых ассоциаций [4]. На диаграмме $SiO_2 - FeO^x/FeO^x + MgO$ (рис. 3) точки анализов плагиоклазовых перидотитов попадают в поле ультраосновных кумулятов офиолитовых ассоциаций континентов, а габброидов — в поле основных кумулятов. Точки составов троктолитов частично ложатся в поле ультраосновных кумулятов, но в большей части они попадают на границу поля основных кумулятов, тем самым подчеркивая переходность своего состава между перидотитами и габбро.

Средний состав долеритов по соотношениям большинства петрогенных элементов занимает промежуточное положение между габброидами и базальтами бортов рифтовой долины (см. табл. 1). Габброиды по сравнению с долеритами характеризуются более высокими содержаниями магния, кальция и алюминия, при значительно меньших концентрациях титана; железа и щелочей. Такая тенденция объяснима с позиций кристаллизационной дифференциации, во время которой происходит выпадение из расплава оливина и высококальциевого плагиоклаза, а в остаточных расплавах накапливаются железо, титан и щелочи. Накопление первых двух компонентов в остаточных расплавах отражает феннеровский путь дифференциации толентовой магмы, свойственный системам с малым потенциалом кислорода.

Базальты бортов впадины Хесса характеризуются широкими вариациями составов, в первую очередь по содержаниям титана и железа (см. рис. 2 и 4). Большое количество ферробазальтовых разностей определяет средний существенно железистый состав этих пород.

Более молодые базальты дна впадины (колонка VI, табл. 1) в среднем отличаются от базальтов склона большей магнезиальностью при по-

ниженных концентрациях титана и щелочей, что отражает существенно оливиновый состав этих пород, подтверждающийся и петрографическими наблюдениями. Составы различных образцов базальтов дна впадины

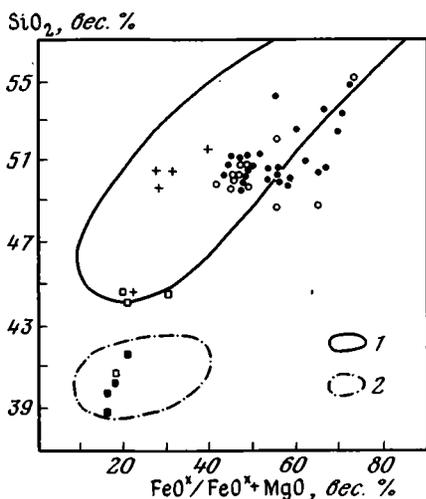


Рис. 3

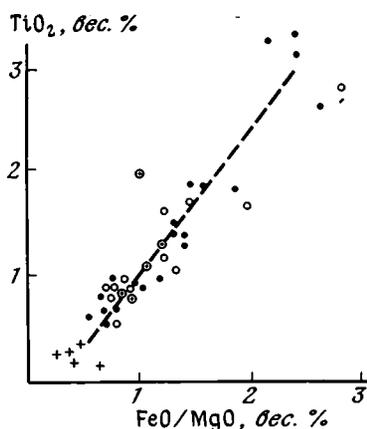


Рис. 4

Рис. 3. Диаграмма SiO_2 — $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$ для магматических пород впадины Хесса 1, и 2 — поля составов пород офиолитовых комплексов по [6]: 1 — основные кумюляты, 2 — ультраосновные кумюляты. Остальные обозначения см. рис. 1

Рис. 4. Диаграмма TiO_2 — FeO/MgO для магматических пород впадины Хесса Пунктиром линия эволюции составов. Остальные обозначения см. рис. 1

близки, несмотря на то, что опробование проводилось в различных частях рифтовой долины. Это определяет то, что на диаграммах АФМ и TiO_2 — FeO^*/MgO (см. рис. 1, 4) составы этих базальтов образуют компактное поле, расположенное между толентами с повышенными содержаниями железа, слагающими самые верхние горизонты бортов рифтовой долины и наиболее магнизальными базальтами, поднятыми в ассоциации с долеритами с нижних частей склона (с глубин 4500—4860 м). Таким образом, базальты бортов впадины образуют более дифференцированный ряд по сравнению с наиболее молодыми базальтами дна впадины, связанными с раскрытием Галапагосского рифта.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВПАДИНЫ ХЕССА

Содержание редких элементов было проведено в ограниченном числе образцов, которые являлись типичными представителями различных групп и отбирались на основе петрографического и петрохимического исследования. Анализы выполнены в лабораториях Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР количественными химическими и спектральными методами. В табл. 2 приведены данные по содержанию редких элементов в исследуемых породах. Общая черта всех их — низкий уровень содержаний литофильных редких элементов (К, Rb, Li, Ва, Sr, TR и др.), что является характерной чертой океанических пород, формирующихся в системах срединно-океанических хребтов. Интрузивные породы — перидотиты, троктолиты и габброиды вследствие высокой магнизальности характеризуются повышенными содержаниями никеля, хрома, кобальта, что может подчеркивать ранний кумюлятивный генезис этих образований.

В долеритах по сравнению с интрузивными породами отмечается некоторое повышение концентраций ряда литофильных элементов (Rb, Zr, Y, Yb и т. д.). По редкоэлементному составу они занимают проме-

Средние содержания петрогенных и редких элементов в породах впадины Хесса, г/т

| Элемент | Перидотит | Троктолит | Габбро | Долерит | Базальты | |
|----------|-----------|-----------|--------|---------|-----------|----------|
| | | | | | «верхние» | «нижние» |
| <i>n</i> | 1 | 2 | 4 | 2 | 3 | 2 |
| K, % | 0,017 | 0,085 | 0,055 | 0,080 | 0,240 | 0,080 |
| Na, % | 0,069 | 0,640 | 1,00 | 1,52 | 1,94 | 1,75 |
| Rb | 0,8 | 0,4 | 0,6 | 1,7 | 3,2 | 2,2 |
| Li | 3,7 | 17 | 5,8 | 6,0 | 6,7 | 5,4 |
| Ba | 24 | 24 | 20 | 15 | 48 | 26 |
| Sr | 30 | 126 | 75 | 70 | 120 | 80 |
| Zr | 20 | 20 | 32 | 62 | 155 | 68 |
| Ni | 990 | 310 | 190 | 240 | 55 | 166 |
| Co | 135 | 44 | 47 | 60 | 49 | 53 |
| Cr | 1400 | 925 | 670 | 520 | 84 | 325 |
| V | 32 | 14 | 130 | 205 | 305 | 180 |
| Cu | 93 | 57 | 106 | 135 | 71 | 56 |
| Pb | 2,0 | 4,0 | 4,3 | 5,5 | 3,2 | 3,2 |
| Sn | 1,9 | 1,7 | 2,6 | 3,6 | 4,2 | 4,0 |
| Zn | 74 | 25 | 54 | 101 | 146 | 58 |
| Y | 4,7 | 6,8 | 5,5 | 10 | 58 | 34 |
| Yb | 0,5 | 1,1 | 1,0 | 1,5 | 9,6 | 5,9 |
| B | 36 | 32 | 13 | 22 | 17 | 17,2 |
| Ba/Sr | 0,8 | 0,19 | 0,26 | 0,21 | 0,41 | 0,32 |
| Ni/Co | 7,3 | 7,0 | 4,0 | 4,0 | 1,1 | 3,1 |

Примечание. *n* — число анализов.

жуточное положение между габброидами и лавами бортов рифтовой долины. Например, содержания элементов группы железа в них ближе к габбро, а концентрации литофильных редких элементов сопоставимы с содержаниями их в базальтах бортов впадины. Интересно отметить, что породы, слагающие дайковый комплекс офиолитовых ассоциаций континентов, также имеют часто промежуточный редкоэлементный состав между подушечными лавами и нижележащими габбро [4, 6].

Базальты бортов впадины, особенно их Fe—Ti-разности, характеризуются наиболее высокими из всех изученных пород содержаниями литофильных редких элементов, а концентрации элементов группы железа в них понижены. Таким образом, геохимические данные также подтверждают возможность формирования пород, вскрытых в бортах впадины Хесса, в результате процессов дифференциации базальтовой магмы. Базальты дна впадины характеризуются крайне низкими концентрациями K, Rb, Ba, Sr, TR и др.— часто более низкими, чем средние для базальтов срединно-океанических хребтов [1].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Имеющийся материал по магматическим породам впадины Хесса позволяет рассмотреть ряд вопросов, касающихся особенностей формирования пород океанической коры Тихого океана в различных спрединговых центрах, а также провести сопоставление океанического разреза с разрезом офиолитовых ассоциаций континентов.

Все исследованные породы относятся к образованиям толеитовой серии, среди щелочей в них резко преобладает натрий над калием, а концентрации литофильных редких элементов в них очень низки. Все это позволяет рассматривать их в качестве типичных пород океанического дна. Наибольшее разнообразие магматических образований наблюдается в бортах впадины Хесса, где имеются выходы интрузивных, субвулканических и эффузивных пород, слагающих стратифицированный разрез океанического дна. Геодинамическая интерпретация района тройного сочленения с привлечением геофизических данных по глубинному строению района [3] показывает, что плита Наска отодвигается от Тихоокеанской плиты на ЮВ 100° со скоростью 14,2 см/год, а Кокосовая — на СВ 83° со скоростью 13,7 см/год. Это определяет рас-

крытие Галапагосского рифта со скоростью 4,1 см/год. То, что впадина Хесса — молодая рифтовая структура, подтверждается наличием вдоль нее полосовых магнитных аномалий [8]. Галапагосская спрединговая зона в качестве развитой рифтовой системы с центральным грабеном начинает проследиваться только на некотором расстоянии (около 100 км) от Восточно-Тихоокеанского поднятия, а расположенная к западу площадь океанического дна имеет аномальное строение, что выражается в подъеме подошвы коры на 2—2,5 км и фиксации под ней разуплотненной мантии [3]. Этот район, т. е. район тройной точки, характеризуется не линейным, а площадным формированием коры, причем площадь аномальной зоны формируется продолжительное время, не менее 0,9 млн. лет, что делается возможным благодаря стоянию под этой зоной глубинного магматического очага, который определяется геофизическими методами (см. Зоненшайн и др. [3], рис. 2, разрезы 7, 9). Магматический очаг значительных размеров по присутствию широкой зоны затухания сейсмических волн фиксируется во многих местах под осевым горстовым поднятием Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта [23]. Анализ геофизических полей различных срединно-океанических хребтов показывает, что большие по объему магматические очаги фиксируются во всех спрединговых центрах с четко выраженными центральными горстовыми поднятиями, в то время как в хребтах с центральными рифтовыми долинами, типа Срединно-Атлантического, значительные по объему магматические очаги не обнаруживаются [24]. Крупные магматические очаги должны определять более широкую зону проявления магматической деятельности под осью хребта, а также большую интенсивность процессов магматической дифференциации в глубинном очаге. Не случайно, очевидно, что базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия имеют более широкие вариации по железистости, чем базальты, сформированные, например, в Срединно-Атлантическом хребте [19, 24].

Во впадине Хесса, являющейся самой восточной частью Галапагосского рифта, в связи с тем что плиты Наска и Кокосовая расходятся под некоторым углом от тройной точки, о чем уже упоминалось, происходит, очевидно, растрескивание океанической коры, что и вызывает обнажение в бортах впадины глубинных горизонтов океанической коры, сформированной в тройной точке. Как известно, глубинные горизонты океанической коры обычно в рифтовых зонах океана не обнажаются [9]. Выходы таких пород фиксируются в зонах трансформных разломов, где наряду с горизонтальными перемещениями имеются вертикальные движения и протрузии мантийных гипербазитов [16], в связи с чем океанический разрез в этих структурах часто имеет искаженные соотношения различных пород [21]. Во впадине Хесса деформированных гипербазитов поднято не было, не обнаружены здесь и ультраосновные породы, отвечающие мантийным лерцолитам. Это позволяет говорить о том, что вещество мантии в данной структуре не проявлено, что существенно отличает ее от зон трансформных разломов. Интрузивные породы, вскрытые в нижних горизонтах впадины Хесса, как отмечалось при их описании, являются представителями пород расслоенного комплекса и отвечают третьему океаническому слою коры [8]. Долериты, расположенные между интрузивными породами и базальтами, скорее всего представляют зону даек, т. е. зону подъема магмы к поверхности океанического дна. Рассматриваемый разрез, как нетрудно видеть, очень близок к верхним частям разрезов офиолитовых ассоциаций континентов [6], один из которых — хантайширский офиолитовый комплекс Монголии был детально исследован нами [4, 11]. Низы офиолитового комплекса обычно сложены деформированными и метаморфизованными гипербазитами, причем геологические и геохимические данные указывают на оторванность этих гипербазитов от остальных магматических пород офиолитовых разрезов. Выше залегают интрузивные породы, представленные апогарцбургитами, верлитами, вебстеритами и разнообразными габбро, причем вверх по разрезу количество габбро

увеличивается. В габбро начинают формироваться диабазовые дайки, которые далее переходят в самостоятельный горизонт параллельных даек. Разрез магматических пород офиолитов венчают подушечные лавы. Геологические, петрохимические и геохимические исследования хантайширского офиолитового комплекса однозначно свидетельствуют о комагматичности всех пород, кроме гипербазитов низов разреза, а также то, что интрузивные породы расслоенной серии представляют собой остатки глубинного магматического очага, формирующего породы океанического дна. В табл. 3 приведены данные по содержанию некоторых петрогенных и редких элементов в породах различных частей разреза ряда офиолитовых комплексов. При сравнении этой таблицы с табл. 2 можно видеть, что породы впадины Хесса могут быть сопоставлены с соответствующими породами офиолитовых разрезов. Особенно хочется подчеркнуть, что ультраосновные разности — плагиоклазовые перидотиты по содержаниям ряда редких элементов группы железа лучше всего сопоставимы с ультраосновными породами расслоенных серий. Не случайно, очевидно, что и на диаграмме Лодочникова (см. рис. 2) можно видеть хорошее сопоставление составов пород верхов офиолитового комплекса и соответствующих пород впадины Хесса. Аналогия с офиолитовыми комплексами позволяет предполагать, что интрузивные породы, слагающие третий океанический слой (перидотиты, троктолиты и габброиды), представляют собой закристаллизовавшийся остаток магматического очага, располагающийся, судя по геофизическим данным, под Восточно-Тихоокеанским поднятием и Галапагосской тройной точке, в низах океанической коры и в самых верхах мантии. Судя по разнообразию пород в очаге, в нем протекал интенсивный процесс фракционной дифференциации, что и определило широкие вариации в составе извергающихся из него базальтов, обнажающихся в бортах впадины Хесса.

Используя данные по мощности различных слоев океанической коры, определенные в районе впадины Хесса [8], а также знание состава пород, слагающих эти слои, а для интрузивных образований предполагая, что поднятые породы в какой-то мере отражают общие соотношения пород в застывшем магматическом очаге, можно рассчитать состав магмы, давшей начало всем породам тройной точки. Результаты такого расчета приведены в табл. 1. Расчетная первичная магма отвечает оливиновому толеиту, и среди нормативных минералов в ней отмечаются: плагиоклаз, диопсид, оливин и гиперстен. Конечно, приведенный подсчет сугубо предварительный, полученный состав не может использоваться для корректировки составов первичных океанических магм, но, как видно из табл. 1, он оказался близок, с одной стороны, расплавному включению из оливинов океанических базальтов [2], а с другой — расчетным начальным расплавам, образующимся при плавлении океанических лерцолитов при давлениях 15 кбар [3]. Это может указывать в целом на правильность наших построений. Таким образом, разнообразие пород бортов впадины Хесса определялось формированием их единого магматического очага, магма которого по составу отвечала оливиновому толеиту. Большие объемы этого очага, что связывается с геодинамическим положением тройной точки, где он и располагается, определили широкое проявление среди его дериватов ферробазальтовых разностей пород, несколько обогащенных рядом редких литофильных элементов, по сравнению со средними составами океанических базальтов.

В осевой части впадины Хесса, как указывалось выше, имеются базальты, по составу сопоставимые с типичными океаническими базальтами. Можно полагать, что эти породы формировались из недифференцированной базальтовой магмы. Галапагосский рифт в интервале между 101—95° западной долготы не имеет выраженного горстового поднятия, а характеризуется наличием четко выраженного грабена. Как мы уже упоминали, в таких срединговых центрах не обнаруживаются значительные по объему магматические очаги, а свя-

Таблица 3

Содержание петрогенных и редких элементов в магматических породах офиолитовых комплексов

| | Метаморфические гипербазиты | | | | Породы полосчатого комплекса | | | | | | | | Диабазы | | | | | | | | | |
|----|-----------------------------|------|------|------|------------------------------|------|------|------|------------|------|-----|--------|---------|------|--------|--------|---------------------|--------|--------|----------------|--------|--------|
| | | | | | пироксениты и перидотиты | | | | троктолиты | | | | габбро | | | | дайкового комплекса | | | подушечных лав | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 5 | 4 | 4 | 5 | 3 | 1 | 2 | 5 | 4 | 5 | 2 | 3 | 2 | 4 | 3 | 6 |
| Na | 472 | 225 | — | 6810 | 1393 | 880 | 770 | — | 6810 | 3100 | — | 19 066 | 8600 | 9850 | 26 300 | 20 695 | 22 600 | 35 000 | 32 000 | 29 300 | 30 000 | 33 180 |
| K | 23 | 134 | — | 86 | 451 | 170 | 60 | 78 | 86 | 180 | 100 | 2 063 | 415 | 1480 | 375 | 1 782 | 2 200 | 500 | 1 000 | 5 050 | 4 200 | 3 250 |
| Rb | 2,3 | 1,4 | — | 0,2 | 1,7 | 0,6 | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 0,6 | — | 2,9 | 0,7 | 1,8 | 0,2 | 2,3 | 2,2 | — | 1,8 | 2,9 | 9,0 | 8,0 |
| Li | 3,5 | 4,0 | — | — | 5,8 | 1,4 | 1,0 | — | — | 0,9 | 2,0 | 12 | 3,2 | 0,9 | — | 4,6 | 2,3 | 15 | 3,6 | 23 | 15 | 16 |
| Ba | 10 | 15 | — | 1,9 | 1,8 | 13 | 4,6 | 3,1 | 1,9 | 9,3 | — | 54 | 19 | 16 | 3,6 | 29 | 34 | — | 38 | — | — | — |
| Sr | 3,4 | 6 | — | 28,6 | 36 | 10 | 13 | 4,6 | 28,6 | 85 | 125 | 386 | 19 | 210 | 189 | 137 | 64 | 64 | 86 | 119 | 74 | 218 |
| Ni | 2053 | 1800 | 2040 | 1700 | 479 | 520 | 700 | 435 | 1120 | 530 | 533 | 175 | 187 | 54 | 55 | 42 | 150 | 137 | 75 | 35 | 104 | 110 |
| Co | 76 | 172 | 100 | 83 | 53 | 134 | 110 | 40 | 83 | 106 | 68 | 26 | 64 | 33 | 40 | 58 | 68 | 56 | 31 | 36 | 44 | 43 |
| Cr | 2079 | 3760 | 2870 | 1930 | 1739 | 1475 | 1500 | 2360 | 1150 | 1400 | 693 | 710 | 183 | 64 | 115 | 197 | 750 | 300 | 249 | 63 | 216 | 256 |
| V | 55 | 41 | 72 | 25 | 108 | 157 | 72 | 50 | 73 | 133 | 53 | 166 | 181 | 285 | 155 | 223 | 220 | 193 | 208 | 273 | 245 | 231 |

Примечание. Цифрами обозначены: 1 — офиолиты Севано-Амасийской зоны, Малый Кавказ (данные Э. И. Пополитова); 2 — офиолиты хантайширского комплекса, Западная Монголия [4]; 3 — офиолиты Корсики [15]; 4 — офиолиты комплекса Пиндос, Греция [22]; 5 — офиолиты Полярного Урала [данные Э. И. Пополитова]; 6 — офиолиты северных Аппенин [20].

занные с ними базальты не дифференцированы [24]. Следует отметить, что по направлению на восток морфология Галапагосского рифта существенно меняется. Между 95—85° западной долготы четко выделяется центральное горстовое поднятие, и по структуре Галапагосский центр в данном районе близок к Восточно-Тихоокеанскому поднятию [17]. Геофизические, в первую очередь магнитометрические исследования, показывают существование в данном районе магматического очага, который функционирует не менее 4 млн. лет [14]. Изменение морфологии рифтовой зоны сопровождается изменением состава формирующихся здесь магматических пород. Широким развитием в данной структуре подызуются ферробазальты и связанные с ними андезиты и риодациты [18]. Образование последних, как показывают расчеты [17], может быть обусловлено фракционированием ферробазальтовых расплавов, когда во фракционной кристаллизации наряду с оливинном, пироксенном и плагиоклазом участвует также магнетит. Очевидно, большие объемы магматического очага под этой структурой, сопровождающиеся в отличие от Восточно-Тихоокеанского поднятия малой скоростью спрединга, определяют исключительную интенсивность дифференциации первичной базальтовой магмы.

Таким образом, имеющийся материал показывает, что в срединно-океанических хребтах могут протекать процессы дифференциации первичной толеитовой магмы, причем степень дифференциации, а соответственно и набор формирующихся пород, связан с морфологией срединно-океанических хребтов и с геодинамическими условиями их развития.

ВЫВОДЫ

1. Во впадине Хесса вскрывается полный разрез океанической коры. Низы коры, соответствующие третьему океаническому слою, представлены расслоенным комплексом, включающим плагиоклазовые перидотиты, трактолиты и разнообразные габброиды. Второй слой представлен долеритами и верхними подушечными лавами.

2. Магматические породы бортов впадины Хесса формировались в месте тройного сочленения литосферных плит, где создались условия для возникновения большого и длительного существующего магматического очага. Это благоприятствовало процессам дифференциации первичной оливин-толеитовой базальтовой магмы вплоть до возникновения на конечных стадиях ферробазальтовых разностей.

3. Базальты дна впадины отличаются малой степенью дифференцированности и примитивным геохимическим составом и, вероятно, представляют собой верхние горизонты новообразованной океанической коры, сформированной при развитии Галапагосского спредингового центра.

Литература

1. Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 173—189.
2. Дмитриев Л. В., Соболев А. К., Суцеская И. Н. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава.— Геохимия, № 2, 1979, с. 163—178.
3. Зоненшайн Л. П., Коган Л. И., Савостин Л. А., Гольмшток А. Я., Городницкий А. М. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1331—1335.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
5. Кашицев Г. Л., Фрих-Хар Д. И., Абрамова Е. С. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 14—23.
6. Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979, с. 261.
7. Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50—74.
8. Непрочнов Ю. П., Кашицев Г. Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1222—1225.

9. Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 415.
10. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4, 1969, с. 5—23.
11. *Плюснин Г. С., Кузьмин М. И., Сандмирова Г. П., Зоненшайн Л. П.* Изотопия стронция в породах офиолитового комплекса хребта Хантайшира.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 36—45.
12. *Рудник Г. Б.* Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— Океанологические исследования. № 29. М.: Наука, 1976, с. 116—125.
13. *Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Пилоян Г. О., Бибинский А. Д.* Первичные магмы серий океанических толентов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5—20.
14. *Anderson R. N., Clague D. A., Klitgord K. D., Marshall M., Nishimori R. K.* Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos milting anomaly.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 683—694.
15. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Venturelli G.* The trace element geochemistry of Corsican ophiolites.— Contr. Mineral and Petrol., 1977, v. 64, № 1, p. 11—31.
16. *Bonatti E.* Vertical tectonism in oceanic fracture zones.— Earth and Planet Sci. Letters, 1978, v. 37, p. 369—379.
17. *Byerly G.* The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from Galapagos Spreading Centre.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № 7, p. 3797—3810.
18. *Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R.* Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center.— Earth and Planet Sci. Letters, 1976, v. 30, № 2, p. 215—221.
19. *Clague D. A., Bunch T. E.* Formation of ferrobasalt at East Pacific midocean spreading centre.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 23, p. 4247—4256.
20. *Ferrara G., Innocenti F., Ricci C. A., Serri G.* Oceanfloor affinity of basalts from north Appenine ophiolites; geochemical evidence.— Chem. Geol., 1976, v. 17, № 2, p. 101—111.
21. *Francheteau J., Choukroune P., Hekinian R. et al.* Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13, № 9, p. 1223—1235.
22. *Montigny R., Bougault U., Bottinya Y., Allegre C.* Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite.— Geoch. en Cosmoch. Acta, 1973, v. 37, № 9, p. 2135—2197.
23. *Rosendahl R. W., Raitt R. W., Dorman L. M., Bibee L. D., Hussong D. M., Sutton G. H.* Evolution of oceanic crust, 1, A Physical model of the East Pacific Rise crust derived from seismic refraction data.— Journ. Geoph. Research, 1976, v. 81, № 29, p. 5294—5304.
24. *Rosendahl B. R.* Evolution of oceanic crust, 2, Constraints, implications and inferences.— Journ. Geoph. Research, 1976, v. 81, № 29, p. 5305—5314.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
СО АН СССР,
Иркутск

Поступила в редакцию
11.I.1982

ХРОНИКА

УДК 551.24(476+474)

10 ЛЕТ КОМИССИИ ПО ТЕКТОНИКЕ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

9—10 июня 1982 г. в Минске состоялось очередное IX совещание по тектонике Белоруссии и Прибалтики, посвященное подведению итогов тектонических исследований запада Восточно-Европейской платформы за 10 лет работы комиссии и выработке новых задач по изучению тектоники Белоруссии и Прибалтики.

Комиссия по тектонике Белоруссии и Прибалтики Межведомственного тектонического комитета была создана в марте 1972 г. и с самого начала своего создания состояла из секций по тектонике Белоруссии, Литвы и Калининградской обл., Латвии, Эстонии. Комиссия насчитывает более 50 человек, из них 10 докторов наук и 30 кандидатов. Создание комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики объединило разрозненные ячейки белорусских и прибалтийских тектонистов и активизировало их деятельность в пределах республик, создало возможность обсуждать важнейшие проблемы тектоники Белоруссии и Прибалтики на совещаниях, которые организовывались поочередно в столицах всех республик. Комиссия провела совещания на темы: проблемы тектоники Припятского прогиба (г. Гомель), разломы Белоруссии и Прибалтики (г. Рига), проблема унаследованности и наложенности структур территории Белоруссии и Прибалтики (г. Таллин), региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики (г. Минск), тектоника и полезные ископаемые (г. Калининград), локальные структуры (г. Вильнюс), палеотектоника Белоруссии и Прибалтики (г. Таллин) и др. Совместно с научным советом по проблемам геологии и геохимии нефти и газа в Риге было проведено совещание «Древние платформы и их нефтегазоносность». В результате совещаний были опубликованы соответствующие сборники или тезисы докладов.

Комиссия организовала крупные коллективные исследования по созданию Тектонической карты Белоруссии масштаба 1 : 500 000, Тектонической карты Прибалтики масштаба 1 : 500 000 и объяснительных записок к ним — монографии «Тектоника Белоруссии» и «Тектоника Прибалтики», а также составлению и изданию справочников по региональной тектонической терминологии Белоруссии и Прибалтики в двух томах.

В значительной степени под эгидой комиссии вышел из печати ряд монографий: «Соляная тектоника Припятского прогиба» (автор В. С. Конищев), «Пермские и триасовые отложения Припятского прогиба» (К. Н. Монкевич), «Белорусская антеклиза» (В. Я. Коженев), «Гляцотектоника» (Э. А. Левков), «Тектоника Припятского прогиба» (коллектив авторов), «Тектоника областей галокинеза древних платформ» (В. С. Конищев), «Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии» (коллектив авторов), «Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы их исследований» (Ю. Хейнсалу, Х. Андра) и др.

Белорусские и прибалтийские тектонисты являются соавторами таких известных изданий, как Международная тектоническая карта Европы, Тектоническая карта юга СССР, Карта разломов территории СССР, серии структурных и изопахических карт Восточно-Европейской платформы под редакцией В. В. Бронгулеева, геологических карт верхнепермских и докаменноугольных образований Припятско-Днепровского прогиба и др.

Тектонисты Белоруссии и Прибалтики совместно с геологами Украины, Молдавии, РСФСР принимают участие в исследованиях Международной программы геологической корреляции — проекта № 86. «Восточно-Европейская платформа (юго-западный край)». По линии этого проекта составлена серия литолого-палеогеографических карт и первый макет Международной тектонической карты юго-западного края Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 1500 000. Опубликованы два сборника — «Геология запада Восточно-Европейской платформы» и «Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы», ряд статей опубликованы в журналах ГДР и др.

В нынешнем совещании приняли участие около 200 представителей научных и производственных организаций Белоруссии, Литвы, Латвии, Эстонии, гости из Москвы, Киева, Ленинграда, Львова, Кишинева и др. Заслушано 33 доклада, посвященных общим проблемам тектоники древних платформ, тектонике и палеогеографии запада Восточно-Европейской платформы. В докладах дана характеристика глубинного строения земной коры, внутренней структуры фундамента, строения поверхности фундамента и платформенного чехла, формаций, неотектоники, разломной тектоники и ее влияния на размещение месторождений полезных ископаемых. Необходимо отметить большое значение обобщающих докладов В. Е. Хаина «Основные этапы развития древних платформ», Е. Е. Милановского «Рифтогенез древних платформ», С. В. Богдановой «Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы», В. В. Бронгулеева с соавторами «Новая карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы».

Достаточно высокий уровень тектонической изученности территории Белоруссии и Прибалтики обуславливается отсутствием данных ГСЗ и радиометрических определений возраста пород. Отсюда значительные разногласия в трактовке внутреннего строения фундамента, строения земной коры и верхней мантии региона. В фундаменте этой территории обычно выделяют изометрические (досвекофенно-карельские) массивы и разделяющие их линейные (свекофенно-карельские) складчатые системы. В последнее время была установлена стабильность формирования земной коры региона, которая выражается в смене протоокеанской коры переходной, а затем зрелой континентальной. На первых двух стадиях были сформированы главные тектонические элементы фундамента: Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс, Брагинский гранулитовый массив и Центральнобелорусский позднеархейский прогиб (Н. В. Аксаментова и др.).

Особого внимания заслуживает схематическая карта прогнозных форм рельефа поверхности Мохоровичича западной части Восточно-Европейской платформы (Р. А. Апирубите, Г. И. Емельянов, Г. И. Каратаев, И. В. Данкевич, И. К. Пашкевич). Прогноз поверхности М дан на основе аномалий геофизических полей неинтрузивного типа, для которых установлена тесная корреляционная связь с мощностью земной коры.

Значительные успехи достигнуты в изучении тектоники западной окраины Восточно-Европейской платформы (западные районы Украины, Белоруссии, Прибалтики) в связи с выполнением работ по проекту № 86 МПГК «Восточно-Европейская платформа (юго-западный край)». Выявлены основные закономерности строения и развития региона (Р. Г. Гарецкий), охарактеризованы структуры платформенного чехла (И. Б. Вишняков, В. В. Глушко, Г. М. Помяновская, А. В. Хижняков), проведен структурно-формационный анализ платформенного чехла Прибалтики (П. И. Сувейздис, В. А. Пуура, А. П. Брангулис).

На основе последнего геолого-геофизического материала составлена новая тектоническая карта Латвии масштаба 1 : 500 000, существенно детализированная в отношении выделения локальных структур (209 против 13 на предыдущей карте), разрывных нарушений и их классификации, а также неотектоническая карта Прибалтики масштаба 1 : 500 000 (А. Д. Шляупа, Л. Э. Берзинь, Х. В. Каяк, Я. А. Страуме). Успехи в изучении геологического строения дна Балтийского моря позволили проследить в море продолжение структур, выявленных на суше (Б. Я. Кравцов, Н. К. Озолинь, А. Н. Ефимов), установить и охарактеризовать неотектонический этап развития локальных структур в пределах дна Балтийского и Баренцева морей (Л. Э. Берзинь).

Большое внимание было уделено строению и развитию Припятского прогиба, с которым связаны основные перспективы нефтегазоносности Белоруссии. Главные запасы нефти и газа приурочены к северной наиболее изученной зоне: здесь удалось установить некоторые новые закономерности строения и перспективы поисков залежей нефти (Р. Д. Гершзон, Е. Н. Зайкина, Г. И. Морозов, В. А. Москвич, Н. А. Борисенко). Выявлены особенности тектоники более сложно построенной центральной и южной зон Припятского прогиба (И. Д. Кудрявец, В. А. Карпов, А. Н. Кабанов). Проанализировано влияние тектоники на размещение залежей углеводородов. Установлено, что нефтяные залежи были сформированы к пермскому времени, позже начинается их разрушение и формирование вторичных залежей (В. Г. Акулич, В. А. Карпов). Месторождения нефти в подсоловых отложениях контролировались разломами древнего заложения, более молодые разломы не играли существенной роли в распределении первичных залежей (П. М. Зозуля, М. А. Рынский, В. А. Тюрев).

Основную роль в тектонике Припятского прогиба играют разломы субширотного направления. В последнее время все больше данных появляется в пользу выделения региональных зон разломов северо-восточного направления (З. А. Горелик). Эти зоны разломов хорошо прослежены в гравитационном поле (М. С. Орешко, Р. И. Криводубский, В. Х. Бульга, В. А. Ксенофонов). Большое значение разрывные нарушения имеют в образовании ловушек нефти в подсоловом комплексе Припятского прогиба, приводя в соприкосновение породы коллектора с отложениями, имеющими разную пористость и проницаемость (А. М. Синичка).

Припятский прогиб — область активного проявления соляной тектоники и развития рифогенных построек. Составлена карта рифогенных фаций Припятского прогиба и других районов Белоруссии (С. А. Кручек, В. А. Москвич). Рифогенные фации выделены в позднепермском бассейне северо-западной окраины древней платформы (С. В. Канев), причем они окаймляют область некомпенсированного осадконакопления.

Были охарактеризованы типы и эволюционный ряд областей галокинеза древних платформ (В. С. Конищев), выявлена роль гляциотектоники в преобразовании структуры коренных пород (Э. А. Левков), намечена тектоно-радиомагнитная периодизация геологической истории Земли (В. М. Чеботарев).

Советские наметили основные задачи дальнейших исследований по тектонике Белоруссии и Прибалтики и в первую очередь изучение глубинного строения земной коры Белоруссии и Прибалтики и проведение с этой целью глубинного сейсмического зондирования, а также исследование внутренней структуры фундамента и его рудоносности. Была отмечена необходимость расширения формационных, фациальных и палеогеоморфологических исследований, изучения влияния тектоники на осадконакопление, формирование и размещение осадочных полезных ископаемых, применения сейсмических методов для фациального и палеогеоморфологического анализов, усиления работ по использованию материалов дистанционных съемок при изучении тектоники, продолжения региональных тектонических и палеотектонических исследований, усовершенствования методики средне- и крупномасштабного тектонического и палеотектонического картографирования, расширение неотектонических исследований.

Р. Г. Гарецкий, Г. В. Зиновенко

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА ГЕОТЕКТОНИКА ЗА 1982 г.

| | |
|---|----|
| А. А. Абдулин, А. Е. Шлыгин. Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Тихоокеанского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса | 6. |
| Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ (на примере территории Белоруссии) | 5 |
| Алексеев Э. С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья | 4 |
| Антипов М. П. Тектоника осадочного чехла прилегающих к о. Хонсю частей Японского моря | 3. |
| Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги | 4 |
| Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н., Завинская Г. А. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита | 2. |
| Богданов Н. А., Вишневская В. С., Сухов А. Н., Федорчук А. В., Чехович В. Д. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) | 5 |
| Бочаров Г. В., Гусев Г. С., Есикова Л. В., Спектор В. Б. Карта современных вертикальных движений территорий Якутской АССР | 3. |
| Брюханов В. Н., Буш В. А., Елович Е. Л., Иконников Ю. Н., Козицкая М. Т., Котелков Р. Т., Лебедев С. П., Посошков Н. С. Линейные и кольцевые структуры (по данным дешифрирования космических снимков) | 1 |
| Буртман В. С. Проблема формирования Памир-Пенджабского синтаксиса | 5 |
| Гарецкий Р. Г. Основные черты тектоники Белоруссии и Прибалтики | 6. |
| Гафт Д. Е. О морфологии и локализации дополнительных складок (Беломориды) | 1 |
| Гойжевский А. А. Разломы на территории Украинского щита | 3. |
| Григорьянц Б. В. Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе | 4 |
| Гурбанов А. М., Мамедов А. И., Юсифов И. С., Омаров А. М., Джавадов Я. Д. К тектонике Шахдагской синклинали зоны Большого Кавказа | 3 |
| Денисова Е. А. Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) | 2 |
| Дергунов А. Б., Херасков Н. Н. Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области в Западной Монголии | 6. |
| Добржинецкая Л. Ф., Эз В. В. Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис) | 3 |
| Добржинецкая Л. Ф. Существует ли полный разрез офиолитой ассоциации в Северном Забайкалье? | 5. |
| Зверев А. Т. Взаимосвязь современных, новейших и древних вертикальных тектонических движений Восточно-Европейской платформы | 3. |
| Золотарев А. Г. О знаках новейших вертикальных движений континентальных равнин в связи с изменениями уровня Мирового океана | 3 |
| Ильин А. В. К вопросу о формировании структурного рельефа в рифтовых зонах океана | 1 |
| Исаев Е. Н. Сравнение рифтовых зон Красного моря и срединно-океанических хребтов | 2. |
| Ишутин В. В. Красноморский рифт и его роль в размещении железо-марганцевого оруденения | 3. |
| Карташов И. П. Происхождение островных склонов Кубы | 4 |
| Кашинцев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) | 6 |
| Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Шмидт О. А. Тектоническое строение возвышенности Хесса в Тихом океане (по данным ГСП—МОВ) | 3. |
| Коган А. Б., Хитаров Ю. Н. Основные закономерности разломной тектоники платформенных территорий СССР | 6 |
| Кожурин А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана | 2 |
| Корнев О. С. Аномалии и структуры Азово-Черноморского региона | 3. |
| Котельников В. И. Альпийские тектонические покровы Рифско-Бетской дуги (Западное Средиземноморье) и их возможное происхождение | 1 |
| Кулаков В. В. Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменно-угольного бассейна | 4 |
| Курбанов М. К., Ржаницын В. А. Структура земной коры Западного Туркменистана по комплексу геолого-геофизических данных | 5 |
| Левин Л. Э. Геодинамика и вулканизм глубоких окраинных и внутренних морей | 4 |
| Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое | 1 |
| Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий | 2. |
| Максимов Е. М. К методике формационного анализа платформенных толщ (на примере Западно-Сибирской плиты) | 3. |

| | |
|---|----|
| Мерзляков В. М., Терехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф. Тектоника Омолонского массива | 1. |
| Миллер Ю. В. Послойное и субслойное течение пород и его роль в структурообразовании | 6. |
| Ситдииков Б. Б. Новейшая тектоническая история Ферганской впадины | 2. |
| Соловьев Б. А. Проблемы тектоники Среднеевропейского бассейна | 5. |
| Сулиди-Кондратьев Е. Д., Покрышкин В. И., Козлов В. В. Тектонические особенности размещения и формирования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии | 2. |
| Рожественский В. С. Роль сдвигов в структуре Сахалина | 4. |
| Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А., Кейльман Г. А., Милеев В. С., Перфильев А. С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае | 1. |
| Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Шмидт О. А. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан) | 3. |
| Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза | 6. |
| Пейве А. А. Офиолиты Корякского хребта | 1. |
| Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере | 6. |
| Пушаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации | 5. |
| Тихонов В. И., Ярмолюк В. В. Гобийский Алтай — южная пограничная структура каледонид Монголии (особенности его строения и развития) | 4. |
| Тулиани Л. И. О соотношении общей структуры Японских островов с мощностью литосферы | 1. |
| Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Дорогутин А. П., Кузнецова И. А., Маженштейн Ф. А., Смеловская М. М. Строение меловых известково-щелочных магматических поясов Северо-Востока СССР по космическим данным | 5. |
| Фролова Н. С. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород (на примере Таласского Алатау) | 4. |
| Хайн В. Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа | 4. |
| Хайн В. Е., Левин Л. Э., Тулиани Л. И. Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли | 4. |
| Чехов А. Д., <u>Александров А. А.</u> Офиолитовые аллохтоны Пенжинского кряжа | 2. |
| Шлезингер А. Е. О глубинах Средиземноморского мессинского (позднемиоценового) бассейна с позиций структурного анализа | 2. |
| Юдин В. В. Изотопное датирование разрывов (на примере западного склона Северного Урала) | 4. |
| Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Постофиолитовые вулcano-плутонические ассоциации, их химизм, металлогения и тектоническая позиция (на примере Полярного Урала) | 1. |
| Ярмолюк В. В., Тихонов В. И. Позднепалеозойский магматизм и разломная тектоника Заалтайской Гоби (МНР) | 2. |

РЕЦЕНЗИИ

| | |
|---|----|
| Белкина Н. М., Рыбин А. И. О книге Б. П. Бархатова «Тектонические карты» (Л., «Недра», 1979, 192 с.) | 4. |
| Добрецов Н. Л. Новое слово в тектонике (О «Тектонической карте Северной Евразии» м-ба 1 : 5 000 000) | 5. |
| Косыгин Ю. А. Рецензия на статью И. Е. Губина «О детальном сейсмическом районировании», М., Наука, 1980 | 5. |
| Нагибина М. С. Рецензия на книгу Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина «Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области» | 1. |
| Пушаровский Ю. М. О книге В. Е. Хайна и Л. Э. Левина «Основные черты тектоники континентов и океанов» (М., ВНИИЗарубежгеология, 1980) | 2. |

ХРОНИКА

| | |
|---|----|
| 10 лет комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики | 6. |
| Проблемы докембрия (Международный симпозиум, Копенгаген, Дания, 27 февраля—1 марта 1981 г.) | 2. |
| Совещание «Континентальный и океанский рифтогенез» | 5. |
| Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1982 г. | 6. |

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),**

**М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.09.82 Подписано к печати 03.11.82 Т-14097 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Усл. кр.-отг. 20,1 тыс. Уч.-изд. листов 13,5 Бум. л. 4,0
Тираж 1737 экз. Зак. 4284

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

Л-17

ПЫЖЕВСКИЙ 7

ГЕОЛОГИЧ ИН-Т АН СССР

~~ЭВЕРЗОВОЙ~~ Л. Соловьев С. Д.

70228

3-12

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

Л

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ. 1976. 368 с. 3 р. 99 к.

В монографии систематизированы новейшие данные по строению и развитию земной коры и верхней мантии Азиатского континента. Рассмотрены закономерности локализации полезных ископаемых в разновозрастных и различных по строению тектонических элементах.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, интересующихся проблемами тектоники и геофизики.

ЭНДОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ. 1978. 200 с. 2 р. 70 к.

В работе рассмотрена геотектоническая позиция эндогенного оруденения на древних щитах в связи с эволюционным развитием докембрийских структурных элементов земной коры и их тектономагматической активизации в фанерозое. Показано изменение характера деформации горных пород от поверхности земли до оси ультраметаморфизма и предложена методика структурно-петрологического изучения крупных разломов кристаллического фундамента.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области тектоники, металлогении, рудных месторождений, преподавателей и студентов вузов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 145; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1982, № 6

3