

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1985

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1985

СОДЕРЖАНИЕ

20 лет журналу «Геотектоника»	3
Пушаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20 ю. ш.	5
Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Принципы тектонического районирования и описания структурных элементов на тектонических картах акваторий	14
Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеотектонических структурах	19
Румянцева Н. А., Остроумова А. С. Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов в целях палеогеодинамических реконструкций	34
Леонов М. Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития	45
Рудаков С. Г. Корреляция основных тектонических рубежей в доальпийской эволюции Карпат и Восточных Альп	62
Пэк А. В., Снежко Е. А. О формировании структуры Тырнаузского рудного поля (Передовой хребет Северного Кавказа)	71
Петрищевский А. М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке	80
Соловьев Г. А. К вопросу о происхождении трещин отдельностей в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна	91
Краткие сообщения	
Рослый И. С. Формирование структур Днепровско-Донецкой впадины в карбоне	102
Рецензии	
Гатинский Ю. Г., Хаин В. Е. О новой тектонической карте Азии	106
Хроника	
Офиолиты во времени (Ежегодный симпозиум проекта № 195 МПГК)	108

CONTENTS

The «Geotectonics» journal 20-th anniversary	3
Pushcharovsky Yu M., El'nikov I. N., Perfilyev A. S. New data on the deep structure of the Mid-Atlantic ridge at 20° S	5
Kosygin Yu. A., Kulyndyshev V. A. Principles of tectonic zonation and description of structural elements on tectonic maps of aquatoria	14
Perfilyev A. S., Koptera V. V., Kurenkov S. A. Peculiarities of spreading zones development in present-day and paleoceanic structures	19
Rumyantseva N. A., Ostroumova A. S. Comparison of continental and oceanic associations with a view to doing paleogeodynamic reconstructions	34
Leonov M. G. South Tien Shan. Geological conditions of the appearance of greenschist metamorphism and tectonic development model	45
Rudakov S. G. Correlation of principal tectonic boundaries in the pre-Alpine evolution of the Carpathians and East Alps	62
Peck A. V., Snezhko E. A. On the formation of the Tyrnyauz ore field (North Caucasus Forerange)	71
Petrishchevsky A. M. On granites, granitization and origin of regional deconsolidations of the earth crust in the Far East	80
Solov'yev G. A. On the origin of joints in the Donets basin Carboniferous deposits	91

Brief communications

Rosly I. S. Formation of the Dnepr-Donets basin structures in the Carboniferous	102
--	-----

Reviews

Gatinsky Yu. G., Khain V. E. Some materials on the new tectonic map of Asia	106
--	-----

Chronicle

Ophiolites in time (IGCP Project № 195 annual symposium)	108
--	-----

20 ЛЕТ ЖУРНАЛУ «ГЕОТЕКТОНИКА»

Журнал «Геотектоника» учрежден Президиумом Академии наук СССР и его первый номер вышел в 1965 году. Журнал работает под эгидой Межведомственного тектонического комитета. В течение многих лет это был единственный в мире журнал тектонического профиля. Лишь три года тому назад в США начал издаваться журнал «Tectonics», однако направленность его существенно иная. Решение об издании журнала «Геотектоника» ознаменовало собой признание важной роли тектонических данных и построений для развития геологической науки и практики. Действительно, многие работы ведущих советских тектонистов существенно способствовали как прогрессу советской геологии, так и расширению минерально-сырьевой базы Советского Союза. Достаточно вспомнить труды таких ученых как А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев, В. А. Обручев, Н. С. Шатский, М. В. Муратов.

Быстрому развитию советской геотектоники способствовало проведение в большом объеме геолого-съемочных и поисковых работ на территории страны, что обеспечило накопление очень большого фактического материала об условиях залегания горных пород.

Основные задачи журнала были сформулированы следующим образом. Журнал должен способствовать развитию тектонических исследований в стране. Его основной тематикой должны быть материалы по изучению региональной тектоники территории СССР и зарубежных стран, по изучению различных типов структурных форм земной коры, разломов, складкообразования, движений земной коры и связи тектонических структур с магматизмом и полезными ископаемыми. Кроме того, в журнале должны публиковаться статьи, посвященные общим теоретическим проблемам тектоники и закономерностям развития Земли в целом.

По прошествии 20-ти лет можно констатировать, что журнал действует в соответствии с возложенными на него задачами.

Основными публикациями журнала на протяжении прошедших лет являлись и несомненно будут являться в дальнейшем материалы по региональной тектонике различных регионов СССР. Статьи, посвященные этой тематике, занимают от 40 до 60% общего объема журнала. Главную часть в этом разделе занимают публикации по тектонике древних и молодых платформ и по особенностям строения различных складчатых областей, богато представленных на территории нашей страны.

От 5 до 10% объема журнала занимают статьи, освещающие различные вопросы геологии зарубежных стран. В этом разделе публикуются статьи зарубежных ученых, а также материалы, полученные советскими исследователями при работе за рубежом, либо обобщающие тектонические сводки.

Существенная роль принадлежит статьям по глубинному строению отдельных регионов и Земли в целом. В основном эта тематика раскрывается геофизическими данными, среди которых главная роль принадлежит результатам сейсмических исследований.

С самого начала в журнале публикуются статьи по тектонике и истории развития океанов. Их количество в последние годы возросло примерно в 2 раза, что связано, с одной стороны, с резко возросшим интересом, который проявляет геологическая общественность к соответствующей проблематике, а с другой — с тем, что в нашей стране постоянно увеличивается объем исследований в океанах и морях. Регулярно журнал публикует статьи по структурной геологии и моделированию тектонических структур и движений земной коры.

Редколлегия журнала всегда подчеркивала значение статей, освещающих тектонические закономерности размещения в земной коре полезных ископаемых. На страницах «Геотектоники» нередко можно видеть материалы такого профиля, причем в наибольшей мере это относится к проблемам нефтегазоносности и рудогенеза.

За прошедшие годы отдельные статьи в нашем журнале были посвящены тектоническому картографированию, методике составления тектонических карт.

В каждом номере журнала публикуются статьи, посвященные общим теоретическим проблемам тектоники. В них рассматриваются закономерности строения коры и мантии Земли, возможные причины тектонических движений, проблемы связи тектоники и магматизма и многие другие. Наибольшее количество таких статей было опубликовано в 1984 г., в период подготовки к XXVII сессии Международного геологического конгресса.

Журнал «Геотектоника» регулярно уделяет место критике на опубликованные им материалы и дискуссиям, печатая рецензии на работы советских и зарубежных авторов.

Важный раздел публикаций журнала составляет хроника о наиболее крупных тектонических совещаниях, симпозиумах и других научных форумах, проводимых в СССР и других странах. Такие материалы позволяют геологам нашей страны следить за наиболее важными научными событиями и быть в курсе наиболее актуальных проблем геотектоники.

Более 10 лет журнал «Геотектоника» переиздается на английском языке в США Американским геофизическим союзом и Геологическим обществом Америки.

Утвердившиеся традиции журнал «Геотектоника» имеет в виду развивать и углублять и в дальнейшем.

УДК 551.242.23 (261.264)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ЕЛЬНИКОВ И. Н., ПЕРФИЛЬЕВА С.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА НА 20° ю. ш.**

В 7-м рейсе НИС «Профессор Штокман» был сделан профиль ГСП — МОВ через гребневую часть Срединно-Атлантического хребта. Интерпретация данных показала, что на восточном фланге развиты вулканические аппараты, под которыми, возможно, существует частично расплавленная магматическая камера. В осевой зоне, под рифтовой долиной, магматическая камера не фиксируется. Внутри третьего слоя (габбро?) океанической коры установлена система пологих нарушений, падающих на восток. Полученные данные свидетельствуют о сложных деформациях внутри океанической коры, по-видимому, широко распространенных и в других частях океанских плит.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее сообщение содержит результаты обработки и интерпретации данных глубинного многоканального сейсмопрофилирования методом отраженных волн (ГСП — МОВ) через Срединно-Атлантический хребет по 20° ю. ш. Профиль ГСП-МОВ 1/82 отработан в 1982 г. во время 7-го рейса НИС «Профессор Штокман».

Общая протяженность профиля 293 км. Материалы обрабатывались в информационно-вычислительном центре объединения «Южморгеология» МинГЕО СССР в г. Геленджике.

Прежде чем перейти к анализу профиля, необходимо сделать следующее предварительное замечание. Долгое время считалось и иногда считается теперь, что тектоника коры океанов, а также более глубоких частей литосферы, проста. Но сейчас накопилось уже столь много геофизических, буровых и визуальных геологических данных, свидетельствующих о сложной тектонике недр под дном океанов, что о простоте их строения говорить не приходится. Приведем некоторые примеры тектонических деформаций глубинных масс в Атлантике.

К юго-западу от Иберийского полуострова среди абиссальных участков дна высоко поднимается банка Горриндж. Это хребет 200-километровой длины с двумя вершинами, разделенными седловиной. Ширина банки 80 км. Северная вершина — Ормонде лежит на глубине менее 100 м, а южная — Геттисбург — на глубине 25 м. Банка была исследована двумя французскими морскими экспедициями, оснащенными подводным аппаратом SYANA, который совершил 21 погружение. В результате были составлены геологические карты и профиль [16, 22].

Гора Ормонде сложена габброидами, перекрытыми толщей щелочных пород мощностью до километра (по крайней мере так видно на профиле). Преимущественно это силлы и потоки фонолитов. В брекчиях есть обломки трахитов. Габбро прорваны дайками диабазов и лампрофиров. Возраст щелочных пород — палеоценовый.

Габброиды метаморфизованы местами вплоть до амфиболитовой фации. Имеются признаки сильного давления. Они рассматриваются как породы 3-го геофизического слоя океанической коры. На северо-востоке горы габброиды перекрываются базальтами.

В седловине, где бурилась глубоководная скважина 120, габброиды контактируют с серпентинитами (мантийными перидотитами). Последние слагают крупный массив Геттисбург. В зоне контакта было три погружения. По выявленным соотношениям пород и их особенностям вполне можно допустить тектоническую природу этого контакта — надвиг

габбронной пластины на серпентиниты, образовавшиеся за счет гарцбургитов.

Другой пример относится к данным глубоководного бурения, проведенного в 82-м рейсе «Гломара Челленджера» к западу и юго-западу от Азорского плато [20]. Здесь все скважины интересны, но мы остановим внимание на трех из них — 556, 558, 560. Все они лежат по западную сторону гребневой зоны Срединного хребта и заложены за пределами трансформных разломов на глубинах 3443—3754 м; расстояние между крайними из скважин составляет около 700 км.

Для всех трех скважин характерно присутствие тектонитов. В скв. 556 под осадками (461,5 м) пройдено 100 м базальтовых брекчий, пиллоу-лав и массивных базальтов, а ниже — 78 м — в той или иной мере серпентинизированных брекчированных габбро.

В скв. 558 ниже осадков (400 м) залегают пиллоу-базальты и базальтовые брекчи (125 м), под которыми (~30 м) вскрыты серпентинизированные габбро, серпентиниты, серпентинитовые брекчи и милониты.

В скв. 560 непосредственно ниже миоценовых осадков (374,5 м) лежат серпентинизированные габбро и серпентиниты, пройденные на 49 м.

Выявленные соотношения пород явно свидетельствуют о воздействии на породы тектонических процессов и о тектонических перемещениях глубинных масс большого масштаба.

Далее следует рассмотреть работу группы советских геофизиков [2], относящуюся к 1980 г.

Ее авторами выполнено три профиля через Срединно-Атлантический хребет в тропической зоне, по которым проводились гравиметрические, магнитные и геоморфологические исследования. Один из них, длиной 1100 км, проходит по 18° с. ш. От западного конца профиля до рифтовой долины расстояние 400 км. По обе стороны от рифта отмечается блоковая структура, но на западе по аномалиям Буге плотность пород более низкая, чем на востоке. Разнородно и поле ΔT (на востоке оно более контрастное). Отсюда авторы делают заключение об отсутствии общей симметрии в глубинном строении хребта. Наряду с этим в статье отмечено, что «анализ тонких особенностей поля силы тяжести позволяет увидеть..., что ряд небольших (протяженностью 15—20 км) возвышенностей в западной части сложен плотными породами» и что некоторые невысокие подводные гребни «вероятнее всего, образованы породами с плотностью, близкой к мантийной (3,2 г/см³)» [2, с. 64].

Это очень интересное указание, которое теперь подтверждается прямыми геологическими работами. Так, экспедицией 31-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1984 г. в северной части Бразильской абиссальной плиты были выявлены относительно невысокие и не очень протяженные гряды, которые, по данным драгирования, сложены нижними горизонтами океанической коры и даже серпентинитами (устное сообщение В. Г. Казьмина). Возникновение таких гряд несомненно связано с тектоническими движениями.

Имеются и другие примеры крупных деформаций пород в земной коре Атлантики, их латеральных и вертикальных смещений, сжатия масс (сжатие) в одних местах и растяжения коры в других. Можно упомянуть, например, о надвигах, выявленных на некоторых островах архипелага Зеленого Мыса, что подтверждено геологическим картированием о-ва Маю экспедицией Геологического института АН СССР в 1984 г. Хорошо известны также данные о структурах сжатия и растяжения в зонах трансформных разломов Атлантического океана [7, 8].

Все сказанное необходимо принимать во внимание при тектоническом анализе Атлантики и океанических областей вообще.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ГСП — МОВ

Профиль 1/82 ГСП—МОВ отработан в южной части Срединно-Атлантического хребта по 20° ю. ш. в широтном направлении с запада (ПК 0) на восток (ПК 293). Протяженность профиля 293 км. В своей

центральной части профиль пересекает рифтовое ущелье Срединно-Атлантического хребта (рис. 1).

При обработке профиля 1/82 ГСП—МОВ использовались низкочастотные пневматические излучатели ПИ-1а с объемом рабочей камеры 30 дм³ при давлении 120 кг/см² (2 шт), 24-канальная приемная установка с длиной активной части 2400 м выносом от источника возбуждения упругих волн на 450 м, погруженные на глубину 25—30 м.

Система возбуждения и приема сейсмических волн имела максимум частотной характеристики на уровне 0,7 в диапазоне 7—23 Гц. Регистрация сейсмических колебаний осуществлялась системой сбора данных ГАЛС, установленной на НИС «Профессор Штокман» в 1979 г. [5]. При отработке профиля ГСП—МОВ 1/82 выполнялось 12-кратное перекрытие наблюдений по способу общей глубинной точки (ОГТ) так, что точки ОГТ располагались на расстоянии 50 м друг от друга. Обработка сейсмических данных, зарегистрированных системой ГАЛС, осуществлялась на ЭВМ ЕС 1035 информационно-вычислительного центра ПО «Южморгеология». При обработке данных на ЭВМ и построении разреза использовался стандартный комплекс процедур, а также асинхронное накопление сигналов, миграция и пространственная взвешенная корреляция [10, 11]. Для интерпретации отдельных участков профиля применялось статистическое моделирование [4, 6].

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Анализируемый ниже сейсмопрофиль по глубинному и поверхностному строению разделяется на три отрезка. Восточная часть профиля (ПК 210—293, см. рис. 1) отвечает восточному склону Срединно-Атлантического хребта и имеет протяженность около 90 км. Глубина океана увеличивается по направлению на восток от 2400 до 5000 м. Рельеф дна изрезанный, переходы глубин между поднятыми и опущенными участками достигают 1000 м. Ширина поднятий и прогибов колеблется от 1 до 8 км. Их границы нередко связаны с крутыми разломами (сбросами). Количество таких разломов увеличивается в западном направлении, ближе к оси хребта. В прогнутых участках локально развита четко слоистая осадочная толща мощностью в первые сотни метров.

В составе консолидированной коры выделяются толщи пород, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок.

Верхняя толща характеризуется интенсивными горизонтальными и слабонаклонными площадками протяженностью 0,3—2,0 км. Скорость сейсмических волн в этой толще оценивается в 3,7—5,3 км·с⁻¹. Линзовидно-блоковая модель получила максимальные оценки правдоподобия при статистическом моделировании волнового поля. Мощность толщи колеблется от 1,2 до 0,5 км.

Отражающие площадки в целом конформны с рельефом дна, образуя систему поднятий конусовидной формы, разделенных более широкими погруженными участками. На поднятиях мощность толщи увеличивается до 1,2 км, а между ними она уменьшается до 0,5 км. На поднятиях площадки вырисовывают куполовидные структуры, близко согласные с рельефом гор, а в прогибах они почти горизонтальны. На глубине поднятиям отвечают вытянутые вертикально и практически сейсмически прозрачные штокообразные зоны, образующие диапировидные тела, уходящие корнями во вторую толщу.

Геологическая интерпретация верхней толщи предлагается в следующем виде (рис. 2). Судя по интенсивности отражения и длине площадок, это скорее всего система лавовых потоков, отвечающих лавовой части разреза офиолитовых комплексов. Поднятия, на которых наблюдается конформное изгибание отражающих площадок, интерпретируются как вулканические конуса, сложенные лавовыми потоками. Диапироподобные акустически прозрачные тела под этими конусами, вероятно, отвечают подводным каналам конусов (локальные системы типа «дайка в дайке» или еще не застывшая магма).

Таким образом, для этого отрезка профиля характерен вулканогенный рельеф, несколько осложненный крутыми разломами. Первая толща отвечает второму геофизическому слою океанической коры.

Вторая толща прослеживается на интервале глубин 4,5—6,5 км. Переход от первой толщи постепенный и имеет неровную поверхность, отмечаемую спадом интенсивности отраженных волн и уменьшением протяженности отражающих площадок вплоть до полного или почти полного их исчезновения.

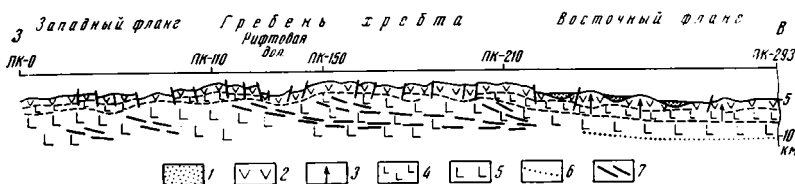


Рис. 2. Схематический разрез через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю. ш. Соотношение горизонтального и вертикального масштаба 1 : 2

1 — слоистые осадки (первый геофизический слой); 2 — лавы верхней толщи (второй геофизический слой); 3 — вулканические постройки верхней толщи; 4 — сейсмически прозрачная вторая толща (дайки?; габбро?; расплав?); 5 — третья толща (полосчатое габбро?; третий геофизический слой); 6 — возможная геофизическая граница М; 7 — секущие отражающие площадки

Мощность толщи изменяется от 1 км под прогибами до 3 км под поднятиями дна, где она переходит в диапироподобные структуры, упоминавшиеся выше. Сама толща содержит разобщенные малопротяженные и слабые по отражениям площадки; по своей сейсмической характеристике она близка к сейсмически прозрачной среде. Граница с подстилающей третьей толщей условна. Она определяется появлением серии отражающих площадок со средним значением интенсивности отражения, относящихся к нижележащей толще на глубинах порядка 5,0—6,0 км.

Геологическая интерпретация второй толщи неоднозначна. В изученных офиолитовых ассоциациях континентов ниже толентовых лав часто фиксируется «слой» параллельных даек («дайка в дайке»), который может дать картину сейсмически прозрачной среды. Однако мощность этого дайкового «слоя» обычно меньше, чем мощность второй толщи в рассмотренном разрезе [13, 15, 21]. Сейсмически прозрачными также будут однородные габброиды верхней части габбрового комплекса, подстилающего дайковый «слой» офиолитовых разрезов [12, 14].

Если включать во вторую толщу рассматриваемого профиля и эти габброиды, то суммарная мощность соответствующей части офиолитовых разрезов вполне сопоставима по мощности с мощностью второй толщи.

Возможна и иная интерпретация. Отмечалось, что подводные каналы вулканических конусов, описанных выше, переходят непосредственно во вторую толщу. В некоторых местах наблюдается переход отражающих площадок, характерных для лавовых потоков конуса в непрерывные отражающие горизонты смежной впадины, выполненной осадками. Соответственно некоторые вулканические конуса могут быть современными, и тогда сейсмически прозрачная вторая толща может представлять собой магматическую камеру, питающую эти вулканы. Вероятнее всего, в действительности вторая толща представляет собой комбинацию не до конца застывшей магмы с уже сформировавшимися дайками и габброидами. С геофизической точки зрения вторая толща отвечает верхам третьего слоя океанической коры.

Третья толща выделяется в интервале глубин 5,5—9,0 км. Она характеризуется дискретными отражающими площадками с вступлениями волн средней интенсивности. Отражающие площадки имеют сравнительно небольшую протяженность (не превышают 0,5 км); распространены они в теле толщи более или менее равномерно. Площадки в основном

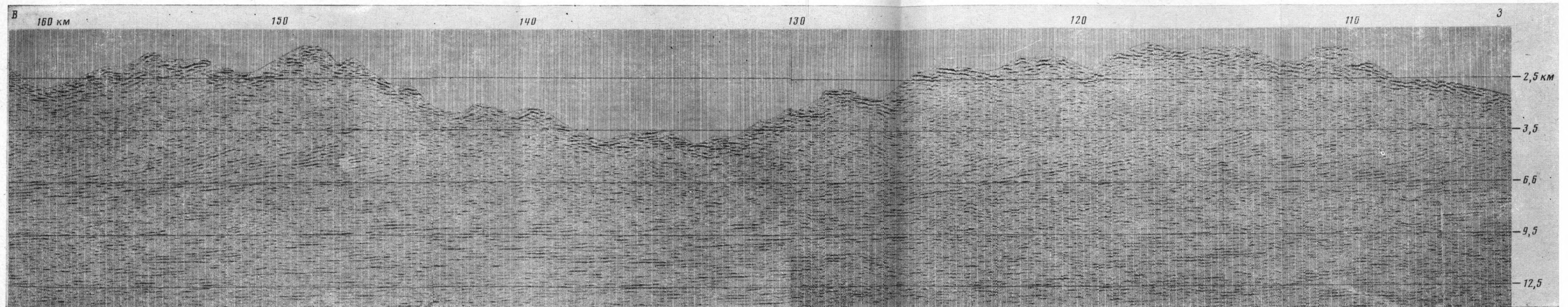
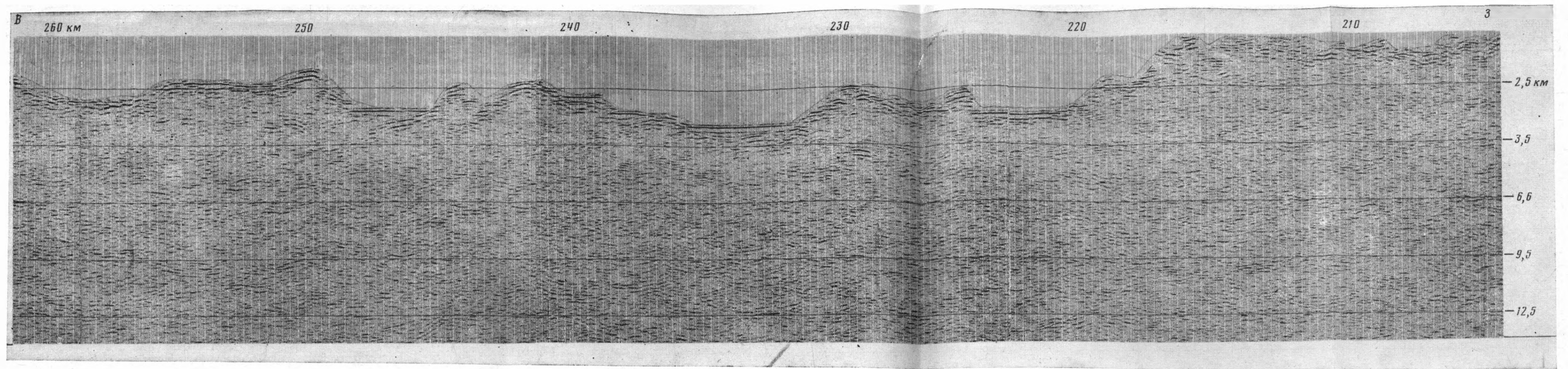


Рис. 1. Сейсмический профиль ГСП — МОВ через Срединно-Атлантический хребт на 20° ю. ш.
а — фрагмент восточного фланга хребта, *б* — гребень хребта и рифтовая долина

близкие к горизонтальным или слабонаклонные. В некоторых интервалах по площадкам намечается слабоволнистая структура, имеющая локальное распространение по горизонтали и вертикали. В отдельных интервалах намечаются зоны повышенной интенсивности отражений, возможно, фиксирующие некоторую акустическую неоднородность толщи.

Третья толща может быть сопоставлена с более низкими частями разреза габброидов офиолитовых комплексов, где габброиды становятся петрографически неоднородными, появляются полосчатые габбро, чередуются «горизонты» менее и более лейкократовых разностей, вплоть до анортозитов и т. д. [12, 14, 18]. Третья толща также отвечает третьему геофизическому слою океанической коры. Ее мощность составляет 3,0—3,5 км. Скоростные определения в этой толще весьма затруднены из-за отсутствия протяженных отражающих границ и большой дисперсии значений интервальных скоростей, лежащих в пределах от 4,7 до 7,5 км·с⁻¹.

На глубинах порядка 9,5—10,0 км наблюдаются вступления отражений большей интенсивности и с большими по протяженности отражающими площадками (до 1—2 км). Эту часть разреза, вероятно, можно параллелизовать с нижними, кумулятивными (дунит-пироксенит-габбровыми) частями разреза офиолитовых комплексов, которые залегают непосредственно выше мантийных дунитов и гарцбургитов. Вероятно, этот уровень можно рассматривать как геофизическую границу Мохоровичича (см. рис. 2). На глубинах ниже 9,5—10,0 км не удается получить надежных сейсмических отражений. Выделяемые здесь протяженные субгоризонтальные границы, возможно, образуются за счет оставшегося фона многократных волн в водной толще, так как местами наблюдается корреляция этих границ с рельефом дна.

Центральная часть профиля (ПК 110—210, см. рис. 2) пересекает гребень и рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта. Рельеф дна океана на этом участке профиля резко изрезанный. В зоне гребня хребта глубина океана менее 2000 м, а в осевой части рифтовой долины превышает 4000 м. Борты рифтового ущелья высотой до 2000 м ступенчатые, перепады глубин на ступенях здесь достигают 500—700 м. Наклоны ступеней достигают 63°, причем плоскости блоков, образующих ступени, наклонены на западном борту ущелья к западу на 3—10, а на восточном 5—18° к востоку. Размеры блоков, разделенных сбросовыми ступенями, по бортам ущелья изменяются от 1,0 до 3,0 км. В оси ущелья отмечается дугообразное поднятие, возвышающееся на 250—300 м над его краями. Ширина рифтового ущелья, включая борты, 31 км.

На своде Срединно-Атлантического хребта наблюдается также ступенчатая структура рельефа дна. Ширина ступеней меняется в пределах от 1,0 до 3,0 км, а перепад глубин достигает 600 м. Блоки, образующие ступени, на западном крыле гребня хребта наклонены к западу, а на восточном — к востоку, причем на восточном крыле и перепады глубин, и крутизна наклонов блоков больше.

Осадочная толща в центральной зоне разреза по профилю не обнаружена. Вероятно, что она вообще здесь отсутствует, либо ее мощность меньше 60 м, т. е. меньше разрешающей способности ГСП—МОВ.

Верхняя толща характеризуется интенсивными вступлениями отраженных волн с длиной площадок не более 2 км. Площадки как горизонтальные, так и наклонные, изогнутые. Отражающие площадки обычно не коррелируются с рельефом, резко обрываясь склонами поднятий и впадин. Фиксируется много крутых нарушений типа сбросов, вертикальных или наклонных, чаще в сторону рифтовой долины. Эти нарушения выражены в рельефе дна уступами, разделяющими поднятия и впадины. Интервальные скорости этой толщи меняются от 3,7 до 5,3 км·с⁻¹. Мощность верхней толщи составляет 1—1,5 км и практически не меняется при переходе от поднятий к впадинам. Вследствие этого нижняя граница толщи относительно приподнята над поднятиями и опущена под впадинами. Переход к нижележащей толще постепенный. Он фиксируется по спаду интенсивности отражений и по уменьшению длины отражаю-

ших площадок. Эта толща, вероятно, сложена лавовыми потоками и отвечает второму геофизическому слою океанической коры (см. рис. 2).

В отличие от восточного отрезка профиля можно предполагать в основном тектонические (а не вулканические) формы рельефа, созданные сбросами (эскарпами). Лавовые потоки выглядят более короткими по протяженности по сравнению с восточным отрезком профиля. Вулканические конуса заметных размеров отсутствуют.

Вторая толща, аналогичная сейсмически прозрачной толще восточной части профиля, в большей части центрального сектора отсутствует. Отдельные маломощные сейсмически прозрачные линзы фиксируются только на восточном и западном флангах сектора (см. рис. 2).

Третья толща, сейсмически сходная с третьей толщей восточного отрезка профиля, непосредственно подстилает лавы. Эта толща фиксируется в интервалах глубин 3,5—9,5 км и имеет мощность 4—6 км. Интервальные скорости изменяются от 5,6 до 7,2 км·с⁻¹ при точности определений не хуже 20—25%.

В интервале глубин 5—12 км прослеживаются вступления интенсивных низкочастотных волн от наклонных площадок длиной 6 км (см. рис. 2). Площадки имеют отчетливое восточное падение, более крутое (до 30°) в верхней части и пологое (до горизонтального) в нижней. Эти площадки явно наложены на инфраструктуру третьей толщи и не могут быть выделены в качестве самостоятельной толщи. Между наклонными интенсивными площадками нередко сохраняется типичная для третьей толщи инфраструктура.

Наклонные площадки объединяются в систему ветвей, сходящихся в нижней части профиля в единую зону с субгоризонтальными площадками того же типа. Каждая из этих ветвей погружается в восточном направлении в соответствии с наклоном площадок. Однако ограничения ветвей очень неопределенны. В пределах ветвей снизу вверх закономерно уменьшается средняя длина площадок от 6 км в нижней части до 1 км в верхней. В верхней части ветви постепенно исчезают в инфраструктуре третьей толщи. Наиболее отчетливо выделяются две восточные ветви, имеющие максимальную амплитуду. Их вершины расположены с запада и востока от рифтовой долины (не выходя за пределы третьей толщи), а основания погружаются и расширяются в восточном направлении, сливаясь в единую субгоризонтальную зону. Вершины этих ветвей поднимаются до глубин в 5 км. Западнее намечаются еще две слабо выраженные ветви такого строения с постепенно угасающей на запад амплитудой.

Третья толща по сейсмическим характеристикам не отличается от третьей толщи восточной части профиля и, вероятно, представлена габброидами. Загадку представляют интенсивные отражения от протяженных площадок, наклоненных на восток. По своему характеру (большая интенсивность отраженных волн и большая длина площадок) они отличаются от отражающих площадок во всех рассмотренных выше толщах и не могут быть с ними сопоставлены. Кроме того, эти площадки накладываются на инфраструктуру третьего слоя. Скорее всего наклонные площадки могут интерпретироваться как результат интенсивной твердопластичной деформации габброидов третьей толщи. Чрезвычайно важно, что они образуют резко асимметричную структуру с восточным наклоном.

Западный отрезок профиля (ПК 1—110). Этот отрезок сходен с восточным отрезком профиля. Глубина океана здесь увеличивается в западном направлении от 2,5 до 3,5 км. Перепады глубин от 100 до 500 м обрисовывают поднятые и опущенные участки протяженностью от 1 до 10 км. Как и на восточном отрезке, здесь может быть выделена верхняя лавовая толща мощностью от 0,5 до 1,5 км с пластовыми (интервальными) скоростями 3,5—5,5 км·с⁻¹. В отличие от восточного сектора здесь реже встречаются поднятия, которые могут интерпретироваться как вулканические конуса, и отсутствуют разделяющие их впадины с осадочным выполнением (см. рис. 2).

Лавы, как и на восточном отрезке профиля, подстилаются сейсмически почти прозрачной толщей (вторая толща), которая имеет здесь не сплошное, а линзовидное распространение. Мощность этой толщи колеблется от 1 до 2,5 км, а в некоторых местах сходит на нет.

Сейсмически прозрачная толща подстилается третьей толщей, аналогичной такой же, что развита в восточной и центральной частях профиля. Она прослеживается в интервале глубин 5,5—9,5 км. Выделить какие-либо уверенные границы ниже 9,5 км не удалось.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Глубинное строение Срединно-Атлантического хребта в рассматриваемом пересечении в некоторых чертах сходно, а в некоторых отлично от строения этого хребта на других сечениях.

На склонах хребта отчетливо фиксируются вулканические конуса, сложенные лавовыми потоками. Можно было бы предположить, что эти конуса возникли в рифтовой зоне и затем, в процессе спрединга, переместились на его фланги. В этом случае пришлось бы допустить, что характер вулканизма в недалеком прошлом был иной, нежели сейчас, так как в рифтовой долине нет вулканических конусов такого же типа, что на флангах хребта. Более того, для вулканических конусов восточного фланга намечаются фациальные переходы лав в слоистые породы заполнения небольших впадин, расположенных между этими конусами. Последние формируются на лавах второго слоя океанической коры и имеют близкий к современности возраст. Таким образом, вероятнее допущение о первично фланговом (внерифтовом) формировании части вулканических конусов. Фланговый магматизм, видимо, вообще типичен для срединных хребтов и достаточно уверенно устанавливается при анализе палеоокеанических рифтовых структур в офиолитовых комплексах [15, 19].

Данные по другим сечениям через Срединно-Атлантический хребет, полученные тем же геофизическим методом, дают сейсмическую картину, отличную от рассматриваемой выше [9]. В частности, под лавами второго слоя океанической коры повсеместно развит слой, сходный по своей инфраструктуре с третьим (габбровым?) слоем описанного разреза. Сейсмически прозрачный (или почти прозрачный) слой залегает ниже, а его кровля воздымается к рифтовой долине, где она почти подходит к подошве лав. В этих случаях вполне резонно трактовать сейсмически прозрачный слой в качестве частично расплавленного вещества, представляющего вулканические серии в рифтовой зоне. Такая интерпретация хорошо согласуется с данными глубинного электротзондирования, проведенного в Исландии от восточной неовулканической зоны (современный рифт) на восток [17]. Согласно этим данным, кровля электропроводной (частично расплавленной) массы погружается от осевой части рифта в восточном направлении.

Легко видеть, что в рассматриваемом профиле сейсмически прозрачный слой (вторая толща), который мог бы отождествляться с частично расплавленной массой, отсутствует под рифтом и гребневой частью хребта и распространен только под его флангами (восточный и западный отрезки профиля). Причем он непосредственно подстилается третьей толщей (габбро?), имеющей выраженные отражающие площадки. Не исключено, таким образом, что под рифтовой долиной сейчас нет магматической камеры и здесь в данный момент не продуцируются вулканические породы. С этим согласуется отсутствие вулканических конусов в рифте и наличие их только на флангах.

Наиболее яркая специфическая черта рассмотренного профиля — зоны твердопластичных деформаций, наложенных на структуру третьего слоя в центральном (и частично западном) секторах профиля. Эти структуры имеют отчетливое восточное падение и не выходят за пределы третьей толщи. Во второй и лавовой толщах они не проявлены. Сейчас трудно с определенностью говорить о динамической природе этих струк-

тур. Они могут возникнуть в процессе скупивания третьего слоя океанической коры под осевой зоной хребта, что наиболее вероятно по геодинамическим соображениям, а также в случае его «расплющивания» и растягивания с односторонним движением масс в восточном направлении. Важно подчеркнуть и то, что если в верхних горизонтах коры (выше третьей толщи) фиксируется более или менее симметричное (с элементами асимметрии) строение, отражающее спрединг океанической коры, то в пределах третьего слоя динамика и кинематика движений иная и резко асимметричная. Иными словами, фиксируется резкая дискордантность в тектоническом строении и характере движений между этими литопластинами океанической коры.

Сейчас сложно предложить удовлетворительную модель, объясняющую все приведенные выше особенности глубинного строения хребта. Может быть, это связано с тем, что на рассмотренном сечении в данный момент происходит «перескакивание» оси спрединга на восток от современной рифтовой долины. «Перескакивание» оси спрединга достаточно распространено в современных и древних океанических структурах, хотя механизм этого явления совершенно не ясен [3, 15, 23].

Разумеется, слишком широкие выводы из изложенного материала делать еще рано, необходимы дополнительные геофизические и геологические исследования. Однако безусловно своевременно акцентировать внимание на том, что глубинное строение срединных хребтов значительно сложнее, чем это обычно представляется. В частности дискордантность поверхностных и более глубоких структур океанской коры зафиксирована по сейсмическим данным на западном фланге Восточной неовулканической зоны (рифта) Исландии, причем в нижних горизонтах коры, как и в рассмотренном выше случае, появляются отчетливые отражающие площадки, полого наклоненные на восток [24].

Литература

1. *Ахметьев М. А., Золотарев Б. П., Копорулин В. И., Мазарович А. О., Рихтер А. В., Фрих-Хар Д. И.* Геология острова Маю.— Докл. АН СССР, 1985, т. 283, № 5.
2. *Буданов В. Г., Бережная Л. Т., Варламов А. С., Телепин М. А., Федосеев А. И.* Строение земной коры под срединными хребтами в тропической зоне Атлантического, Индийского и Тихого океанов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 11, с. 62—73.
3. *Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 2—22.
4. *Гельчинский Б. Я., Караев Н. А., Коган Л. Д.* Теоретико-модельные исследования волновых полей, образующихся в гетерогенных системах. ЭН ВИЭМС.— В сб.: Региональная разведочная и промысловая геофизика. М., 1977, № 11, с. 1—35.
5. *Коган Л. И.* Автоматизированная система для геофизических исследований НИС «Профессор Штокман». В сб.: Морская геология и геофизика, № 3. М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1983, с. 10—17.
6. *Коган Л. И.* Применение математического моделирования для изучения микроструктуры океанического дна.— В сб.: Геология морей и океанов. Т. 1. М.: Наука, 1982, с. 35—36.
7. *Коган Л. И., Зоненшайн Л. П.* Строение трансформных разломов Центральной Атлантики по данным ГСП—МОВ.— Бюл. МОИП, 1983, т. 58, вып. 2, с. 15—29.
8. *Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г.* Строение глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ).— Геотектоника, 1985, № 2, с. 1—10.
9. *Коган Л. И., Корсаков О. Д., Мамаева Н. Р., Сырский В. Н.* Результаты глубинного сейсмического профилирования методом отраженных волн (ГСП—МОВ) в седьмом рейсе НИС «Академик Вернадский».— В сб.: Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь: Изд. МГН АН УССР, 1975, с. 45—58.
10. *Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Удинцев Г. Б.* Глубинное сейсмическое профилирование методом отраженных волн (ГСП—МОВ) при исследовании земной коры океанов.— В сб.: Прикладная геофизика, № 86. М.: Наука, 1977, с. 71—86.
11. *Кмарбоут Д. Ф.* Теоретические основы обработки геофизической информации с приложением к разведке нефти. М.: Недра, 1981, с. 304.
12. *Колмен Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979, с. 261.
13. *Куренков С. А., Перфильев А. С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация.— Геотектоника, 1984, № 5, с. 3—13.
14. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1978, с. 122.
15. *Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах.— Геотектоника, 1985, № 5.

16. *Auzende J. M., Cornen G., Juteau T., Lagabrielle Y., Lensch G., Mevel C., Nicolas A., Prichard H., Ribeiro A., Vanney J. R.* Corringe Bank (Atlantic ocean, SW Portugal): A section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible.— *Ofioliti*, 1982, № 2—3, p. 267—278.
17. *Bello M., Bjornsson A.* Magnetotelluric investigation of the Lower Crust and Upper Mantle beneath Iceland.— *J. Geophys. Res.*, 1978, № 45, p. 1—16.
18. *Gass G.* The Troodos massif: Its role in the unravelling of ophiolite and significance in the understanding of constructive plate margin processes.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 3, p. 2661—2672.
19. *Greenbaum D.* Magmatic processes oceanic ridges. Evidence from the Troodos Massif, Cyprus.— *Nature*, 1972, v. 249, p. 617—620.
20. Mantle heterogeneity and Azores tripple junction.— *JOIDES J.*, 1982, v. VIII, № 1, p. 4—10.
21. *Pallister S. S.* Structure of the dike complex of the Semail Ophiolite Near Ibra, Oman.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 134, p. 2661—2672.
22. The Gorringe Bank; First results of submersible expedition Cyador II.— *Terra Cognita*, 1982, v. 2, № 2, p. 123—130.
23. *Saemundsson K.* An outline of the structure of SW Iceland.— In: *Iceland and Mid-Ocean ridges.*— Reykjavik. Soc. sci. Jelerdica, 1967, v. 38.
24. *Zverev S. M., Litvinenko I. V., Yaroshevskaya G. A., Osokin N. N., Akhmetjev M. A.* A Seismic Study of the Rift Zone in Northern Iceland.— *J. Geophys.* 47, 1980, p. 191—201.

Геологический институт АН СССР
 Институт океанологии
 Южное Отделение, Геленджик

Поступила в редакцию
 17.I.1985

УДК 551.24

КОСЫГИН Ю. А., КУЛЫНДЫШЕВ В. А.

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ОПИСАНИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ АКВАТОРИЙ

Любая тектоническая карта должна отвечать следующему требованию — принцип тектонического районирования, положенный в ее основу, должен соблюдаться на всей карте. Несоблюдение этого требования ведет к «лоскутности» карты и соответственно снижает ее эффективность при решении теоретических и практических задач. Рассмотрим принципы тектонического районирования и описания структурных элементов для разных типов карт «суша — акватории».

1. СУША — ШЕЛЬФОВАЯ ОБЛАСТЬ

Иллюстративно-гипотетический принцип тектонического районирования можно проиллюстрировать на примере схемы «Расположение складчатых полос в Европе», составленной Э. Огом [10]. В его основе лежит изображение тектоники акваторий с позиции определенной концепции. При этом данные об акваториях либо вообще не использовались, либо использовались в весьма ограниченных количествах. Принцип применяется в тех случаях, когда ставится задача — создание карт или схем, иллюстрирующих определенную тектоническую идею. Структурные элементы на схемах такого типа не описываются. Принцип использован при составлении схемы «Тектонического расчленения Европы» (Г. Штилле, 1924 г.), «Схематизированной карты геологических районов СССР» (Д. В. Наливкин, 1962 г.) и т. д.

Экстраполяционный принцип тектонического районирования можно проиллюстрировать на примере «Тектонической карты Восточно-Европейской плиты и прилегающих горных сооружений», составленной А. Д. Архангельским [1]. В его основе лежит представление о том, что шельфовые и прибрежные акваториальные области являются непосредственным продолжением суши и, следовательно, некоторые структурные характеристики геологических тел можно проследить в их пределах — линии простираения складок, границы структурных элементов, разрывные нарушения, локальные структурные формы, границы распространения соляных куполов и т. д.

В 1937 г. при составлении «Схемы тектоники Евразии масштаба 1 : 30 000 000» А. Д. Архангельский [5] усовершенствовал предложенный принцип, который уже позволял на базе известной геологической информации (например, группы близлежащих островов) сделать определенное предположение о тектонической природе сравнительно небольшого участка морского дна. Можно сослаться также на «Тектоническую карту Дальнего Востока масштаба 1 : 4 000 000», составленную П. Н. Кропоткиным [6], на которой показаны области распространения кайнозойской (Татарский пролив, прол. Лаперуза, Японские острова, о-в Сахалин) и мезозойской (в районе Шантарских островов) складчатостей.

Гипсометрический принцип изображения тектоники акваторий, т. е. показ рельефа морского дна в изолиниях, впервые использован на «Тектонической карте США масштаба 1 : 2 500 000» [19], составленной под редакцией К. Р. Лонгвелла. При этом подразумевалось, что рельеф дна в какой-то степени связан с его геологическим строением, однако формы этой связи не конкретизировались. Поэтому изолинии, с одной стороны,

явились «украшением» карты, а с другой — основой для самых общих размышлений о возможной геологической структуре океана и связи ее со структурой суши. В настоящее время изолинии рельефа дна приводятся на всех тектонических картах.

Интерпретационный принцип тектонического районирования позволил при изображении тектоники акваторий использовать не только геологические данные суши, но и результаты морских геолого-геофизических исследований, т. е. материал как суши, так и акватории увязывается в единую систему. Причем линии простираения складок, стратоизогипсы, контуры локальных структурных форм и т. д. проводятся уже не предположительно, как это делалось раньше, а на основе фактов. Впервые принцип использовался при составлении «Тектонической карты СССР масштаба 1 : 4 000 000» [17].

Недостатками перечисленных принципов является то, что они не позволяют создать единого представления о системе «суша — шельфовая область», а только способны охарактеризовать некоторые структурные особенности геологических тел, продолжающихся с суши на акватории. Если с их помощью и возможно создать представление о системе «суша — шельфовая область», то по отношению к основному принципу тектонического районирования, заложенному в карту, они играют вспомогательную роль. Правда, уже намечаются пути создания тектонических карт — моделей. Так, на «Тектонической карте Кубы масштаба 1 : 1 250 000» [12] в акваториях помимо изопахит, разломов, флексур и стратоизогипс показаны поднятия островных гряд и зоны резкого перепада аномалий силы тяжести. Особенностью «Тектонической карты Северной Америки масштаба 1 : 5 000 000» [20] следует считать изображение в Тихом океане зон разломов (Пайонир, Марри, Кларингтон, Клиппертон и т. д.), проведенных по результатам морских геолого-геофизических исследований и не прослеживающихся на суше, а также целого ряда поднятий (Альбатрос), котловин (Гватемальская, Лабрадорская и т. д.), подводных гор (Кельвин), желобов (Шерли) и т. д. Таким образом, интерпретационный принцип дополняется геоморфологической информацией, т. е. сделана попытка провести районирование на основе структурно-геоморфологического принципа.

Единая модель «суша — шельфовая область» может быть создана только тогда, когда районирование суши и шельфовых областей будет проведено на базе одного принципа. Например, **структурно-исторического** — «Тектоническая карта Австралии и Новой Гвинеи масштаба 1 : 5 000 000» [21], **структурного** — «Тектоническая карта Балтийской синеклизы масштаба 1 : 2 500 000» [2], **возраста основного этапа формирования платформенных структур** — «Тектоническая карта Прибалтики масштаба 1 : 1 000 000» [16] и т. д. В настоящее время такие карты могут быть построены только для хорошо изученных областей континентальных окраин материков или внутренних морей. В случае, если шельфовая область на тектонической карте занимает значительные участки, то о модели «суша — шельфовая область» можно говорить только на уровне основных структурных элементов, для которых целесообразно приводить детализированную шкалу глубин и показывать линии простираения складчатости, стратоизогипсы, разломы, границы распространения соляных куполов, контуры погребенных поднятий, цепочки локальных структурных форм и т. д.

2. ОКРАИННОЕ (ИЛИ ВНУТРЕННЕЕ) МОРЕ

Построение тектонических карт окраинных (или внутренних) морей может проводиться: а) по принципам тектонического районирования, используемым для суши: например при составлении карты Средиземного моря [9] использовался **структурно-генетический принцип**; на картах Берингова, Охотского и Японского морей [13] — **время становления континентальной коры** и т. д.;

б) по принципам, учитывающим специфику зоны перехода от континента к океану: например тектонические карты окраинных морей Даль-

него Востока, составленные Г. С. Гнибиденко [3]. Для обоснования этого подхода обычно указывается, что в окраинных (или внутренних) морях существует «...взаимное перекрытие множества признаков, реализуемых структурным (или структурно-формационным) и морфоструктурным принципами... Имеющаяся информация о структуре зон перехода... позволяет сделать вывод, что морфоструктурный принцип тектонического районирования может быть корректно реализован главным образом только для выделения структурных элементов наиболее низкого (второго) порядка, тогда как для выделения структурных элементов более высоких порядков может быть использован структурно-формационный принцип и районирование по возрасту главной складчатости» [3, с. 11—12]. Правда, при таком подходе в пределах карты «...происходит смена „правил тектонического районирования“, морфоструктурный принцип тектонического районирования сменяется структурным (структурно-формационным)» [3, с. 12], что, естественно, не позволяет говорить уже о тектонической модели;

в) по принципам, учитывающим неизоморфность структуры континентов и океанов: например на «Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000» [15] суша районировалась по возрасту главной складчатости, а акватории — по структурно-геоморфологическим признакам.

Обычные ссылки на специфичность геолого-геофизического материала окраинных и внутренних морей, которые приводятся в обоснование второго и третьего подходов, свидетельствуют не о необходимости введения новых принципов тектонического районирования, совершенно отличных от принципов, используемых при районировании суши, а скорее об отсутствии принципов, позволяющих увязать разнородный материал суши и акватории в единую тектоническую модель на базе структурно-вещественных признаков.

Поскольку шельфовая область является частью любого окраинного (внутреннего) моря, то описание структурных элементов в их пределах проводится так же, как на картах типа «суша — шельфовая область».

3. ЛОЖЕ ОКЕАНА

Построение тектонических карт ложа океанов приводится при помощи принципов тектонического районирования, отличных от принципов, используемых для районирования суши, — **структурно-геоморфологический** с учетом геофизических данных и **геофизический** (в чистом виде).

В основе первого принципа лежит представление о том, что «форма рельефа в океанах и морях и тектонические формы обычно соответствуют друг другу» [14, с. 108]. Такой подход ассимилировал все особенности гипсометрического и интерпретационного принципов и правомочен только для структурных элементов второго порядка (объемные размеры 10^9 — 10^6 км³), так как в этом случае величина несовпадения форм рельефа и форм геологических тел довольно невелика, что и позволяет сделать вывод о их соответствии друг другу. Для структурных элементов третьего и более высоких порядков (объемные размеры 10^6 — 10^3 км³) это несовпадение играет значительную роль, что требует уже модификации структурно-геоморфологического подхода.

Применение рассматриваемого принципа не всегда однозначно и имеет свои особенности. Так, на «Геоморфологической карте Атлантического океана масштаба 1 : 20 000 000» [4], которую следует рассматривать как тектоническую, используется структурно-геоморфологический принцип, но эта карта не сводится к единой модели¹. На карте от материковой отмели до ложа океана идет постепенное оструктурирование рельефа морского дна, т. е. усложнение общей геоморфологической картины. Подобные карты могут возникать только в том случае, если

¹ Критику геоморфологической карты как тектонической нельзя признать справедливой. (Прим. ред.)

при их построении отдается предпочтение каким-либо одним характеристикам, как, например, в данном случае геоморфологическим, и игнорируются или выступают в качестве вспомогательных другие. При построении тектонических карт акваторий такая «роскошь» непростительна, так как в таком случае их нельзя рассматривать как единые модели и, следовательно, существенно понижается информационный и прогностический потенциал карты.

На «Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000» [18] структурно-геоморфологический принцип, используемый для расчленения систем окраинных морей и островных дуг, облекается не в собственно морфологическую терминологию, а в терминологию, соответствующую историко-геологическому принципу. По существу для этих участков карты мы имеем модель, построенную уже на иных принципах районирования, чем это сделано для областей складчатости. При районировании ложа океанов подобной «маскировки» структурно-геоморфологического принципа районирования уже нет. Соответственно и структурные элементы охарактеризованы по-разному. Так, если в областях складчатости показаны линии простираения складчатостей, оси антиклиналей и синклиналей, контуры прогибов и поднятий, различные типы разрывных нарушений, то для ложа океанов — крупные зоны разломов, осевые линии желобов, зоны современной активности внутри поясов.

Геофизический принцип тектонического районирования применяется в основном для построения моделей внутренних частей ложа океана, так как именно в них геофизическая характеристика приобретает доминирующее положение, например на «Тектонической схеме Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса» масштаба 1 : 60 000 000 [7].

Таким образом, при построении тектонических карт ложа океанов особое значение приобретает проблема «стыковки» моделей различной специализации. При таком подходе особое значение приобретает проблема комплексной интерпретации. Причем в ее основу должна быть положена не некоторая концепция, а реальный объект исследования.

В качестве примера, который наглядно показывает преимущество такого подхода по сравнению с подходами, используемыми в настоящее время на тектонических картах, можно привести схематическую геологическую карту Тихого океана масштаба 1 : 36 000 000, опубликованную К. Хизеном и Дж. Форнари в 1976 г. в «Геологическом атласе мира», составленном под редакцией Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. Особенность этой карты заключается в том, что на ней в схематическом, хотя и в большей мере гипотетическом, виде показаны геологические тела, выделенные на основе интерпретации геофизического, геоморфологического, батиметрического и т. п. материала с учетом данных драгирования и глубоководного бурения. Это позволило авторам представить ложе Тихого океана, начиная от триаса до плейстоцена, в виде гигантской плиты, которая в восточном и южном участках интенсивно разбита трансформными разломами. Эту карту вполне можно рассматривать как схематизированную тектоническую карту.

4. СУША — ЛОЖЕ ОКЕАНА

Анализируя тектонические карты акваторий, нетрудно заметить, что если при районировании шельфовых областей, внутренних и окраинных морей наблюдается стремление к использованию **структурно-вещественных** принципов районирования, то при расчленении ложа океанов происходит их смена, и основным принципом становится уже **структурно-геоморфологический**. Однако поскольку любая тектоническая карта должна представлять собой модель (единство комплексов признаков, используемых для выделения всех структурных элементов и их однородное описание), то для тектонических карт акваторий важное значение приобретает интерпретация «языков» различной специализации с тем, чтобы выработать единый «язык», который и ляжет в основу карты. Пер-

вые работы, посвященные интерпретации выделяемых структурно-геоморфологических или структурно-геофизических элементов ложа океанов на «языке» обычных структурно-вещественных элементов, выделяемых на суше, появились в 70-е годы. Так, например, Г. Ф. Макаренко [8] океаническо-базальтовые поля сравнивает с траппами и доказывает очевидное сходство их внутренней зональности, взаимного расположения, а также положения тех и других по отношению к главным структурам материков. А. В. Пейве [11] рассматривает срединно-океанические хребты как складчато-глыбовые сооружения, которые слагаются двумя комплексами пород: вулканогенно-осадочным (первый и второй геофизические слои) и метаморфическим (третий слой океанической коры). К сожалению, общее количество подобных работ, имеющих большое значение для создания тектонических карт «суша — ложе океана» на базе структурно-вещественных признаков, пока невелико. Однако эвристическая ценность таких единых тектонических карт, доведенных до модельного уровня, будет значительно выше большинства существующих «лоскутных» тектонических карт акваторий.

Литература

1. *Архангельский А. Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. I. М.—Пг.: Госиздат, 1923. 146 с.
2. *Волколаков Ф. К., Афанасьев Б. Л.* Тектоника Балтийской синеклизы (объяснительная записка к тектонической карте Балтийской синеклизы, масштаба 1 : 2 500 000).— В кн.: Региональная геология Прибалтики. Рига: Зинатне, 1974, с. 136—144.
3. *Гнибиденко Г. С.* Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 162 с.
4. *Ильин А. В.* Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 232 с.
5. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР/Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 300 с.
6. *Кропоткин П. Н.* Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 736—764.
7. *Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 367 с.
8. *Макаренко Г. Ф.* Траппы и базальты океанов в рядах геологических формаций.— Вестн. МГУ, 1976, № 2, с. 17—38.
9. *Маловицкий Я. П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 96 с.
10. *Ог Э.* Геология. Геологические явления. Т. I. М., 1914. 595 с.
11. *Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—18.
12. *Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы масштаба 1 : 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
13. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. И., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 83—99.
14. *Пуцаровский Ю. М., Яншин А. Л.* Тектонические карты Геологического института АН СССР.— В кн.: Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1981, с. 98—122.
15. Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000/Гл. ред. Яншин А. Л. М.: ГУГК, 1966.
16. Тектоническая карта Прибалтики масштаба 1 : 1 000 000/Ред. Сувейздис П. И.— В кн.: Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Моклас, 1979. (Тр. ЛитНИГРИ, вып. 3).
17. Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000/Гл. ред. Шатский Н. С. М.: ГУГК, 1953.
18. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000/Ред. Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б. М.: ГУГК, 1970.
19. Tectonic map of the United States, scale 1 : 2 500 000/Ed. C. R. Longwell, 1944.
20. Tectonic map of the North America, scale 1 : 5 000 000/Ed. King P. B. 1969.
21. Tectonic map of Australia and New Guinea, scale 1 : 5 000 000. Sydney, 1971.

Институт тектоники и геофизики
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
24.V.1983

УДК 551.242.23

ПЕРФИЛЬЕВА С., КОПТЕВА В. В., КУРЕНКОВ С. А.

**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЗОН СПРЕДИНГА
В СОВРЕМЕННЫХ И ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ**

Изучение закономерностей развития океанического и палеоокеанического спрединга в различных регионах мира (Исландия, Южный Урал, Центральная Монголия) позволяет считать, что процессу растяжения (спредингу) как современному, так и древнему, присущи особенности, которые лучше всего выявляются при детальном изучении комплексов типа «дайка в дайке». К числу распространенных закономерностей спрединга следует отнести: джампинг, или закономерное и последовательное перескакивание оси магмовыведения (спрединга), «фланговый» магматизм, наличие сдвиговой составляющей при растяжении. В итоге предлагается принципиальная модель формирования океанической коры в зонах растяжения (спрединга).

Изучение рифтовых зон современных срединно-океанических хребтов в последнее время заметно продвинулось. Это связано с тем, что наряду с глубоководным бурением, драгированием и обычными геофизическими методами рифтовые зоны начали изучать с помощью глубоководных аппаратов. Такие исследования были проведены в осевой долине Срединно-Атлантического хребта [26], в рифтовой долине Красного моря [5], в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия [21].

Тем самым удается в какой-то мере закрыть пробел в изучении процесса спрединга, так как появилась возможность проводить прямое геологическое изучение объектов. Остальные методы остаются по существу «точечными» или дистанционными (такие, например, как многолучевой эхолот Seabeam и др.).

Однако даже использование глубоководных аппаратов не позволяет получить такой объем геологической информации, как при исследованиях на суше. Это связано с тем, что изучение океанического дна ограничивается верхними горизонтами второго слоя океанической коры. Нижняя часть второго и, тем более, третий слой в пределах рифтовых долин или вблизи них практически недоступны непосредственным наблюдениям. Отдельные драгировки трансформных разломов, при которых были подняты габброиды и долериты, вероятно слагающие низы второго и верхи третьего слоев коры, не решают проблемы.

Современные срединно-океанические хребты вместе с рифтовыми долинами поднимаются выше уровня воды только в Исландии. Благодаря этому в Исландии можно наблюдать верхнюю часть второго слоя океанической коры, преимущественно миоценового возраста, как на площади, так и в разрезе на глубине до 3 км.

Более глубокие горизонты коры доступны для прямого изучения только в палеоокеанических структурах. К настоящему времени возникло завидное единодушие в мнениях большинства исследователей относительно того, что комплексы складчатых областей представляют собой фрагменты коры палеоокеанического типа. Далеко не всегда, однако, ясно, отвечали ли эти фрагменты в прошлом структурам, сходным с современными океанами или со структурами других типов: краевыми морями, междуговыми бассейнами, внутриконтинентальными морями. Более того, в последнее время для многих конкретных офиолитовых комплексов довольно убедительно доказывается, например, их «краевоморская» или «островодужная» природа [16, 17].

Правда, современные гомологи таких структур, за исключением Красного моря, до сих пор не исследовались глубоководными аппаратами, и только для некоторых из них имеется представительный мате-

риал по составу пород второго слоя. Например, данные бурения глубоководных котловин Филиппинского моря показывают, что эти породы ни вещественно (толеитовые базальты), ни по строению разреза неотличимы от второго слоя срединных частей океанов. По-видимому, и другие параметры коры котловин Филиппинского моря (мощность коры и отдельных ее слоев, линейный характер магнитных аномалий и т. д.) вполне сходны с таковыми в океане. В наиболее выигрышной ситуации в этом отношении оказался разрез коры Красного моря, так как ему принадлежит наибольшее число структурно-морфологических, вещественных и других геолого-геофизических аналогий с корой современных океанов.

Для таких структур, как Японское море, сходство с океаном значительно меньше. В частности, для этой структуры характерны микроконтиненты, «впаянные» в кору океанического типа. Классические симметричные линейные магнитные аномалии отсутствуют (характерно линейно-мозаичное магнитное поле) и т. д.

Однако какова бы не была природа океанической коры («океаническая», «краевоморская», «междуговая») ее формирование, по-видимому, всегда происходит в одних и тех же геодинамических условиях раздвигания (спрединга) океанической коры. Это устанавливается и для современных структур с океанической корой типа Японского, Красного и Филиппинского морей [2, 5, 24].

Изучение древней океанической коры, участвующей в структуре складчатых областей, позволяет исследовать более глубокие ее горизонты и, что особенно важно, те образования, которые однозначно указывают на раздвигание океанической коры во время ее формирования. К их числу относится так называемый *sheeted dyke complex*. В отечественной литературе его иногда не совсем верно называют комплексом параллельных даек. На самом деле это не просто параллельные друг другу дайки, но, и это самое главное, параллельные дайки, внедренные последовательно в дайку же («дайки в дайках»). Вмещающие породы, которые в сущности являются междайковыми пространствами (скрины, септы), составляют 2—5% объема комплекса в нижних («корневых») горизонтах, практически исчезают в средней части и постепенно нарастают вверх (подробнее см. [11, 14]). Вверх по разрезу дайки переходят в лавы, близкие по составу к толеитам современной океанической коры. Само существование комплекса «дайка в дайке» однозначно указывает на интенсивное и продолжительное раздвигание океанического дна [6, 18, 27, 28, 31, 33]. Изучение строения дайковых комплексов, их взаимоотношения с выше- и нижележащими породами позволяет понять механизм спрединга на более глубоких уровнях, чем это доступно для изучения в современных океанических структурах. Сам факт присутствия дайковых комплексов в основании второго слоя океанов предполагался многими исследователями и окончательно доказан при глубоководном бурении (скв. 504 «В») [29].

Нами было выбрано три объекта, изучение второго слоя которых можно проводить прямыми геологическими методами: Исландия, Южный Урал и Баян-Хонгорская зона Монголии. Исландия расположена на Срединно-Атлантическом хребте, в той его части, которая пересекает поперечный Исландско-Фарерский порог. Общая геологическая ситуация показана на рис. 1, а. Из рисунка видно, что рифтовая зона, смещаясь трансформным разломом, проходит через весь остров с юга на север. Центральная площадь рифтовой зоны залита четвертичными и современными лавами, скрывая тем самым нижележащие части разреза. На флангах рифтовой зоны обнажаются более древние (вплоть до миоценовых) базальты, пронизанные дайками. Здесь можно видеть протяженные вертикальные разрезы и, следовательно, изучать динамику раздвигания и историю спрединга (с миоценового времени), запечатленную в магматических структурах.

В южной части варисцид Урала (Мугоджарский хребет), в бассейне р. Шулдак развит великолепно выраженный комплекс «дайка в дайке»,

переходящий в не менее хорошо сохранившиеся пиллоу-базальты с отдельными линзами и прослоями кремней (рис. 2). Несмотря на среднепалеозойский возраст ($S_2^?$ — D_{1-2}), породы не испытали регионального метаморфизма и практически не деформированы. Лавы залегают почти горизонтально со слабым наклоном на восток, а дайки ориентированы субвертикально. Эти обстоятельства давно уже привлекли внимание геологов, начиная с В. Г. Кориневского, открывшего эти уникальные образования [8, 9]. Дальнейшими исследованиями было показано, что по составу (включая петрохимические данные), по строению и морфологии лавовые потоки Шулдака сходны с лавами, изливавшимися в рифтовых

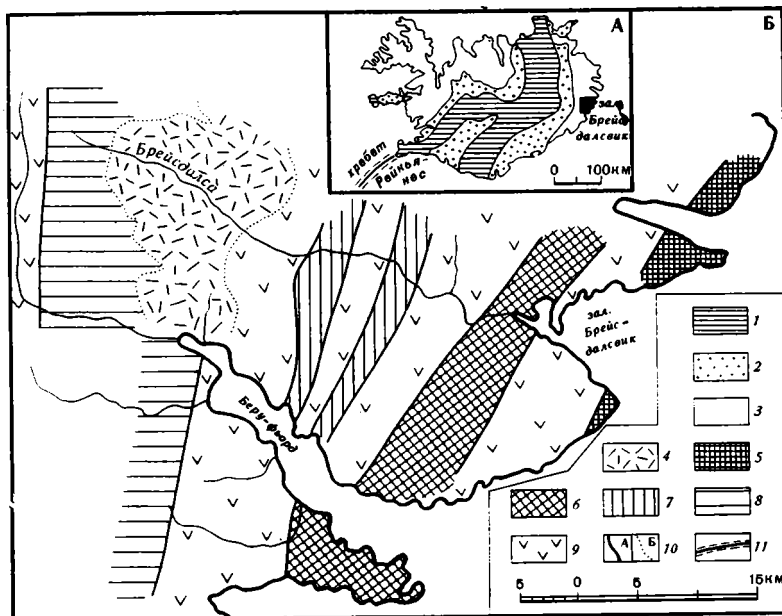


Рис. 1. Схема геологического строения: о-ва Исландия (А) и распространения роев даек в бассейне рек Брейсдалса — Беруфборда (Б)
 1—3 — область развития базальтовых лав и гиадокластитов различного возраста: 1 — от 0,7 млн. лет до современных (неовулканическая зона), 2 — от 3 до 0,7 млн. лет, 3 — древнее 3,0 млн. лет; 4 — ветвящиеся дайки вулканического ареала; 5—8 — линейные рои даек: 5 — Стрейтисхорский, 6 — Брейсдалсвикский, 7 — Ассунафельдский, 8 — Хейдарватнский; 9 — межровые пространства; 10 — границы: а — линейных роев даек, б — ветвящихся даек; 11 — подводные хребты. Заливкой на схеме А показано местоположение территории схемы Б

долинах современных срединных хребтов [4]. Аналогии по дайковому комплексу проводить сложнее, ибо сравнение в основном базируется на косвенных признаках (петрохимических, петромагнитных и т. д.). Тем не менее удалось получить основания для сравнения дайковых комплексов Шулдака и рифтовых зон океанических структур [10—12, 15]. Обобщающие тектонические реконструкции позволяют считать шулдакский комплекс фрагментом океанической коры, слагающим крупную тектоническую пластину, обдущированную на край Восточно-Европейского материка [13].

Баян-Хонгорская зона Центральной Монголии вытянута в северо-западном направлении на 150 км при ширине 10—15 км. В этой узкой зоне наблюдается нагромождение аллохтонных чешуй и пластин, выжатых из-под рифтового зеленосланцевого комплекса и надвинутых на венд-кембрийский известняково-сланцевый комплекс. Среди разнообразных офиолитовых пород наблюдаются и породы комплекса «дайка в дайке», переходящие вверх по офиолитовому разрезу в подушечные лавы базальтов. Метаморфизм проявлен неравномерно и приурочен к тектоническим поверхностям пластин и чешуй, оставляя неизменными породы внутри них, сохраняя даже изотропное стекло в гиадокластитах и эндо-

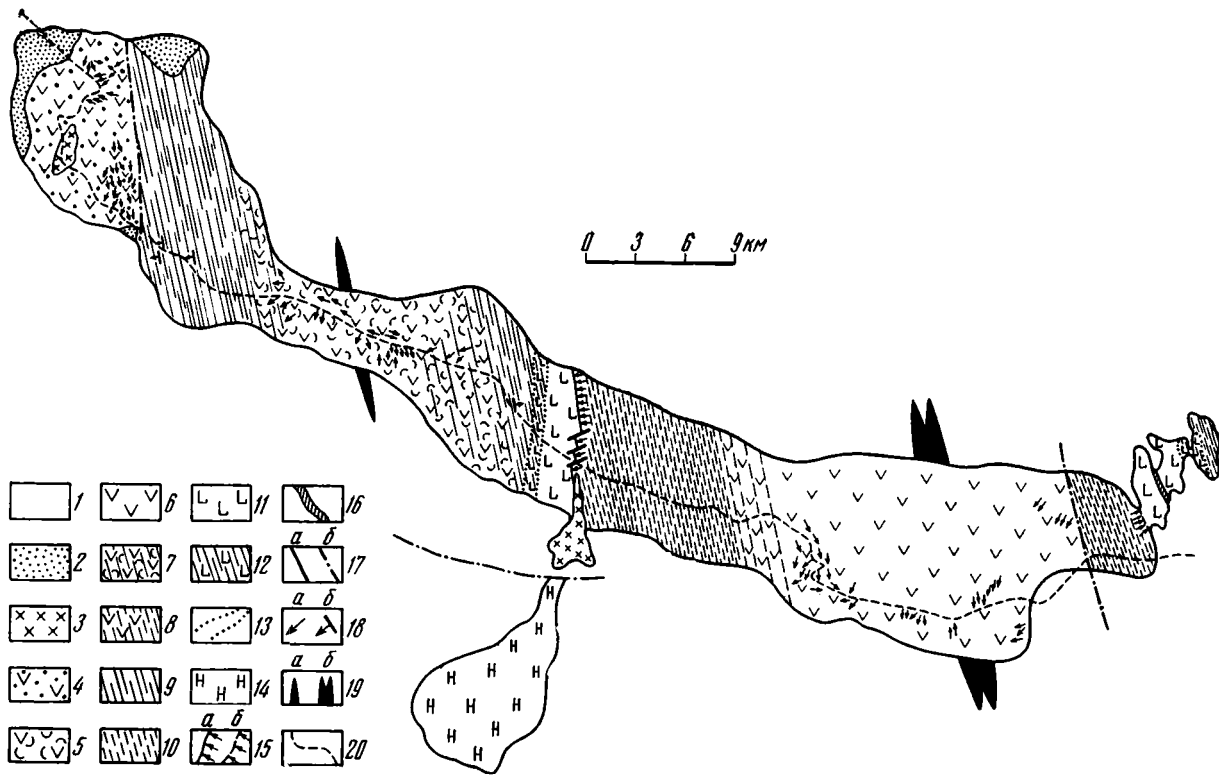


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта бассейна р. Шулдак (Южный Урал, хр. Мугоджарский). Составлена С. А. Куренковым и А. С. Перфильевым по личным наблюдениям с использованием материалов В. Г. Кориневского, Л. П. Зоненшайна, Г. Б. Рудника, Г. А. Кашинцева, В. В. Хаина и др.

1 — чехол современных отложений; 2 — нижний — средний девон, кукудукская свита: кремнисто-терригенные отложения с маломощными потоками базальтов; 3 — кварцевые диориты; 4—6 — подушечные базальты и гиалокластиты, сформированные в результате действия относительно разновозрастных зон магмовыведения (осей спрединга): 4 — условно нулевой оси (самая древняя), 5 — условно первой, 6 — условно второй (самая молодая); 7—8 — участки постепенного перехода из дайковых комплексов в лавы в пределах зон магмовыведения (осей спрединга): 7 — условно первой, 8 — условно второй; 9—10 — комплексы «дайка в дайке», сформированные в результате относительно разновозрастных зон магмовыведения: 9 — условно первой, 10 — условно второй; 11 — амфиболовое габбро; 12 — участки амфиболитизации долеритов дайковых комплексов; 13 — постепенные границы этих участков; 14 — габбронориты; 15 — эндоконтакт дайкового комплекса с амфиболовым габбро: а — достоверный, б — предполагаемый; 16 — зоны бластомилонитизации; 17 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 18 — элементы залегания: а — лавовых потоков, б — даек; 19 — предполагаемые палеооси разновозрастных зон спрединга: а — условно первая, б — условно вторая; 20 — русло р. Шулдак

контактах даек. Офиолитовые разрезы Баян-Хонгорской зоны отличаются от классических меньшей мощностью лав (до 0,5 км).

По-видимому, офиолиты Баян-Хонгорской зоны отвечают «безгранитной» коре океанического типа, принадлежавшей некогда структуре типа краевого моря, сформировавшегося в результате раздвига докембрийской континентальной коры [14].

Таким образом, три объекта, дайковые и лавовые комплексы которых будут рассмотрены ниже, достаточно различаются по своему характеру: Исландия отвечает зоне современного и миоценового спрединга в аномальных условиях поперечного порога, Мугоджары рассматриваются как палеоаналог классической зоны спрединга океанического типа, а Баян-Хонгорские офиолиты характеризуют внутриконтинентальную зону раздвижения.

ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ЗОН СПРЕДИНГА

Для зоны кайнозойского и современного вулканизма Исландии (зона современного рифта) характерно широкое развитие зияющих трещин (гьяров), пересекающих молодые лавовые потоки. Гьяры имеют крутые стенки, и их днища заполнены обрушившимися с бортов обломками лав. Исландские геологи предполагают, что в более глубоких горизонтах коры гьярам отвечают слепые дайки [22].

Гьяры и дайки представляют собой реакцию на растяжение коры в зоне спрединга и образуют системы эшелонированно построенных поясов, протягивающихся на многие десятки километров.

В зоне миоценового вулканизма (на востоке Исландии) потоки базальтов рассечены роями параллельных даек, которые, видимо, не дают излияний, слепо заканчиваясь в лавах. Дайки залегают в плоскости, перпендикулярной простиранию потоков, и их скорее всего следует рассматривать в качестве глубинного выражения гьяров, столь характерных для Центральной Исландии. Эти предположения подтверждены данными по глубокой скважине, пробуренной в районе Рейдар-Фьорда [23]. Детальное изучение строения дайковых роев в одном из районов восточной Исландии (г. Брейдалсвик) показывает, что здесь выделяются четыре роя даек, ориентированных в северо-восточном и меридиональном направлениях (см. рис. 1, б). Дайки в каждом рое ориентированы под углом к общему простиранию, причем угол близок для всех четырех роев и составляет 20—30° (рис. 3). Этот факт, а также закономерное кулисообразное смещение даек в плане (см. рис. 1, б) однозначно свидетельствуют о существовании сдвиговой компоненты, сопровождающей формирование трещин отрыва, в которые внедрялись дайки. Рои даек последовательно, при движении с востока на запад меняют свое простирание от северо-восточного до меридионального (см. рис. 1, б). Соответственно, с отклонением в 20—30° меняются и генеральные простирания даек внутри каждого роя.

Имеющиеся геологические и палеомагнитные данные позволяют утверждать, что дайки внутри каждого роя близки по возрасту, а сами рои

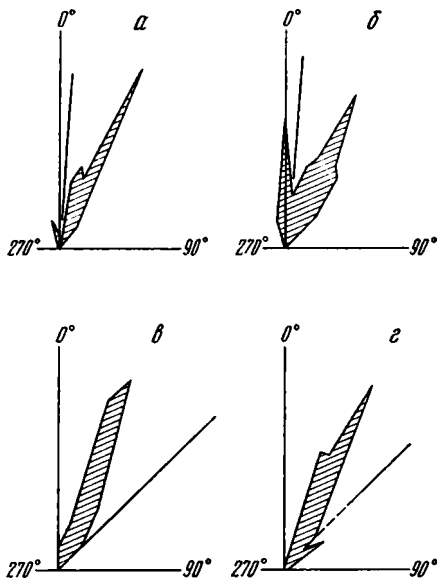


Рис. 3. Диаграмма распределения простираний даек в роях Восточной Исландии

а, б — Хейдарватнский (северное (а) и южное (б) сечения); в, г — Брейдалсвикский (северное (в) и южное (г) сечения). Заштрихованы поля простирания даек, линией показаны простирания роев даек

относительно омолаживаются с востока на запад. Следовательно, наиболее древний рой даек больше всего отклоняется от меридиана к северо-востоку. Все это позволяет высказать предположение, что закономерный и последовательный поворот роев даек отвечает последовательному повороту всего блока по часовой стрелке в процессе спрединга. Такой поворот, вероятно, связан с большей скоростью спрединга в северной части по сравнению с южной. Разворот блока сопровождался его перекашиванием и формированием трещин отрыва. Именно такое толкование эшелонированных систем трещин в современной рифтовой долине Исландии было предложено В. Г. Трифоновым [19]. Высказанное предположение подтверждается данными по изучению рифтовой долины хребта Рейкьянес в Атлантическом океане [1]. Цепочки невысоких вулканических аппаратов в изученной части рифта ориентированы под острым углом к рифтовой долине, отклоняясь от нее в северо-западном направлении.

К сожалению, в палеоструктурах, там, где обнажаются комплексы «дайка в дайке», далеко не всегда удается изучить строение даек по простирацию. На Южном Урале (бассейн р. Шулдак) был детально окартирован участок такого комплекса при субгоризонтальном срезе даек. Хорошо видно, что дайки кулисообразно смещаются в одном направлении, что подтверждает предположение о наличии сдвиговой компоненты при формировании магмоподводящих трещин. Если высказанное предположение верно, то можно ожидать, что появление сдвиговых компонент в процессе спрединга имеет не частное, а общее значение. Хорошо известно, что рифтовые зоны океана расчленены трансформными разломами, которые разделяют участки с разными относительными скоростями спрединга, и соответственно подобного рода относительные повороты блоков должны сопровождать этот процесс на всем протяжении хребта.

ЭЛЕМЕНТЫ «РАССЕИВАНИЯ» СПРЕДИНГА

Комплексы «дайка в дайке», по общему мнению, представляют собой глубинное выражение спрединга в зоне выведения магмы на поверхность. Теоретическая модель, которой иногда отвечает и конкретное описание таких комплексов, предполагает, что излияние идет из одной трещины, существование которой все время поддерживается раздвиганием ее флангов в стороны. При этом каждая новая порция магмы поступает внутрь разрывающейся, частично или полностью застывшей дайки, заполнившей эту трещину во время предыдущего импульса растяжения. В результате образуются два симметричных пакета «полудаек» с односторонними закалками, направленными в сторону от оси спрединга (от осевой трещины) и с более крупнозернистой частью, ориентированной к оси спрединга (к осевой трещине). Таким образом, ориентация закалок в комплексе «дайка в дайке» позволяет определить не только относительные направления перемещения блоков земной коры, а также и местоположение палеоосей спрединга (по оси симметрии). Согласно теоретической модели, при продолжительном спрединге образуются протяженные фланговые зоны (в океанических структурах — тысячи километров), следовательно, в конкретных обнажениях должны наблюдаться серии даек с односторонними закалками («полудаек»). В действительности внутреннее устройство дайковых комплексов, за редким исключением, многообразнее. Не вызывает сомнений, что такие сложностроенные комплексы хранят в себе большее количество информации об особенностях динамики спрединга, нежели примитивные пакеты «полудаек».

Нами был детально изучен комплекс «дайка в дайке» в долине р. Шулдак (Южный Урал, Мугоджарский хребет), где было произведено глазомерное картирование площадных обнажений и последовательное описание фрагментов разреза даек на протяжении 20 км (рис. 4, А, Б). Подробно материалы изучения шулдакского комплекса даек изложены в других наших (или с нашим участием) публикациях [10—12, 16].

В результате детальных исследований выяснилось, что всегда имеется по меньшей мере два типа даек. Одни из них имеют только одностороннюю закалку и представляют собой те самые вложенные друг в друга «полудайки», отвечающие теоретической модели спрединга. Эти дайки условно названы нами «фоновыми» или дайками первой генерации для каждой конкретной зоны магмовыведения (оси спрединга). Кроме того, имеются тела с закалками с обеих сторон и в своих центральных частях, сложенные более раскристаллизованными долеритами. Они явно более поздние, чем ассоциирующие с ними «фоновые». Довольно часто это не единичные тела, а небольшие серии даек, внедренных одна в другую. В этом случае всегда наблюдается «центральная» двузакальная дайка, по обе стороны от которой располагаются пакеты полудаек, которые легко мысленно совмещаются до целой, неразорванной дайки. Таким

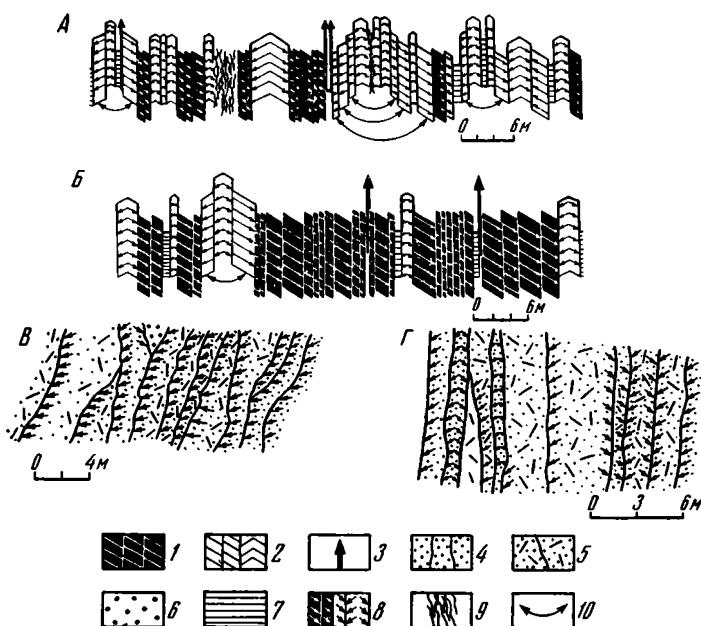


Рис. 4. Фрагменты разрезов диабазовых комплексов в бассейне р. Шулдак (А, Б) и в Баян-Хонгорской зоне Центральной Монголии (В, Г)
 1—5 — долеритовые дайковые комплексы или их составные части, представленные для Шулдакского разреза (1—3) разновозрастными генерациями: 1 — условно первая («фоновая»), 2 — условно вторая («минирифтовая»), 3 — условно третья; для Баян-Хонгорской зоны (4—5): 4 — афировым типом, 5 — плагиофировым типом; 6—7 — междайковые пространства (скрины), выполненные: 6 — подушечными базальтами, 7 — долеритами; 8 — эндоконтактовые (закалочные) фации; 9 — тектонически нарушенные участки; 10 — условные линии совмещения разорванных даек до целой

образом, мы имеем в микромасштабе тот же самый процесс спрединга, только в «минирифтовом» выражении. В некоторых фрагментах шулдакского разреза дайкового комплекса количество таких минирифтов довольно велико и «фоновые» дайки могут составлять не более 10% комплекса «дайка в дайке» (см. рис. 4, А). В других случаях дайки второй генерации редки или практически отсутствуют (см. рис. 4, Б). Анализ дайкового комплекса в бассейне р. Шулдак позволяет утверждать, что спрединг реализуется раздвижением по многим субпараллельным трещинам, хотя главный его объем сосредотачивается в единой импульсивно раскрывающейся трещине. Дополнительные зоны раздвижения образуются среди «фоновых» даек, формирующих фланги основной зоны магмовыведения (главной трещины).

В шулдакском комплексе «дайка в дайке» выделяется не менее двух осей спрединга, сменяющих одна другую во времени и мигрирующих в восточном направлении. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что все сказанное о генерациях даек справедливо для частей комплекса, об-

разованных в этап действия конкретной оси спрединга. Иными словами, в каждой зоне магмовыведения формируются свои генерации, как «фоновая», так и «минирифтовая».

Долериты из даек второй генерации отличаются от долеритов первой большей степенью раскристаллизованности, что вполне естественно, так как они застывали на относительно больших глубинах под покрывкой лав, продуцированных посредством даек «фоновой» генерации.

Петрохимические данные говорят о вполне определенном тренде изменения составов долеритов от более ранних к более поздним генерациям. Это прежде всего выражается в закономерном уменьшении титана и железа относительно магния в долеритах второй генерации. В них же

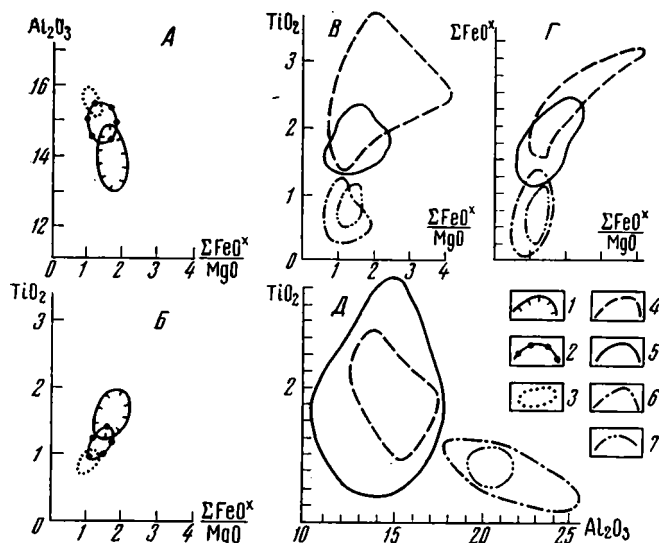


Рис. 5. Вариационные диаграммы составов комплексов: даек Шульдакского разреза (а, б), даек и лав Баян-Хонгорской зоны (z, d, e) 1—3 — долериты Шульдакского разреза разного возраста: 1 — условно первой генерации («фоновая»), 2 — условно второй генерации («минирифтовая»), 3 — условно третьей генерации; 4—7 — долериты и базальты Баян-Хонгорской зоны: 4 — афировые дайки, 5 — афировые лавы, 6 — плагиофировые дайки, 7 — плагиофировые лавы

заметно увеличивается количество глинозема и уменьшается железомagneзиевое отношение (рис. 5, А, Б). Такой тренд, как нам представляется, свидетельствует о большей роли дифференциации для магмы даек второй генерации по отношению к слабодифференцированным магмам первой. Долериты второй генерации смещаются по составу к кумулятивным габбро офиолитов по сравнению с долеритами более ранних даек. Все дайки несомненно имеют единую родоначальную магму, хотя дайкам второй генерации, по-видимому, свойственна более спокойная тектоническая обстановка и большая степень фракционирования исходной магмы по сравнению с долеритами «фоновых» даек. По своему составу долериты из даек шульдакского комплекса отвечают толентовым базальтам срединно-океанических хребтов, отличаясь от них несколько повышенной титанистостью. Это отличие, видимо, имеет региональный характер и свойственно вообще раннегеосинклинальным (океаническим) толентам Уральской эвгеосинклинали [13].

В Исландии недоступны для наблюдений те горизонты коры, где можно предполагать наличие дайковых комплексов. Однако изучение неогеновых вулканитов и даек в восточной Исландии позволяет сделать некоторые выводы в отношении характера спрединга в то время. Выделяются две главные группы вулканических пород — так называемые платобазальты и вулканиты, связанные со сложными вулканическими центрами [32]. К последним относятся трещинные излияния лав основного состава, образующие маломощные, быстро выклинивающиеся по-

токи, а также пространственно ассоциирующие с ними кислые и основные вулканиты центрального типа. Оба типа вулканитов формируются одновременно, но связаны с разными магмоподводящими зонами. Платобазальты слагают не менее 90% объема вулканитов, и их магмоподводящая зона, по-видимому, фиксирует ось спрединга. Вулканиты второго типа приурочены к восточному флангу зоны спрединга, находясь в некотором удалении от ее оси. Подводящие каналы вулканитов второго типа запечатлены в дайковых поясах Восточной Исландии, отмеченных выше.

Петрохимически лавы обоих типов, по мнению Б. П. Золотарева [3], имеют единый источник магмогенерации, однако локальные трещинные излияния базальтов и кислые лавы центральных вулканов (второй тип лав) генерировались на большей глубине, нежели платобазальты (первый тип). Используя широко известные диаграммы [25], Б. П. Золотарев оценивает глубину выплавления платобазальтов в 15 км, а глубину выплавления лав второго типа в 30 км. Разделение лав на кислые и базальтовые Б. П. Золотарев связывает с ликвационной дифференциацией в промежуточных очагах.

Можно с большой долей условности, определить порядок расстояния между зоной генерации основной массы базальтовых лав (ось спрединга) и дифференцированными лавами второго типа (фланг зоны спрединга). По данным электротзондирования, проведенного по профилю от оси неовулканической зоны (современного рифта) через Восточную Исландию, глубина границы с пониженным сопротивлением, отождествляемая с верхней границей магмогенерации, изменяется от 5 до 20 км на протяжении 80 км [20]. Если допустить, что в миоцене подобная граница по углу погружения принципиально не отличалась от современной, то путем несложных расчетов мы получим расстояние между осью спрединга и фланговыми извержениями порядка 60 км.

Как видно из приведенных данных, намечается определенное сходство в механизме образования второго слоя Южных Мугоджар и Восточной Исландии. В обоих случаях существует магмоподводящая зона, на фланге которой возникают дополнительные трещины растяжения, также являющиеся магмовыводящими.

Изменение состава магмы подчиняется единой закономерности. Главной магмоподводящей зоне отвечают недифференцированные толеиты, в то время как фланговым зонам свойственны дифференцированные (в той или иной степени) лавы. Разумеется, наблюдаются и отличия. Так, степень фракционирования «фланговых» магм значительно больше в Исландии, чем на Южном Урале. Вероятно, это диктуется разной мощностью коры, которая в Исландии достигает 20—30 км (на флангах рифтовой зоны), тогда как на Южном Урале, судя по аналогии с современными океаническими структурами, она не должна была превышать 10 км.

В Центральной Монголии (Баян-Хонгорская зона) в комплексе «дайка в дайке» так же, как и на Южном Урале, часто наблюдаются две главные генерации даек в каждой конкретной зоне магмовыведения. Ранняя генерация представлена плагиофировыми долеритами с крупными (до 1,5 см) вкрапленниками плагиоклаза, вторая генерация сложена афировыми долеритами с несколько большей степенью раскристаллизации основной массы, чем в плагиофирах. Последние обычно имеют закалку только с одной стороны (полудайки), в то время как дайки второй генерации срезают их и нередко имеют с ними двухсторонние заделки (см. рис. 4, В, Г). Однако афировые дайки слагают иногда полудайки с закалками, ориентированными в одну сторону. Легко видеть, что наблюдаемая в Баян-Хонгорской зоне картина строения дайкового комплекса близка к той, которая описана для разреза р. Шулдак.

Дайковый комплекс Баян-Хонгорской зоны выше по разрезу сменяется лавами, для которых эти дайки фиксируют магмоподводящие каналы. Соответственно среди лав выделяются плагиофировые и афировые разновидности. В целом трудно говорить о преобладании тех или иных

разностей в лавовой толще, в верхних горизонтах разреза отчетливо преобладают лавы афировых базальтов.

Описанные нами лавы и дайки четко разделяются на две группы по петрохимическим параметрам в соответствии с их петрографическими отличиями. Плагиифировые (первые генерации) характеризуются более низким железомagneйным соотношением, обеднены TiO_2 и обогащены Al_2O_3 по сравнению с афировыми (см. рис. 5, В, Г, Д), дайки и лавы которых укладываются в поле толентовых магм; тогда как дайки и лавы плагиифировой генерации намечают известково-щелочную тенденцию [7].

Особенности петрографического и вещественного состава плагиифировых даек и лав удовлетворительно объясняются кристаллизационным фракционированием плагииоклаза в магматической камере. Тот факт, что кристаллизация плагииоклаза происходила еще на глубине, хорошо доказывается наличием резорбированных и оплавленных лейст плагииоклаза в стекле закальных зон даек и присутствием раздробленных вкрапленников плагииоклаза в гналокластитовых брекчиях зоны перехода от дайки к лаве. Можно думать, что в каждой конкретной магмопроницаемой зоне до начала спрединга сформировалась магматическая камера, в верхней части которой фракционировался плагииоклаз. Затем кровля этой камеры начинала раздвигаться и насыщенные плагииоклазом лавы изливались, формируя дайки и лавы плагиифировых толентов. По мере развития спрединга происходила смена дифференцированных магм недифференцированными (афировые толенты). Вероятно, подобное изменение состава было обусловлено проникновением расколов (трещин растяжений) в более глубокие части системы очагов, возможно, вблизи зоны генерации. Гипотетическая схема подтверждается полевыми наблюдениями. В некоторых разрезах дайкового комплекса можно видеть, как по мере приближения к оси зоны раздвига однозакальные «полудайки» плагиифировых долеритов постепенно сменяются афировыми разновидностями долеритов, причем в зоне перехода в афировых разновидностях сначала еще встречаются неправильные обособления плагиифировых долеритов неправильной формы, а затем они исчезают [7].

По-видимому, в Баян-Хонгорской зоне неоднократно возникали и существовали многие частные зоны раздвига. Если бы спрединг осуществлялся через одну главную зону, то в разрезе лав наблюдалась бы генеральная последовательность от плагиифировых к афировым лавам. Однако эти разновидности неоднократно чередуются в конкретных разрезах и более или менее мощные пачки плагиифировых лав могут и подстилать и перекрывать афировые лавы.

Иными словами, в рассмотренном случае мы имеем дело с типичным рассеянным спредингом, в отличие от двух рассмотренных выше вариантов, где «рассеивание» носит принципиально иной характер: существует главная зона раздвига и дополнительные на ее флангах. Такое обстоятельство, как нам кажется, связано с тектонической природой Баян-Хонгорской зоны как зоны вторичного раздвигания древней континентальной коры на краю более крупной палеоокеанической структуры. Возможно, «рассеянный» спрединг больше характерен для краевых морей типа Японского, с чем связано и отсутствие в них симметричных линейных аномалий и существование блоков континентальной коры, включенных в кору океанического типа и т. д. Легко видеть, что отличие в характере спрединга приводит и к противоположной тенденции в эволюции магматического расплава. В Исландии и на Южном Урале главная ось раздвигания продуцирует недифференцированные магмы, а фракционирование осуществляется на флангах; в Баян-Хонгорской зоне извержение в каждой конкретной зоне раздвига начинается с фракционированных магм и продолжается недифференцированными.

Перескакивание оси спрединга (осевой части магмоподводящей зоны) впервые было установлено в Исландии К. Саймундсоном [30]. Он доказал, что ось спрединга в позднем миоцене располагалась в западной части острова и протягивалась от п-ова Снайфедльснесс на юге в направлении к Хуна-фьорду на севере. Миоценовая зона спрединга структурно представляет собой пологий прогиб, крылья которого сложены базальтами с абсолютным возрастом в 16 млн. лет, которые постепенно омолаживаются к центру, так что в осевой части базальтоиды обладают абсолютным возрастом 7 млн. лет (см. рис. 1, а). По оси прогиба широко развиты центральные вулканы, сложенные кислыми породами и базальтами, а также многочисленные гипабиссальные тела кислого и основного (включая недосыщенные кремнеземом оливиновые базальты, близкие к пикритам) составов (данные М. А. Ахметьева и Б. П. Золотарева).

Современная ось спрединга, отвечающая западной палеовулканической зоне (продолжение оси хр. Рейкьянес), расположена восточнее на 120—130 км. С этой зоной связано формирование базальтов, начиная от 7 млн. лет и до настоящего времени. Важно отметить, что на некотором отрезке времени сосуществовали обе зоны — древняя (миоценовая), в которой происходило формирование контрастных лав (кислых и основных — ультраосновных) и новообразованной, где изливались недифференцированные базальты. Вероятнее всего, в отмирающей зоне спрединга происходило истощение остаточного магматического очага, в котором дифференциация зашла достаточно далеко, в то время как в новообразованную зону из глубины поступали непрерывные порции недифференцированных магм толеитового состава.

Можно предполагать, что восточная неовулканическая зона Исландии (главная зона спрединга в современной структуре) представляет собой следующий скачок оси спрединга на восток, и сосуществование двух неовулканических зон отвечает этапу отмирания западной (Рейкьянесской) и становлению новой, восточной, оси спрединга.

Явление джампинга оси спрединга оказалось не таким редким явлением, как это представлялось до недавнего времени. Так, детальные работы в осевой части Срединно-Атлантического хребта по проекту *Fafois* обнаружили перескакивание магмоподводящих зон, хотя их амплитуда (первые километры) значительно меньше, чем в Исландии. Изучение рифтовой зоны Красного моря, также достаточно детальное, выявило перескакивание оси спрединга на восток на 7 км.

Нами обнаружен джампинг в результате анализа «дайка в дайке» р. Шулдак (Южный Урал). Этот вопрос подробно рассмотрен в специальной статье [11], и здесь мы только напомним основные выводы. Анализ ориентировки закалок «фоновых» (см. выше) даек позволяет утверждать, что в пределах разреза существует по крайней мере две разновозрастных оси спрединга, причем более молодая из них «перескочила» на восток на 8—12 км. Несомненно, существует и еще более молодая ось зоны спрединга, расположенная еще восточнее, так как удалось обнаружить ее западный фланг. Осевые части обеих «брошенных» зон спрединга залиты лавами, а на флангах из-под них обнажается комплекс «дайка в дайке». Судя по наклону даек и лав, «брошенные» зоны спрединга, как в Исландии, образуют очень пологие синклиналильные структуры (рис. 6).

Большой интерес представляет собой граница между разновозрастными зонами спрединга. Ей отвечают такситовые амфиболовые габбро метасоматического облика, слагающие в современном эрозионном срезе сложной морфологии тело мощностью до 500 м (см. рис. 2, 6). В осевой части габбрового тела фиксируются реликты пироксенового габбро, почти полностью амфиболизированного. Не вызывает сомнений, ибо это прекрасно видно в обнажениях, что метасоматическое габбро образуется по долеритам пакета даек более древней зоны магмовыведения (за-

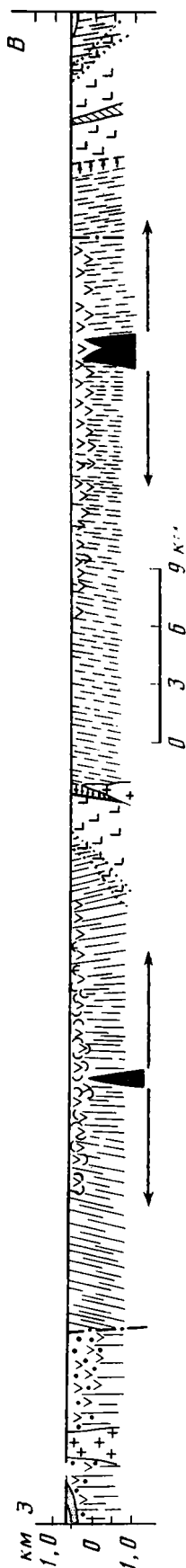


Рис. 6. Геологический разрез лавово-дайкавого комплекса в бассейне р. Шулдак (хр. Муголжарский). Условные обозначения см. на рис. 2. Стрелки указывают направление раздвигания, установленные по ориентировкам даек «фоновой» генерации

падный контакт). Восточный контакт с пакетом даек следующей (более молодой) оси спрединга секущий: первая дайка этой зоны рвет габброиды и имеет по границе с ним отчетливую закалку. Таким образом, метасоматическое габбро образовалось после формирования даек (условно первой) «брошенной» зоны спрединга, но до начала растяжения в следующей, более восточной (условно второй), т. е. как раз в момент джампинга (перескакивания) оси спрединга. Вполне вероятно, что заложение более молодой оси спрединга начинается с возникновения системы глубоких трещин, в которые начала внедряться толентовая магма, застывавшая в виде габбро и не проникавшая до поверхности. Циркуляция морской воды в зоне трещиноватости над развивающимся магматическим очагом привела к метасоматическим преобразованиям фланговой части пакета даек и пироксенового габбро. По мере расширения новообразованной зоны раздвига габброиды были разорваны и разошлись на запад и восток от оси спрединга. В самой же зоне спрединга формировался комплекс «дайка в дайке» и лавы. Действительно, на восточном фланге условно второй «брошенной» зоны спрединга обнаружено амфиболовое габбро, аналогичное его западному обрамлению (см. рис. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Такие явления, как сдвиговая составляющая, «рассеивание» и джампинг при спрединге представляют собой не случайное явление, а широко распространены в соответствующих глобальных структурах Земли. Однако их выявление требует предельно детальных исследований. Вероятно, с этими явлениями связаны многие особенности эволюции магматических расплавов, что частично было показано нами выше. По-видимому, джампинг оси спрединга ответственен за специфику формирования габброидов офиолитовых ассоциаций (третьего слоя океанической коры), но этот вопрос требует подробного рассмотрения в специальной статье.

Так или иначе все рассмотренные особенности спрединга предполагают какой-то общий механизм, ответственный за их происхождение. Очень трудно предположить, что джампинг оси спрединга на первые километры проходит через всю литосферу или, что это явление обусловлено изменением местоположения восходящего мантийного потока. Нам представляется, что все рассмотренные особенности спрединга хорошо объясняются явлением «проскальзывания» верхней оболочки литосферы (на уровне границы кора — мантия) относительно более глубоких ее частей.

Принципиальная схема предполагаемого механизма изображена на рис. 7. В некоторый момент «А» (рис. 7) зона восходящего потока разогретого и разуплотненного мантийного веще-

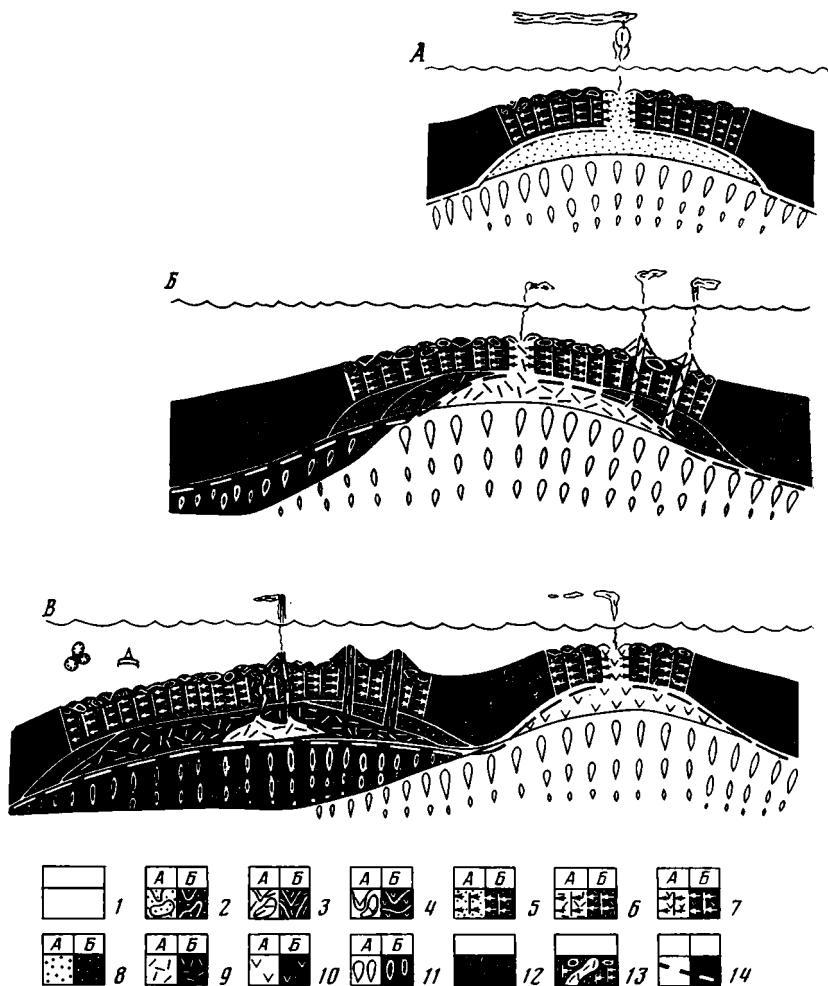


Рис. 7. Принципиальная схема формирования океанической коры в зоне спрединга 1 — вода; 2—4 — комплекс формирующихся (А) и сформированных (Б) толеитовых подушечных лав: 2 — условно первого этапа, 3 — условно второго этапа, 4 — условно третьего этапа; 5—7 — формирующийся (А) и сформированный (Б) комплекс типа «дайка в дайке»: 5 — первого этапа, 6 — второго этапа, 7 — третьего этапа; 8—10 — расплав магматической камеры (А) и кумулятивное габбро (Б): 8 — первого этапа, 9 — второго этапа, 10 — третьего этапа; 11 — магмогенерирующая (А) и деплетированная мантия (Б); 12 — нерасчлененная океаническая кора; 13 — единичные дайки и вулканы, формирующиеся из остаточной магматической камеры; 14 — зоны глубинных тектонических срывов

ства — генератора магмы находится непосредственно под зияющей рифтовой зоной верхней (коровой) пластины литосферы. Мантийная вылавка образует магматический очаг, из которого магма поступает в раздвигающуюся рифтовую трещину. При этом формируется «фоновая» генерация комплекса «дайка в дайке» и ранние лавы.

В следующий момент (см. рис. 7, Б) нижняя мантийная пластина продолжает раздвигаться, более или менее симметрично наращивая новообразованную мантийную плиту. Вышележащая коровая пластина смещается относительно мантийной так, что рифтовая зона оказывается на фланге мантийного диапира (зоны магмогенерации). В рифтовой же зоне продолжается образование новой океанической коры. В той части коровой пластины, которая оказалась над диапиром, в местах, определяемых конкретной динамикой движущейся плиты, возникают дополнительные зоны растяжения, по которым проникает магма. Формируются дайки, минирифты и вулканы поздней генерации, отвечающие флангу оси спрединга.

Наконец, в момент «В» (см. рис. 7, В) коровая пластина еще дальше продвинулась по отношению к раздвигающейся мантийной плите, и прежняя ось спрединга в ней оказалась за осью спрединга и зоной магмогенерации в мантийной плите. Это обстоятельство приведет к разрыву коровой пластины и образованию новой оси спрединга в ней; иными словами, происходит джампинг оси спрединга. В «брошенной» зоне (условно первой) сохраняются остаточные камеры, магма в которых может дифференцироваться, а в подходящих динамически условиях и изливаться на поверхность.

Такая модель требует преимущественного развития элементов рассеянного спрединга на одном фланге основной зоны спрединга. Причем эти проявления должны быть приурочены к флангу, обращенному в сторону «перескакивания» спрединга (см. рис. 7). Действительно в Исландии дайковые пояса и вулканические центры миоценового возраста в основном распространены в Центральной и Восточной Исландии (восточнее оси спрединга соответствующего возраста) и почти не проявлены западнее этой оси. В разрезе дайкового комплекса р. Шулдак дайки второй генерации (фланговые) широко развиты на восточном крыле первой (западной) зоны спрединга и на восточном крыле второй (восточной) оси спрединга, но почти полностью отсутствуют на западном фланге этой зоны. Следовательно, имеющиеся данные в обоих случаях отвечают требованиям модели.

Разумеется, предлагаемая модель — только гипотеза и, следовательно, она больше ставит вопросов, чем решает. Неясен уровень срыва коровой пластины. Наиболее вероятно, что он отвечает кровле магмогенерирующей и пластичной разуплотненной мантии в зоне спрединга, а на флангах скорее всего эта поверхность отвечает зоне интенсивной серпентинизации мантийных гипербазитов, которая, по мнению многих исследователей, возникает по мере отодвигания и остывания горячих ретитовых гипербазитов в сторону от оси спрединга.

При общем качественном сходстве процессов «рассеивания» спрединга и джампинга его оси в Исландии и на Южном Урале они (эти процессы) различаются по масштабности. Действительно, в Исландии ось спрединга «перескакивает» на десятки километров, а на Южном Урале — на несколько километров, в Исландии магмы фланговых зон и осей «брошенных» зон спрединга значительно дифференцированы, а на Южном Урале магма фланговых зон характеризуется только начальными элементами дифференциации и т. д. Мы полагаем, что эти различия связаны с разной мощностью коровой пластины. Для Исландии, судя по разным данным, ее толщина составляет первые десятки километров, а на Южном Урале суммарная мощность габброидов третьего слоя дайкового комплекса и шаровых лав не превышает 10 км [13]. Совершенно очевидно, что различная мощность маловязкой коровой пластины приведет к различному эффекту при ее реакции на разрыв.

Зоны спрединга не так просты, как это предполагалось, в них есть общие особенности, требующие своего объяснения. Мы отдаем себе отчет, что предложенная гипотеза может быть не единственной, но хотим привлечь внимание исследователей к этой проблеме.

Литература

1. Богданов Ю. А., Согалевич А. М., Кузьмин М. И., Кузнецов А. П. Геологическое строение рифтовой зоны хребта Рейкьянес в районе 58° с. ш.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1478—1482.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
3. Золотарев Б. П. Вулканические формации второго слоя океанической коры. 27-й Междунар. геол. конгр. Докл. т. 6, ч. 1. Секц. С. 06. Геология Мирового океана. М. Наука, 1984, с. 136—147.
4. Зоненшайн Л. П. Сравнение базальтового ложа прошлых и современных океанов. *Orhiolite — inicealiti.*— *Physik der Erde*, 1983, № 73, с. 44—50.
5. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18° с. ш.— *Геотектоника*, 1981, № 2, с. 2—22.
6. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

7. *Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О.* Строение верхней части разреза офиолитов (на примере Баян-Хонгорской зоны Монголии).— *Геотектоника*, 1984, № 6, с. 23—36.
8. *Кориневский В. Г.* Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар.— *Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР*, Свердловск, 1972, с. 136—138.
9. *Кориневский В. Г.* Раннегеосинклиальный комплекс Мугоджар.— В кн.: *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала*. Свердловск, 1976, с. 34—39. (Тр. Ильменского гос. заповедника, вып. XV).
10. *Куренков С. А., Перфильев А. С.* Дайковые комплексы — индикаторы тектоники и вулканизма на раннем этапе формирования эвгеосинклиналей.— Тез. докладов VI Всесоюз. палеовулканол. симпозиума. ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1983, с. 61—62.
11. *Куренков С. А., Перфильев А. С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация.— *Геотектоника*, 1984, № 5, с. 3—15.
12. *Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А.* Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах.— Тез. доклад. совещ.: Эволюция магматизма в главных структурах Земли. М.: Изд-во ИГЕИ АН СССР, 1983, с. 66—67.
13. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979, 188 с.
14. *Перфильев А. С., Херасков Н. Н.* Дайковые комплексы и проблема расслоенности океанической коры.— В кн.: *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 1980, с. 64—105.
15. *Печерский Д. М., Диденко А. Н., Куренков С. А.* Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1983, № 5, с. 83—99.
16. *Пуцаровский Ю. М., Руженцев С. В.* Геологические особенности океанов и палеоокеанов.— *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, № 2, с. 404—406.
17. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976, 171 с.
18. *Тайер Т. П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— *Геотектоника*, 1977, № 6, с. 32—46.
19. *Трифонов В. Г.* Поперечная зона разрывов Исландии.— *Геотектоника*, 1977, № 2, с. 24—38.
20. *Beblo M., Bjornsson A.* Magnetotelluric investigation of the Lower Crust and Upper Mantle Beneath Iceland.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 45, p. 1—16.
21. *Francheteau J., Ballard D.* The East Pacific Rise near 21° N, 13° N and 20° S: inferences for along strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1983, v. 64, № 1, p. 93—116.
22. *Fridleifsson J. B.* The Iceland research drilling projekt in relation to the geology of Iceland.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № 138, p. 6363—6370.
23. *Hall James M., Walls Charles, Hall Swaran L.* On inclined features in the Iceland Research Drilling Project core.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B8, p. 6605—6618.
24. *Kobayashi T.* The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands.— *J. Fac. sci. Univ. Tokyo, sect. 2*, 1941, v. 5, pt 7, p. 1—26.
25. *Macdonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, № 1, p. 82—133.
26. *MacDonald K. C.* Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° N.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, v. 88, № 4, p. 541—555.
27. *Moore E. M., Vine F. I.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications.— *Phil. Trans. Roy. Soc., L., A*, 1971, v. 268, p. 443—466.
28. *Pallister S. S.* Structure of the dike complex of the Samail ophiolite near Sobra, Oman.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, № 134, p. 2661—2672.
29. Rift Costa Rica.— *Joides j.*, 1981, v. 7, № 3, leg. 83, p. 35.
30. *Saemundsson K.* An outline of structure of SW Iceland.— In: *Iceland and Mid-Ocean ridges*, Reykjavik, Soc. sci. Islandica, 1967, v. 38, p. 12—31.
31. *Strong D. F., Malpas J.* The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite complex does not represent spreading: Further discussion.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, v. 12, № 5, p. 894—896.
32. *Walker G. P. L.* The Breiddalur central volcano, eastern Iceland.— *Geol. Soc. L. Quart. J.*, 1963, v. 119, p. 29.
33. *Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dikes rocks within transported igneous complexes, Bay of Iceland. W. Newfoundland.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1972, v. 9, № 9, p. 1216—1229.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
20.1.1984

УДК 551.242.2

РУМЯНЦЕВА Н. А., ОСТРОУМОВА А. С.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ В ЦЕЛЯХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИИ

В статье изложены результаты сравнительного анализа вулканических ассоциаций различных континентальных и океанических структур на основе использования преимущественно петрохимических данных. Особенностью вулканических ассоциаций океанов является высокая тугоплавкость (магнезиальность и известковистость) составов базальтов, свидетельствующая о генерации их в условиях высокого теплового потока. На континентах к ним приближаются только вулканические ассоциации древних платформ и «зеленокаменных поясов». Щелочные вулканические ассоциации континентов и океанов по петрохимическим признакам практически неразличимы.

По направленному изменению состава вулканических ассоциаций в ходе формирования тектонических структур намечаются аналогии между подвижными областями континентов и островными дугами.

Сопоставление магматических пород современных континентов и океанов может дать ответ на наиболее актуальные вопросы геологии: о сходстве и различии условий магмообразования в сравниваемых типах структур, о современных аналогах геосинклиналей, о месте океанов в истории Земли и т. д. Авторы попытались рассмотреть этот вопрос с позиции формационного анализа, т. е. путем сопоставления не только отдельных пород, но и их ассоциаций, отвечающих по рангу формациям и рядам формаций. Отнесение вулканических ассоциаций к структурам континентов, океанов или переходных зон (табл. 1) дано в соответствии с их размещением в современном структурном плане Земли. Палеогеодинамические реконструкции являлись целью работ, что исключало возможность использования их в качестве исходных данных.

Оговоримся, что для океанов часто не могут быть пока установлены пространственно-временные границы конкретных индивидов ассоциации, поэтому при сопоставлении учитывались лишь некоторые их характеристики, являющиеся необходимыми и достаточными для выделения видов формаций: набор видов пород и способ их сочетания [6]. Кроме того, детальность расчленения вулканических ассоциаций океанов ниже, чем для континентов. Преодоление этого недостатка возможно лишь при дальнейшем изучении пород океанического ложа, в частности путем его петрохимического районирования [13].

Петрохимической основой для разработки общей классификации ассоциаций (табл. 1) являлась выборка из 1 тыс. средних анализов, рассчитанных на основании 20 тыс. частных анализов по 450 конкретным вулканическим ореалам.

При построении вариационных диаграмм использовались частные анализы, литературные источники которых указаны в подписях к рисункам.

Для установления петрохимических различий между вулканическими ассоциациями, формирующимися в различных типах структур Земли, выборка была обработана с помощью метода главных компонент — одной из модификаций факторного анализа. В результате были выявлены дискриминационные петрохимические признаки и на их основе построена классификация выделяемых на континентах и в океанах вулканических ассоциаций существенно базальтового, щелочно-базальтоидного и андезитового состава (ультрамафитовые и салические вулканические ассоциации известны пока только на континентах). В классификационной таблице (табл. 1) по горизонтали перечислены признаки

Таблица 1

Классификация базальтовых и андезитовых ассоциаций (на петрохимической основе)

Структура ассоциаций		Распространение составов вдоль тренда	Состав пород														
Степень дифференцированности	Ведущий тренд		насыщенные								недосыщенные				ненасыщенные		
			известковистые				щелочно-известковистые				известково-щелочные						
			мезократовые		лейкократовые		мезократовые		лейкократовые		мезократовые	лейкократовые	мезократовые		лейкократовые		
Na	K—Na	Na	K—Na	Na	K—Na	Na	K—Na	K—Na		K—Na	K	K—Na	K				
Низкая		Непрерывное	<i>b^o</i> (10—13)	<i>mb</i> (8, 9)	<i>b^o.r.</i> (11)		<i>nb</i> (2)					<i>tb</i> (3, 6—9, 12, 14)					
Средняя	Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , Na ₂ O → MgO MgO, CaO → SiO ₂ , Na ₂ O, Fe ₂ O ₃ MgO, ΣFe, CaO → SiO ₂ , Σalc		<i>kb</i> (1)	<i>ub</i> (6, 9)			<i>nbi</i> (2)	<i>b</i> (6)		<i>ab</i>				<i>ta(s)</i> (5, 13, 14)	<i>kbt</i> (2)		
Высокая	MgO, ΣFe, CaO, (Al ₂ O ₃) → → SiO ₂ , Σalc CaO, MgO, ΣFe → SiO ₂ , Σalc, Al ₂ O ₃ CaO, MgO, ΣFe, Al ₂ O ₃ → SiO ₂ , Σalc		<i>bⁱ.a.</i> (13)	<i>ba</i> (2, 13, 14)					<i>bal</i> (2)	<i>a</i> (4, 13)		<i>tbal</i> (3, 7, 9, 12)	<i>gmt</i> (12)			<i>nbf</i> (7, 9, 12, 14)	<i>kbf</i> (5)
		Прерывистое					<i>nbl</i> (2)	<i>bl</i> (6)			<i>tbl</i> (3, 6, 7, 12, 14)						

Примечание. Ассоциации (формации), выделенные ранее для континентов [6]: *kb* — коматит-базальтовая, *mb* — долерит-базальтовая («траповая»), *ub* — пикрит-базальтовая, *ba* — базальт-андезитовая, *nb* — натриевых базальтов («спилитовая»); *nbi* — натриевых базальтов — исландитов, *nbl* — натриевых базальтов-липаритов, *b* — базальтовая, *bl* — базальт-липаритовая, *bal* — базальт-андезит-липаритовая, *ab* — андезит-базальтовая, *a* — андезитовая, *tb* — трахибазальтовая, *tbi* — трахибазальт-трахилипаритовая, *tbal* — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, *ta* — трахиандезитовая, *kbt* — калиевых базальтов-трахитов, *nbf* — натриевых щелочных базальтоидов — фонолитов, *kbf* — калиевых щелочных базальтоидов — лейцитифиров. Ассоциации, выделяемые вновь: *b^o* — базальтовая океанических плит, *b^o.r.* — базальтовая Срединно-океанических хребтов, *bⁱ.a.* — базальтовая («толен-товая») внешних зон островных дуг, *s* — шошонитовая тыловых зон островных дуг, *gmt* — гавайит-муджерит-трахитовая. Условия проявления ассоциации (цифры под индексами): 1—9 — структуры континентов: 1 — «зеленокаменные пояса» архея, 2 — эвгеосинклинали, 3 — миогеосинклинали, 4 — эпигеосинклинали орогены, 5 — эпикратонные орогены, 6 — эпипорогенные рифты, 7 — эпикратонные рифты, 8 — синеклизы платформ, 9 — авлакогены; 10—12 — структуры океанов: 10 — океанические плиты, 11 — срединно-океанические хребты, 12 — океанические острова; 13—14 — структуры переходных зон, 13 — островные дуги, 14 — окраинные моря.

Na, K—Na, K — обозначения типа щелочности пород (натриевого, калиево-натриевого, калиевого).

ций. Как в океанах, так и на континентах выделяются вулканические ассоциации с мезократовым и лейкократовым составом базальтов, причем первые характеризуют преимущественно стабильные структуры (платформы, плиты), тогда как лейкократовые базальты и андезитобазальты типичны для вулканических ассоциаций более мобильных структур: орогенов, срединно-океанических хребтов, островных дуг, эвгеосинклинальных зон (начиная со зрелой стадии развития последних). Среди ассоциаций повышенной щелочности и щелочных (недосыщенных и ненасыщенных SiO_2) обособляются калиевые (низкотитанистые) ассоциации, свойственные исключительно континентальным структурам и островным дугам, тогда как остальные ассоциации этой группы (калиево-натриевые, высокотитанистые) проявляются и на континентах, и в океанах почти во всех типах структур (см. табл. 1).

При отмеченных принципиальных различиях состава вулканические ассоциации континентов и океанов гомологичны по структуре, в частности по распределению тех или иных петрохимических характеристик или преобладающему петрохимическому тренду (рис. 2, табл. 1). Большинство исследователей считают, что роль дифференцированных ассоциаций в океанических структурах ниже, чем в континентальных.

По вариациям степени насыщенности пород кремнеземом и поведению этого признака в дифференцированных сериях также отмечаются определенные аналогии между континентами и океанами (рис. 3—5). Наибольшее сходство можно видеть для щелочных и субщелочных ассоциаций континентальных структур (рифтов, авлакогенов) и океанических островов: выделяемые в тех и других ассоциации (как с фонолитовой тенденцией — *nbf*, так и с трахилипаритовой — *tbal*, *tbi*) по используемым в табл. 1 и другим петрохимическим признакам неразличимы. Особое положение занимает гавайит-муджирит-трахитовая ассоциация, аналоги которой на континентах авторам неизвестны.

Из табл. 1 следует, что одни вулканические ассоциации являются индикаторами для определенных тектонических обстановок, другие (преимущественно ассоциации недосыщенных и ненасыщенных SiO_2 пород) проявляются в более широком диапазоне условий. Для решения поставленных выше задач важно сопоставить не только отдельные ассоциации, но и их парагенезы — временные и латеральные ряды, поскольку при реконструкциях они более информативны, позволяя воссоздать обстановку магматизма в ее динамике.

Парагенезы ассоциаций могут быть типизированы по различным вещественно-структурным признакам и условиям проявления. Используя в качестве основы для их типизации направленность изменения состава вулканических образований во времени (ведущий временной петрохимический тренд), все разнообразие рядов можно свести к трем главным типам (табл. 2).

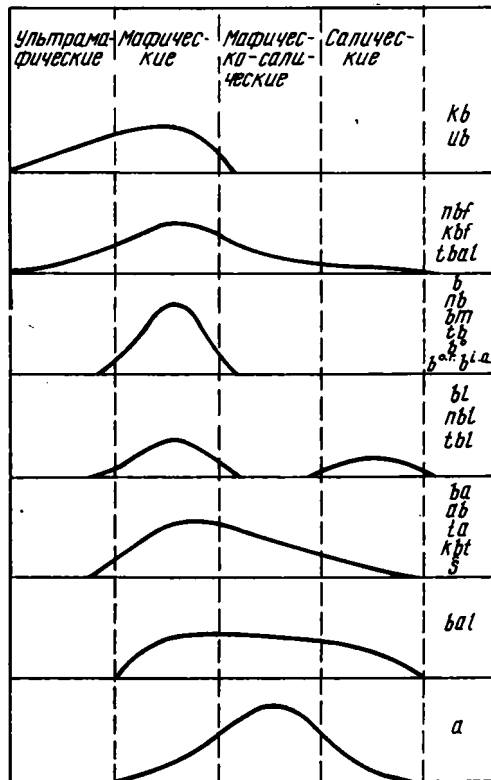


Рис. 2. Распределение пород разной степени саличности в вулканических ассоциациях (индексы ассоциаций см. в табл. 1)

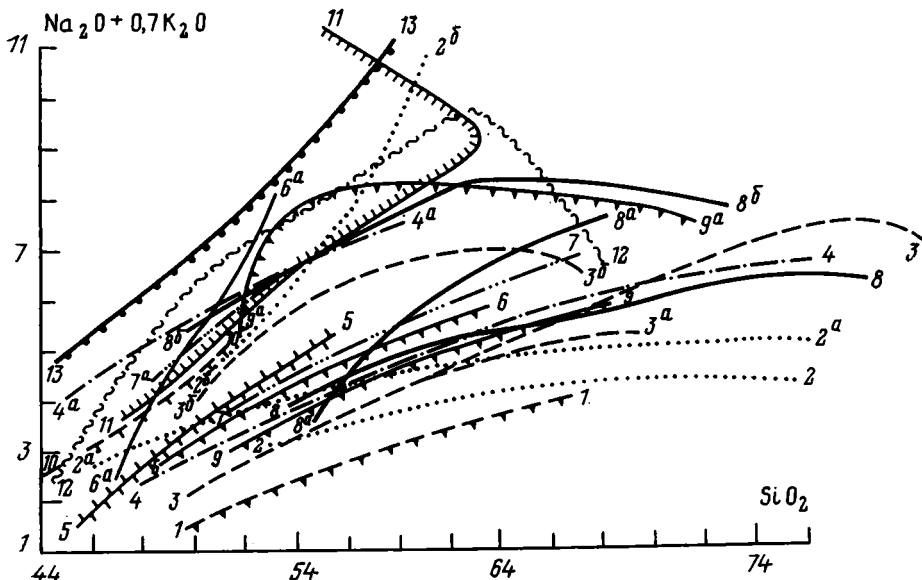


Рис. 3. Диаграмма состава дифференцированных вулканических ассоциаций островных дуг и океанических островов

Тихоокеанские островные дуги: 1 — Тонга ($b^{1.a}$) [25]; 2, 2a, 2b — Курильская: 2 — «толеитовая» серия, 1-й ритм $b^{1.a}$, 2a — «известково-щелочная» серия, 2-й ритм (ba), 2b — шононитовая серия; о-ва Танфильева (δ) [11, 12, 17]; 3, 3a, 3b — Алеутская: 3 — о-в Умнак (ba), 3a — острова Адак и Конаго (ba), 3b — о-в Богослов (δ) [22, 23]; 4, 4a — Камчатка: 4 — Восточная (ba), 4a — Западная (δ) [11, 15]; 5 — Соломоновы острова (ba) [37]; 6, 6a — Новые Гебриды: 6 — Восточный и Западный пояса вулканов (ba), 6a — Центральный бассейн (s) [24]; 7, 7a — Новая Гвинея: 7 — Восточный Папуа (a), 7a — Северный Папуа (δ) [28, 33]. **Средиземноморские островные дуги:** 8, 8b — Критская: 8 — Кикладская провинция (ba), 8a, 8b — Додеканская провинция (8a — ba, 8b — δ) [20, 21]; 9, 9a — Эольская дуга (9 — ba, 9a — δ) [19, 30]; 10 — современные донные базальты Тирренского моря [19, 30]. **Океанические острова:** 11 — Кергелен (nbf), 12 — Гавайские (gmt), 13 — Тенериф (nbf) [32, 38]

Первый тип характеризуется увеличением содержания Al_2O_3 , SiO_2 и K_2O и падением — MgO , CaO , FeO как за счет изменения пород одного вида, так и возрастания в ассоциациях доли силикатных пород. Этот тренд может быть назван трендом континентализации. Он типичен для рядов геосинклинального режима (включая его инверсионную стадию), а также для рядов более крупного ранга, охватывающих вместе геосинклинальный, инверсионный и следующий за ним орогенный режимы. Этот же тренд характеризует развитие островных дуг.

Второй тип объединяет ряды, в ходе развития которых в породах возрастает содержание MgO , CaO и падает — TiO_2 , ΣFe , Σ щелочей. Этот тип тренда может рассматриваться как тренд океанизации, так как он соответствует изменению состава базальтов при переходе от континентальных структур к океаническим. Он установлен для формационных рядов платформ, в которых липарит-базальтовая формация сменяется неоднократно появляющейся базальт-долеритовой («трапповой») или пикрит-базальтовой, а также выявлен при сопоставлении разновозрастных базальтов срединно-океанических хребтов [18] и при анализе латеральной зональности базальтов от периферии СОХ к его оси [4]. Этот же тип тренда проявляется как латеральная зональность состава базальтов при переходе от афарской части Восточно-Африканского рифта к Красному морю (что соответствует возрастанию в этом же направлении величины теплового потока [26]).

Третий тип характеризуется возрастанием в последовательных ассоциациях ряда содержания в породах TiO_2 , щелочей и Fe_2O_3 при падении SiO_2 , FeO , иногда Al_2O_3 . Этот тип не имеет корообразующего значения, так как принадлежащие к нему ряды формаций распространены локально и характеризуют магматизм континентальных рифтов, авлакогенов и океанических островов. В ходе развития этих рядов наблюда-

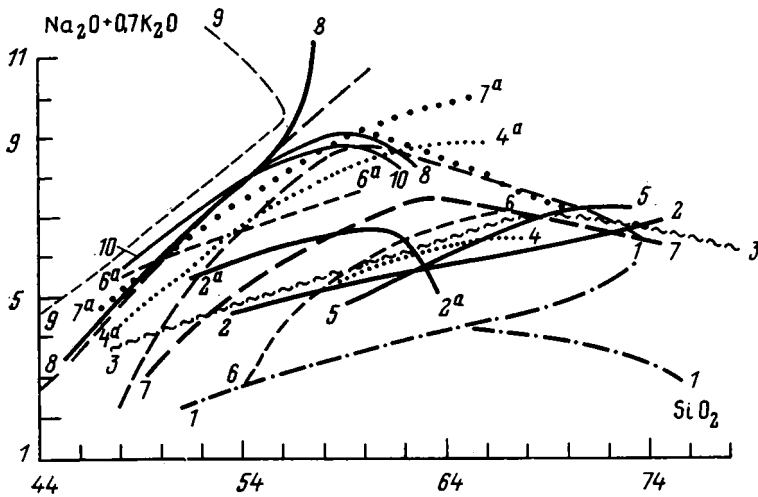


Рис. 4. Диаграмма состава вулканических ассоциаций орогенов и континентальных рифтов

Орогенные пояса. 1 — Восточные Карпаты, N (a) [7]; 2, 2a — Чилийские Анды, N₂—Q (2—a, 2a—ta) [31, 35]; 3 — Восточный Сихотэ-Алинь, P—N (a) [6]; 4, 4a — Йеллоустонский парк, N₁; 4 — Электрик-Пик, Северный Галлатен (a), 4a — Крандал (ta) [27, 34]; 5 — Камчатка, вулканы Ичинский и Хангар, N₂—Q (a) [8, 10]; 6, 6a — Малый Кавказ, N—Q₁; 6 — Арагацское, Гегамское, Вардениское нагорья, хр. Айоцзор (a), 6a — вулкан Ишханасар (ta) [8, 16]; 7, 7a — Восточное Забайкалье, J₂₋₃; 7 — Онон-Ундинская зона (a), 7a — Алгачинская зона (ta) [6]; 8 — Римская провинция, Q (ta) [36]. **Континентальные рифты.** 9 — Рейнский грабен, Q (nbf) [38], 10 — Восточно-Африканский рифт, Q (tbal) [1]

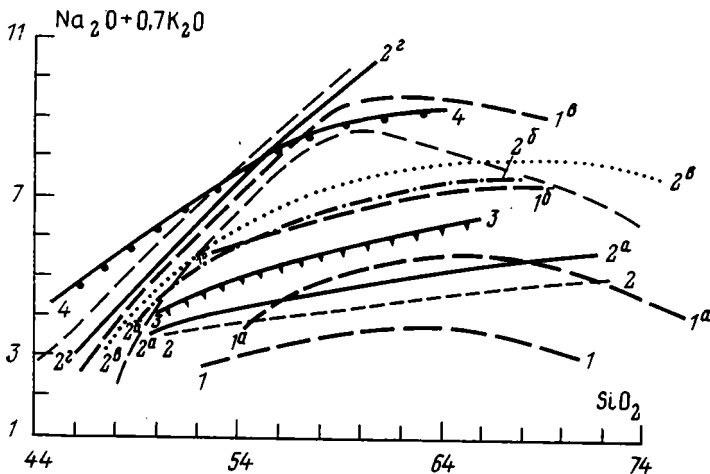


Рис. 5. Диаграмма состава дифференцированных вулканических ассоциаций геосинклиналей

Эвгеосинклинальные зоны. Малый Кавказ: 1 — Кафанская зона, J₂—J₃ (bal); 1a, 1b — Сомхето-Карабахская зона, Алавердский р-н, J₂ (1a—bal, 2b—ab), 1в — Аджаро-Триалетская зона, P (kbt); Урал, Тагило-Магнитогорская зона, комплексы: 2 — улу-таусский, D₂ (bal), 2a — ирендыкский, D₂ (ab); 2в — колтубанский, D₃ (ab); 2г — туринский, S₂—D₁ (kbt); Камчатка: 3 — кумрочский комплекс, K₂—P (ab) [6]. **Многосинклинальные зоны:** 4 — Западно-Уральская зона, дворецкий комплекс, V (tbal) [6]

ется конвергенция их свойств, проявляющаяся в образовании однотипных трахибазальтовых и щелочно-базальтоидных формаций, завершающих развитие рядов. Примечательно, что в континентальных рифтовых структурах появлению щелочно-базальтоидных высокотитанистых формаций иногда предшествуют высокощелочные низкотитанистые формации — трахиандезитовая и щелочных базальтоидов — лейцитифиров, отвечающие условиям воздымания, предшествующего рифтообразованию. Отсутствие последних формаций на океанических островах еще

Типовые ряды вулканических ассоциаций

Тип рядов	Ведущий петрохимический тренд	Виды рядов *	Условия проявления **	Примеры	
I	MgO, FeO, CaO → → Al ₂ O ₃ , SiO ₂ , K ₂ O	1	$Kb \rightarrow ba$	1	«Зеленокаменные пояса» Карелии, A—Pt ₁
		2	$nb \rightarrow nbl \rightarrow bal \rightarrow ab \rightarrow$ $\rightarrow kbt$	2	Присакмарская зона Урала, S—D ₂
		3	$nb \rightarrow nbl \rightarrow ab$	2	Актотвракская зона Алтае-Саянской обл., V—Є ₁ Малый Кавказ, J ₁₋₂ —K ₁
		4	$bal \rightarrow kbt \rightarrow ba$	2	Центрально-Тагильская зона Урала, S ₂ —D ₃
		5	$nb \rightleftharpoons ab \rightarrow kbt$	2	Камчатка, K ₂ P ₁ , Малый Кавказ, K ₂ —P
		6	$b^i \cdot a \cdot \rightleftharpoons ba \rightleftharpoons \hat{s}$	13	Курилы, P—N, Новые Гебриды, N ₂ —Q, Эольская дуга, Q
		7	$ba \rightarrow \hat{s} - a$	13	Камчатка, N—Q, Критская дуга, N—Q
II	TiO ₂ , ΣFe, Щел. → → MgO, (CaO)	8	$tb \rightarrow bm$	8	Сибирская платформа, P—T ₁
		9	$bl \rightarrow ub$	6	Печенгская мульда, Pt ₁
		10	$b^o \rightarrow b^o \cdot r$	11	Срединно-Атлантический, Аравийско-Индийский хребты, Q
		11	$a \rightleftharpoons ta - kbf \rightarrow bl -$ $- tbl$	4, 5	Восточное Забайкалье, J—K ₁
III	SiO ₂ , FeO, (Al ₂ O ₃) → → TiO ₂ , Щел., Fe ₂ O ₃	12	$bl \rightarrow tb - nbf$	7, 9	Малый Кавказ, N—Q, Римская провинция, Q
		13	$b^o \rightarrow gmt \rightarrow nbf$	12	Онежско-Кандалакшский авлакоген, Є Восточно-Африканский рифт, Q
		14	$bl \rightarrow tb \rightleftharpoons tbal$	12	Гавайские острова, Q
				3	Западный склон Урала, V

* Стрелка между индексами ассоциаций означает смену их во времени, линия (без стрелки) — смену по латерали.

** Цифровые обозначения условий проявления см. в примечаниях к табл. 1.

одно подтверждение коровой природы повышенных содержаний K, Rb, Sr, Ba и других щелочных элементов, свойственных этим формациям.

Различия в эволюционном тренде позволяют говорить о связи тех или иных типов рядов с принципиально различными условиями магмообразования. Первый тип, по-видимому, свидетельствует о том, что изменение состава магм определялось процессами длительной эволюции сходных или единых первичных магм и вовлечением в процессы магмообразования материала реликтовой или образующейся вновь коры континентального типа в условиях повышенного P_{H_2O} . Второй тип связан с магмообразованием в условиях длительного подтока тепла, подъема уровня магмообразования и увеличения степени плавления, третий тип, наоборот — с углублением уровней магмообразования и уменьшением степени плавления.

Каждый из типов трендов присущ как современным магмоактивным структурам, так и древним, что позволяет реконструировать по аналогии и геодинамические обстановки вулканизма, приведшие к отмеченным различиям в условиях магмообразования. В частности, сходная петрохимическая эволюция вулканизма в геосинклиналях и островных дугах и одинаковая роль их как генераторов континентальной коры неоднократно приводила к попыткам их отождествления. В настоящее время предложено несколько вариантов сопоставления этих структур, причем некоторые исследователи считают обстановку островных дуг лишь одной из возможных геодинамических обстановок геосинклиналей [3], другие находят в истории островных дуг все последовательные стадии развития подвижных областей [2]. Индикаторная для эвгеосинклинальных условий формация натриевых базальтов («спилитовая»)

сопоставляется либо с «толеитовыми» ассоциациями внешних зон островных дуг [5], либо с вулканическими образованиями их фундамента [2], либо считается реликтом океанической коры [9].

Проведенный сравнительный анализ вулканических ассоциаций и их рядов, развитых в структурах разного типа, позволяет уточнить и детализировать имеющиеся схемы сопоставления. Прежде всего подчеркнем разнотипность вулканических ассоциаций самих островных дуг. В прямой зависимости от строения и истории геологического развития простых дуг в одних случаях проявлены только так называемые толеитовые ассоциации (юные дуги кермадекского типа), в других — ассоциации, переходные от «толеитовых» к «известково-щелочным»² (дуги курильского типа) и, наконец, в-третьих, более зрелых, ассоциации собственно «известково-щелочные» (дуги алеутского типа). При этом на петрохимических графиках (см. рис. 3) наблюдается постепенное возрастание длины собственных им петрохимических серий за счет появления все более кислых звеньев, возрастание общего уровня щелочности и темпа накопления щелочей (см. рис. 3, кривые 1, 2, 2а, 3, 3а). В сложных островных дугах, прошедших длительную эволюцию, нередко включающих блоки континентальной коры в своем основании, господствуют собственно «известково-щелочные» ассоциации с дальнейшей тенденцией возрастания общей щелочности (алеутский тип для них представляется своеобразным «базисом отсчета»). Одновременно с возрастанием роли «известково-щелочных» ассоциаций в вулканизме островных дуг появляются субщелочные (шошонитовые) ассоциации, развивающиеся либо синхронно с ними в тыловых частях дуг, либо последовательно (проблему «интрадуговых рифтов» мы здесь не рассматриваем). Следует подчеркнуть при этом, что сравнение вулканических ассоциаций тихоокеанских и средиземноморских дуг не обнаруживает между ними принципиальных отличий, за исключением отсутствия в Средиземноморье ассоциаций, свойственных простым дугам кермадекского и курильского типов.

Если обратиться далее к вулканическим ассоциациям орогенных поясов и сравнить их с таковыми островных дуг [8], то окажется, что в выбранной системе координат — SiO_2 — Σ щелочей — они обнаруживают большое сходство по диапазону изменчивости составов (см. рис. 4). В противовес представлению о более высокой общей щелочности андезитовых ассоциаций орогенов можно привести пример неогеновых андезитовых комплексов Украинских Карпат, сравнимых по уникально низкой щелочности с вулканическими ассоциациями простых дуг кермадекского и курильского типов. Единственной чертой различия в таких случаях выступает их калиево-натриевый тип щелочности при существенно натриевом для вулканических ассоциаций островных дуг кермадекского и курильского типов. Далее с повышением общей щелочности и эти различия постепенно стираются.

Аналогичные тенденции характерны и для собственно геосинклинальных вулканических ассоциаций (см. рис. 5). Вариации степени щелочности и степени калиевости пород, выявляемые в рамках известного ряда эвгеосинклинальных формаций ($nb - nbl - bal - ab - kbt$), соизмеримы с вариациями, наблюдаемыми для ассоциаций островных дуг и орогенов. Во всех трех типах структур наиболее щелочные калиевые низкотитанистые ассоциации, почти не различимые между собой, завершают развитие рядов (ассоциации kbt, ta, s).

Таким образом, если по отношению к различным комплексам островных дуг применить критерии формационного расчленения, которые разработаны для древних геосинклиналей, можно сделать заключение, что в составе «известково-щелочных» серий может быть выделено несколько ассоциаций, по рангу соответствующих формациям. Лишь при таком подходе правомерно сопоставление островных дуг и древних геосинклиналей.

² Термины «толеитовые» и «известково-щелочные» используются, как принято в литературе по островным дугам [29]. В табл. 1 им соответствуют индексы bt^a и ba .

В основании большинства островных дуг выявлены базальтовые комплексы мел-палеогенового возраста, соответствующие геосинклинальным. Они ассоциируют с интрузиями альпинотипных гипербазитов и габбро. Породы гипербазит-габбровой ассоциации вместе с базальтами драгированы также со склонов некоторых глубоководных желобов, что позволяет считать их кристаллическим основанием (фундаментом) островных дуг. На островных дугах с сохранившимся основанием и достигших зрелости отмечается двукратное повторение сходных рядов формаций от низкощелочных к высококалиевым. При этом лишь первый ряд по набору ассоциации может быть сопоставлен с эвгеосинклинальным. Второй из них, формирующийся на собственно островодужной стадии, отличается от эвгеосинклинального не только более высокой известковистостью базальтов (см. табл. 1), но и несколько более высокими содержаниями в породах калия и долей андезитовых членов. Среди известных авторам ассоциаций континентов (на территории СССР) по всему комплексу признаков этим ассоциациям островных дуг в наибольшей степени отвечает базальт-андезитовая формация, которая иногда завершает геосинклинальный ряд (Урал, Центрально-Тагильская зона, D_2 ; Джунгаро-Балхашская складчатая система D_2 — C_1) или, обособляясь от него территориально, формируется во вторичных (инверсионных) прогибах (Тургай, валериановский комплекс C_1). В некоторых сложных дугах намечаются фрагменты третьего ряда в виде андезитовых комплексов, как правило, приуроченных к блокам с корой континентального типа (Срединный хребет Камчатки — см. рис. 3, кривая 5, Восточный Папуа и Критская дуга — см. рис. 3, кривые 7, 8а соответственно). Такие ассоциации могут быть сопоставлены с андезитовой формацией эпигеосинклинальных орогенных поясов.

Таким образом, вулканические ассоциации островных дуг и древних геосинклиналей, укладываясь по составу в единый тренд, отвечают разным отрезкам этой единой линии эволюции. Изменение состава продуктов вулканизма происходит по спирали: общий петрохимический тренд (возрастание саличности и калиевости продуктов вулканизма) повторяется на каждой из стадий. При этом отмечается конвергенция свойств рядов, начинаясь различными по составу однородными базальтовыми ассоциациями, и геосинклинальные, и орогенные, и островодужные ряды заканчиваются весьма сходными между собой ассоциациями низкотитанистых субщелочных высококалиевых пород.

В заключение подчеркнем некоторые наиболее существенные положения [13].

Базальтовые ассоциации океанических и переходных к континентам структур не имеют полных аналогов на континентах, отличаясь, в частности, более высокой известковистостью и магнизиальностью (тугоплавкостью) пород.

При объяснении этих и других различий между вулканическими ассоциациями континентов и океанов следует учитывать меньшую степень и равномерность изученности последних и их несравненно более узкий возрастной диапазон. Вследствие этого отмеченные различия могут интерпретироваться как эволюционные, связанные с изменением теплового режима Земли, «убыстрением» геологических процессов, истощением верхней мантии легкоплавкими и летучими компонентами и как следствие этого — углублением астеносферы. В частности, высокая тугоплавкость базальтов структур океанического и переходного типа может быть связана с резким подъемом геоизотерм и уровней магмообразования, длительностью подтока тепла, что обеспечивало массовость вулканизма и высокую степень плавления. Подобные условия магматизма существовали, вероятно, в архее и раннем протерозое (базальтовые ассоциации «зеленокаменных поясов») и вновь повторялись, начиная с мезозоя. Подчеркнем, что в мезозое и кайнозое высокий тепловой поток локализовался в относительно узких зонах (в пределах древних платформ, срединно-океанических хребтов и вдоль активных окраин континентов), разделенных преобладающими по площади «холодными»

массами. В архее и протерозое соотношения были, вероятно, иными, и в целом тепловой поток значительно превышал современный.

На фоне отмеченных различий вулканических ассоциаций континентов и океанов имеются и черты сходства между ними, особенно отчетливые для ассоциации субщелочных и щелочных пород. Намечаются аналогии состава и тенденций его изменения во времени между вулканическими ассоциациями континентальных и океанических платформ, а также между вулканическими ассоциациями континентальных подвижных областей и островных дуг. В последних проявились ряды вулканических ассоциаций, сопоставляемые с рядами позднегеосинклинальных (инверсионных) и орогенных структур континентов.

Литература

1. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974. 288 с.
2. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Магматизм и тектоника/Под ред. Красного Л. И. Л.: Недра, 1978. 246 с.
3. Геофизика океанов. Т. 1, 2. М.: Наука, 1979.
4. Грачев А. Ф., Мишин В. И., Филиппов Н. Б. Некоторые закономерности вариаций химизма океанических базальтов.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис (тезисы докл.). М., 1980, с. 11, 12.
5. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
6. Магматические формации СССР (в 2-х томах)/Ред. Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др. Л.: Недра, 1979. 598 с.
7. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 250 с.
8. Остроумова А. С., Ротман В. К., Александрова С. В., Павлова В. В., Шарпенков Л. Н. Сравнительный петрохимический анализ андезитовых серий в связи с проблемой реконструкции древних островных дуг.— В кн.: Глобальные палеовулканогеологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1977, с. 95—106.
9. Патока М. Г. Структурное положение и состав кислых щелочных и субщелочных пород Ичинского вулканического района.— Бюл. вулканол. станций, 1978, № 55, с. 139—146.
10. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 51—58.
11. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции/Под ред. Эрлиха Э. Н. М.: Наука, 1966. 278 с.
12. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 178 с.
13. Пуцаровский Ю. М. Тектоника и магматизм океанов.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983, с. 13—17.
14. Румянцева Н. А., Остроумова А. С. Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов (тезисы докл. II Всесоюз. петрограф. совещ.). Л.: Недра, 1981, с. 79—80.
15. Флеров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтоидный магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 146 с.
16. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. 434 с.
17. Цветков А. А., Абрамова Е. Е. Шошониты Курильской островной дуги.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 35—47.
18. Шека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов.— Сов. геология, № 11, 1981, с. 67—76.
19. Barbery F., Innocenti F., Ferrara G., Keller J., Villari L. Evolution of eolian arc volcanism (southern Tyrrhenian Sea).— Earth. and Planet. Sci. Letters, 1974, v. 21, № 3, p. 269—276.
20. Bianchi A. Le rocce effusive del Dodecaneso (Mar Egeo).— Bull. Soc. Geol. Italiana, 1930, v. 48, Fc. 2, p. 333—358.
21. Burri C., Niggli P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 2 Bdc. Publ. Volkaninstitut Im. Friedländer, 3. Zürich. Haptteil. 1—1945. 654 p.; Hauptteil 2, 1949. 206 p.
22. Byer F. M., Jr. Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, v. 72, p. 93—128.
23. Coats R. R. Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adax and Kanaga Islands, Aleutian Islands, Alaska.— Geol. Soc. America Bull., 1952, v. 63, p. 485—514.
24. Colley H., Warden A. J. Petrology of New Hebrides.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 10, p. 1635—1646.
25. Ewart A., Bryan W. B. Petrography and Geochemistry of the Igneous Rocks from Eua, Tongan Islands.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 1, p. 3281—3298.
26. Harris P. G. Basalt type and African rift valley tectonism.— Tectonophysics, 1969, v. 8, № 4—6, p. 427—436.

27. *Iddings J. P.* Absarokite — Shoshonite — Banakite Series.— *J. Geol.*, 1895, v. III, № 8, p. 935—959.
28. *Jakeš P., Smith I. E.* High Potassium Calc — Alkaline Rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.— *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1970, v. 28, № 4, p. 259—271.
29. *Jakeš P., White A. J. R.* Composition of Island arcs and continental growth.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1971, v. 12, № 2, p. 224—230.
30. *Keller J.* Petrology of some volcanic rocks series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian sea.— *Contrib. Mineral and Petrol.*, 1974, v. 46, p. 29—47.
31. *Lefevre C.* Les caracteres magmatiques du volcanisme plioquaeternaire des Andes le Sud du Perou.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1973, v. 41, № 3, p. 259—272.
32. *Macdonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petrol.*, 1964, v. 5, № 1, p. 83—133.
33. *Mackenzie D. P., Chapell B. W.* Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands and Papua New Guinea.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 35, № 1, p. 50—62.
34. *Nicholls J., Carmichael J. S. E.* A Commentary on the Absarokite — Shoshonite — Banakite Series of Wyoming, U. S. A.— *Schweiz. Mineralogische und Petrogr. Mitteilungen.*, 1969, B. 49, H. 1, p. 47—64.
35. *Pichler H., Zeil W.* The Cenozoic Rhyolite-Andesite Association of the Chilean Andes.— *Bull. volc.*, 1972, v. 35, F. 2, B. V, p. 424—452.
36. *Schneider H.* Petrographie des Lateravulkans und die Magmenentwicklung der Monti Volsini.— *Schweiz. Mineralogische und Petrogr. Mitteilungen*, 1965, B. 45, H. 1, p. 331—455.
37. *Stanton R. L., Bell I. D.* Volcanic and Associated rocks of the New Georgia group, British Solomon Islands Protectorate.— *Overs. Geol. and Miner. ressources*, 1969, v. 10, № 2, p. 100—110.
38. The alkaline rocks/Ed. by Sørensen H. Copenhagen, 1974, p. 662.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
1.VIII.1983

УДК 551.242(235.216)

ЛЕОНОВ М. Г.

ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО МЕТАМОРФИЗМА И МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Существующие в настоящее время модели геотектонического развития Южного Тянь-Шаня не могут считаться полностью удовлетворительными, так как не учитывают строения и геологической истории значительной части этой складчатой области, сложенной зеленосланцевыми породами. На основе изучения структуры зеленосланцевых толщ и их взаимоотношений с окружающими образованиями установлено, что они формируются в результате длительного развития вулканических поднятий, заложившихся на коре, сходной с корой современных океанов. В процессе эволюции этих вулканических построек на океаническом субстрате формируется «примитивный» метаморфический слой, валовый химический состав и минеральные комплексы которого сближают его в определенной степени с метаморфическим слоем островных дуг и континентов. Изучение зеленосланцевых толщ и их эволюции позволяет построить новую модель геотектонического развития Южного Тянь-Шаня, допускающую гораздо меньше, чем прежние модели, обобщение наблюдаемых закономерностей и фактов.

1. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В структурно-геотектоническом смысле Южный Тянь-Шань (рис. 1) представляет собой юго-западную часть Урало-Монгольского пояса, которая на севере по Южно-Ферганскому и Иньльчекскому разломам граничит с более древними структурами Срединного Тянь-Шаня, а на юге обрамлена кристаллическими массивами Тарима — Южного Гисара и находящимися между ними структурами Северного Памира. «Геосинклинальное» развитие Южного Тянь-Шаня происходило в герцинское время и привело к формированию складчатой области со сложным и неоднородным строением. Именно эти сложность и неоднородность вызвали к жизни различные, зачастую противоречивые, представления о геотектоническом развитии Южного Тянь-Шаня. Не затрагивая истории создания этих концепций — она изложена в многочисленных монографиях [2, 6, 13, 19] — и не разбирая в деталях всех существующих взглядов по этому вопросу, отмечу, что в настоящее время, как мне представляется, уровню современных знаний соответствуют две модели развития Южного Тянь-Шаня. Обе они предложены Г. С. Поршняковым [19] и учитывают существование значительных шарьяжных перекрытий. Первая модель предполагает последовательное раздавливание вулканогенных синклинирных прогибов с двусторонним поддвижением и втягиванием земной коры в осевых их зонах. Вторая исходит из предположения об образовании «односторонних покровов, корни которых лежат в зонах глубинных разломов, ограничивающих первичную палеозойскую геосинклиналь» [19, с. 204]. Г. С. Поршняков вначале придерживался первого варианта, но в последнее время [1] отдает предпочтение гипотезе «односторонних покровов». Эта гипотеза была развита В. С. Буртманом [2] и Г. И. Макарычевым [13], которые внесли в нее представление о существовании палеозойского океанического пространства на месте будущей геосинклинали. Но и они понимали общий ход процесса развития по-разному. В. С. Буртман отдавал предпочтение структурному фактору формирования континентальной коры, тогда как Г. И. Макарычев — направленной вещественной эволюции от коры океанического типа к коре континентальной. Существует разногласие у этих исследователей и по вопросу о направлении движения гор-

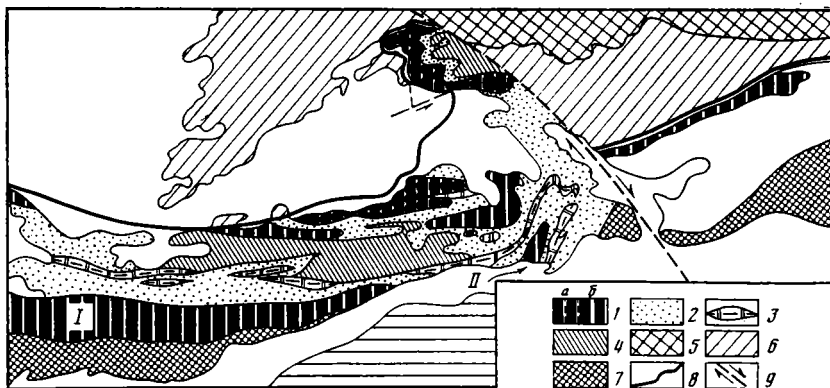


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Южного Тянь-Шаня (с использованием материалов В. С. Буртмана, Г. С. Поршнякова)

1 — зоны выходов пород океанических вулканических поднятий, 1а — шарьированные на отложения иных структурно-фациальных зон, 1б — корневые зоны; 2 — зоны выходов пород глубоководных прогибов и склонов вулканических поднятий; 3 — выходы рифогенных известняков; 4 — выходы пород миегеосинклинали типа; 5 — каледониды; 6 — породы миегеосинклинали типа северного обрамления Южно-Тянь-Шанской геосинклинали; 7 — Таримский, Сулутерекский и Южно-Гиссарский массивы; 8 — северная граница Южно-Тянь-Шанской геосинклинали; 9 — Талассо-Ферганский сдвиг. Римские цифры: I — район Фанских гор; II — Сугутский метаморфический блок

ных масс в палеозое. В. С. Буртман принимает движение покровов с севера на юг из области раздавленной массы Киргизского и Алайского континентов океанической сутуры, и тектоническое перебрасывание отложений одних структурно-формационных зон через другие. Г. И. Макарычев считает, что покровы двигались с юга на север — из области океанического пространства к его северному борту без перебрасывания структурно-формационных зон друг через друга. При этом Г. И. Макарычев выдвинул важный тезис о «зарождении островов гранитно-метаморфического слоя в конце океанической стадии».

Перечисленные модели представляют собой мощный шаг по пути разработки проблемы развития как Южного Тянь-Шаня, так и общей теории формирования складчатых областей. Но эти модели имеют и один существенный недостаток: они не учитывают строения и истории формирования зеленосланцевых толщ, которые составляют одну из характернейших черт Южного Тянь-Шаня и занимают по меньшей мере четвертую часть его площади. Только Зеравшано-Гиссарская (вместе с Восточно-Алайской) зона с мощными толщами ягнобских и сугутских зеленых сланцев при ширине в 30—40 км имеет протяженность более чем 500 км. Представляется очевидным, что построить модель складчатой области, не рассматривая значительной части ее территории и широко проявленного процесса зеленосланцевого метаморфизма, весьма трудно. Изучение зеленосланцевых толщ, как мы увидим, позволяет более полно понять историю геотектонического развития южнотяньшанской складчатой области.

II. ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Толщи зеленых сланцев широко развиты в пределах Южного Тянь-Шаня. Это учкудукская свита в Тамдытау и Букунтау, иттуннусуйская свита Северо-Нуратинских гор, атбашинская свита хребта Атбаши, майлисайская свита Северной Ферганы, канская свита Южно-Ферганской зоны, сланцы сугутской серии Восточно-Алайского хребта, ягнобские сланцы Зеравшано-Гиссарской зоны и др. Одной из примечательных черт зеленых сланцев является их структурная приуроченность к раннегерцинским зонам основного вулканизма и синклинорным структурам [19]. Так, ягнобские сланцы слагают синклинорную структуру Зеравшано-Гиссарской зоны: сланцы сугутской серии залегают в централь-

ной части Терекдаванского синклиория; зеленосланцевые толщи выполняют и центральную часть Охнинско-Талдыкского синклиория. Во многих районах зеленые сланцы образуют тектонические клинья, чешуи, незначительной протяженности зоны, имеющие с окружающими образованиями тектонические контакты, что сильно затрудняет понимание их места в общем ряду геосинклиналиных образований. Наиболее полно зеленосланцевые толщи представлены в пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон, к рассмотрению которых мы и обратимся.

Геологическое строение Ганза-Чимтаргинского массива

Ганза-Чимтаргинский массив (см. рис. 1) соответствует центральному участку Зеравшано-Гиссарской зоны [19] или средней части Центрально-Гиссарской зоны [6].

Стратиграфический разрез описываемого района имеет трехчленное [3, 6—9, 14, 15, 18, 20, 21, 24] строение.

Нижние горизонты разреза представлены мощной (до 1,5 км) толщей сложного состава. Наиболее распространены кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, хлорит-актинолитовые и другие разновидности зеленых сланцев, которые известны в литературе под названием ягнобских. Кроме того, присутствуют вулканиты основного, реже среднего и кислого состава, кварциты, мергелистые и глинистые темно-серые и черные известняки и доломиты, пелиты, редко гравелиты. Все разновидности пород в той или иной мере рассланцованы. Фациально одни породы замещают другие. В нижних частях разреза преобладают вулканогенные породы, вверх по разрезу увеличивается объем карбонатных. Эта часть разреза венчается так называемым «фавозитовым» горизонтом, представленным узловатыми глинистыми известняками и доломитами с кораллами. Верхний возрастной предел толщи определен на основании находок лландоверийско-венлокских окаменелостей в известняках верхней части разреза. Нижний возрастной предел не установлен, но толща не может быть моложе ордовика [5]. Определения абсолютного возраста указывают на кембрийский, возможно, рифейский возраст наиболее нижних горизонтов разреза [25].

Лудловский ярус верхнего силура представлен тремя горизонтами: амфипоровым, фолидофиллидовым и брахиоподовым. Амфипоровые слои (300—600 м) — черные с кристаллической структурой тонкослоистые известняки согласно лежат на известняках венлока и связаны с ними постепенным переходом. Фолидофиллидовые известняки (400—500 м) — толстослоистые, темно- и светло-серые, с фауной кораллов из группы фолидофиллид. Брахиоподовые слои (около 300 м), венчающие разрез силурийских отложений, представлены тонкослоистыми серыми известняками с большим количеством брахиопод разнообразного видового состава.

Нижне- и среднедевонские отложения связаны с силурийскими постепенным переходом и представлены массивными светлыми известняками, мощность которых 800—1000 м. Выше залегают тонкослоистые детритусовые известняки с прослоями черных кремней. Органические остатки, собранные в этих породах, свидетельствуют об эйфельском и живетском их возрасте. Находки ископаемой фауны верхнего девона в осыпях [6] и наличие полного разреза девона в горах Хазрет-Султан могут служить основанием для признания наличия полного девонского разреза и в пределах Ганза-Чимтаргинского массива.

Пушневатская свита. На разновозрастные горизонты разреза силурийско-девонских отложений местами нормально, местами с небольшим угловым несогласием (20—30°) налегают породы пушневатской свиты, сложенные в нижней части (100—300 м) кремнями, роговиками, известняками, яшмовидными аргиллитами и туфоалевролитами. Эти горизонты стратиграфически перекрывают различные горизонты силурийско-девонского разреза вплоть до нижнелудловских. Выше залегает мощная толща флишеподобных тонкослоистых терригенных по-

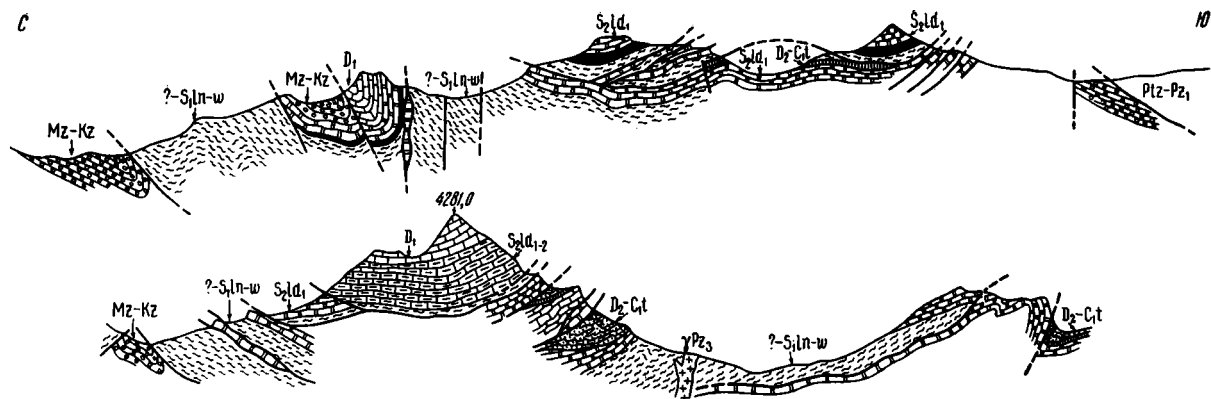


Рис. 2. Геологические профили района Фанских гор
 1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные палеозойские отложения; 3 — отложения пушневатской свиты среднего девона — нижнего карбона; 4 — нижний — средний (?) девон; 5 — лудловские известняки и доломиты нерасчлененные; 6 — верхнелудловские известняки; 7 — нижнелудловские известняки и доломиты; 8 — фавозитовые слои; 9 — кварциты, доломиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы лландовери-венлока

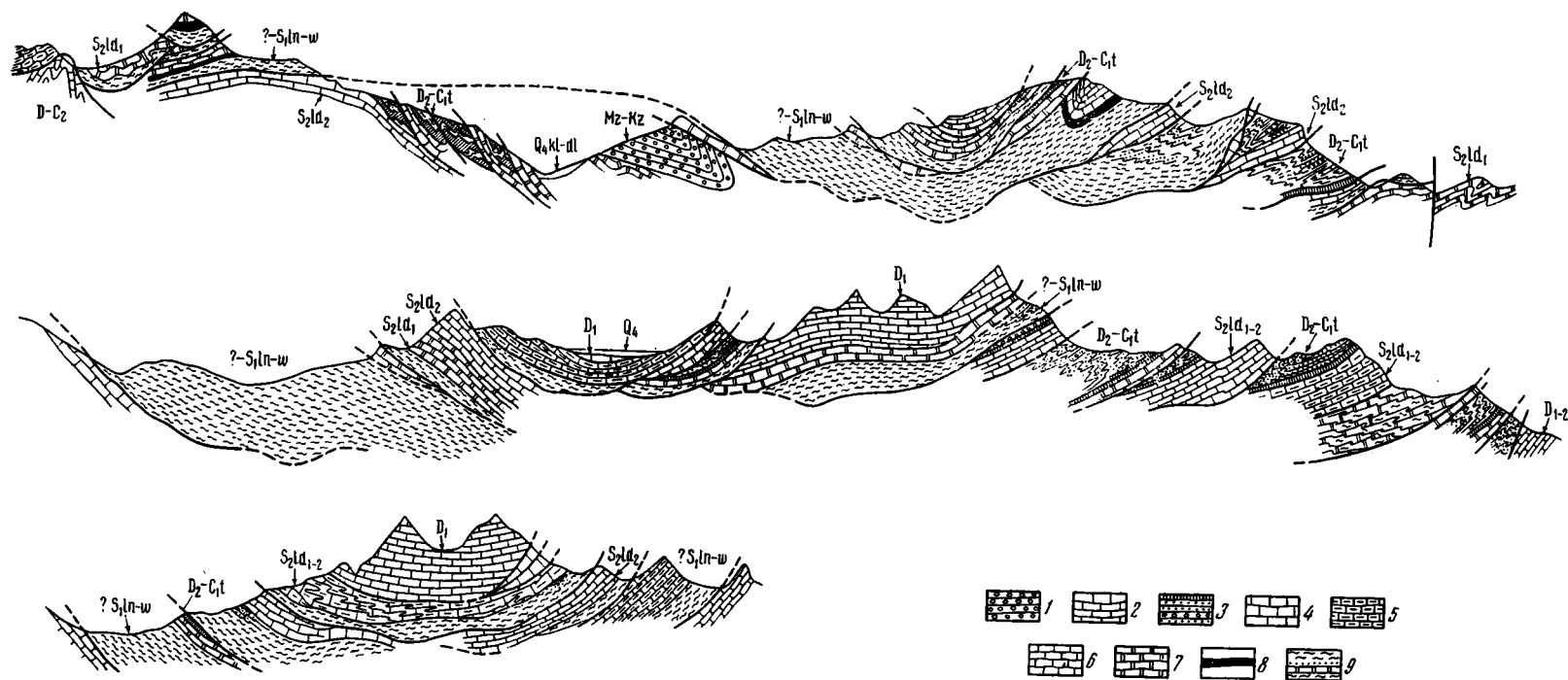


Рис. 2 (продолжение)

род с линзами и прослоями конгломератов и глыбовых брекчий. Возраст пород пушневатской свиты определен в настоящее время неоднозначно. Одни исследователи считают ее живетско-нижнетурнейской [14, 15], другие — верхнепалеозойской [6, 18]. Вся совокупность имеющихся данных приводит к выводу, что нижняя стратиграфическая граница пушневатской свиты скользит по разрезу по крайней мере с нижнего девона до среднего карбона, а верхняя, существенно терригенная часть свиты, состоит из двух сходных толщ, сменяющих одна другую как в разрезе, так и по латерали.

Итак, породы, слагающие Ганза-Чимтаргинский массив, образуют трехчленный разрез [15]. Нижняя часть (лландовиери — венлок) сложена вулканогенно-терригенными породами, в большей своей части превращенными в зеленые сланцы, средняя (верхний силур — девон, местами нижний карбон) часть представлена исключительно карбонатными (рифовые известняки) породами; верхняя, частично фациально замещающая среднюю и надстраивая ее, образована кремнисто-карбонатными и терригенными толщами пород.

Нужно отметить важную особенность строения средней части разреза: непрерывное образование карбонатных отложений (главным образом рифовых известняков) идет только в центральной части зоны. При движении к ее периферии происходит замещение карбонатных осадков кремнисто-карбонатными и терригенными отложениями пушневатской свиты.

Тектоническая структура Ганза-Чимтаргинского массива представляет собой сложнопостроенную крупную синклинали, сформированную системой тектонических покровов, пластин и чешуй, надвинутых одна на другую и сложенных породами приведенного выше разреза (рис. 2). Наложение пластин и чешуй происходит, как правило, по одним и тем же стратиграфическим горизонтам, а именно по сланцевым породам нижней трети разреза на разных его уровнях. Покровы и пластины образуют пологие синклиналильные структуры с волнистыми или плоскими днищами и падением пластов на крыльях 10—40°. Более крутые падения (до 70—80°) наблюдаются в краевых южных и северных ограничениях зоны. Каждая более высокая гипсометрически пластина имеет более простую форму и внутреннее строение по сравнению с подстилающими. Толщи известняков средней части разреза расчленены, растащены на отдельные будины, расположенные на одном простирании и трассирующие поверхности покровов или первоначально единый горизонт. Терригенные и вулканогенные разности пород смяты в складки, раслинзованы. В отдельных зонах тектоническое расчленение, разлинзование пород достигает такой высокой степени, что комплекс пород превращается в тектонический меланж, основной массой которого являются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, зачастую превращенные в милониты. Складчатые дислокации развиты неравномерно, и стиль их неодинаков в разных структурных элементах. Отдельные пластины смяты в простые, пологие, иногда асимметричные синклиналильные складки. Сложная мелкая складчатость проявлена локально и приурочена к горизонтам тонкослоистых пород, которые дисгармонично смяты по отношению к массивным. Среди этих дислокаций можно выделить два типа. Складки первого типа, характерные для пород пушневатской свиты, резко асимметричны, с падением осевых плоскостей по направлению к центру общей структуры под углами в 30—60°. Замки складок острые, развит осевой кливаж. Складки второго типа характерны для тонкослоистых известняков доломитов и кварцитов верхней части нижней (сланцевой) трети разреза, а также для горизонтов тонкослоистых карбонатных пород, заключенных между массивными известняками карбонатной части разреза. Это изоклиналильные лежащие складки с субгоризонтальными осевыми плоскостями, со сжатыми крыльями и вытянутыми и разорванными замками. Осевой кливаж отсутствует, зато сильно развит будинаж, разлинзование, пластическое течение пород. Вообще разлинзование, будинаж, пластическое течение пород развиты в

районе очень сильно. Масштаб этих явлений различен. Прежде всего это огромные будины известняков центральной части разреза протяженностью до километра и более и толщиной до 200—300 м, часто отстоящие друг от друга на расстояние, равное длине или двум — трем длинам будин. Пласты песчаников и алевролитов разорваны, кораллы в известняках превращены в длинные веретена, превышающие на 100—300% свою первоначальную длину. Обломки и гальки в гравелитах и конгломератах, зерна в песчаниках удлинены, превращены в сильно вытянутые линзы и веретена. Развитие будинажа и сланцеватости происходит в плоскости напластования пород, а поверхности покровов и шарьяжей параллельны плоскостям напластования осадочных толщ и сланцеватости метаморфических.

Ягнобские метаморфические сланцы, как было уже упомянуто, являются наиболее характерной группой пород, слагающих Ганза-Чимтаргинский массив. Метаморфические породы представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-альбитовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, местами с включениями глаукофана. В настоящее время можно уверенно считать [10, 11, 25], что ягнобские сланцы сформированы по породам различного состава и возраста: нижнепалеозойским — раннесилурийским (60—80% общего объема), пушневатской свиты (10—30%) и верхнепалеозойского флиша (10—20%). Зеленые сланцы могут быть приурочены к нижним горизонтам тектонических чешуй и покровов и к верхним горизонтам толщи, подстилающих покровы. В этом случае метаморфизованы бывают незначительные мощности пород; и метаморфизм и сланцеватость постепенно затухают вниз и вверх от плоскости шарьирования. Но чаще изменения вещественного состава и структуры захватывают вулканогенно-терригенные породы нижних горизонтов разреза (рифей — нижний палеозой). Площади метаморфизованных пород достигают сотен квадратных километров, а мощность — 1 км и более. Степень метаморфизма и деформации меняется от места к месту: отдельные горизонты и линзы пород остаются практически неизменными, местами же породы превращены в милониты. Степень рассланцовки и степень вещественного преобразования взаимосвязаны: там, где рассланцовка слабая, метаморфизм незначителен, и наоборот, высокая степень вещественного изменения сопровождается интенсивными структурными преобразованиями.

Значительная часть ягнобских сланцев сформирована по вулканогенным породам основного состава, в меньшей степени по вулканитам среднего и кислого состава, терригенным и кремнистым породам. Метабазальты, по которым сформирована большая часть зеленых сланцев, сопоставимы с базальтами океанических хребтов, их нормальными и субщелочными разностями [25].

Таковы общие черты строения Ганза-Чимтаргинского массива, который представляет собой часть крупной тектонической зоны (см. рис. 1), протягивающейся в широтном направлении более чем на 500 км при ширине 30—40 км. Вся зона в целом также имеет синклиналиную форму. На востоке, в районе структур Восточно-Алайского хребта, находится ее окончание, соответствующее Сугутскому метаморфическому блоку, который занимает центральную часть Терекдаванского синклинория [19].

Геологическое строение Сугутского метаморфического блока

Терекдаванский синклинорий (рис. 1, 3) имеет юг — юго-западное — север — северо-восточное простирание и антивергентское строение. На юге структуры синклинория уходят под молодые отложения Алайской долины, в север — северо-восточном направлении происходит воздымание шарнира и центриклинальное замыкание структуры. Крылья сложены разнофациальными разрезами палеозоя, разделенными продольными разломами. Центральная часть синклинория выполнена мощными толщами основных вулканитов и кремнисто-терригенных пород, пре-

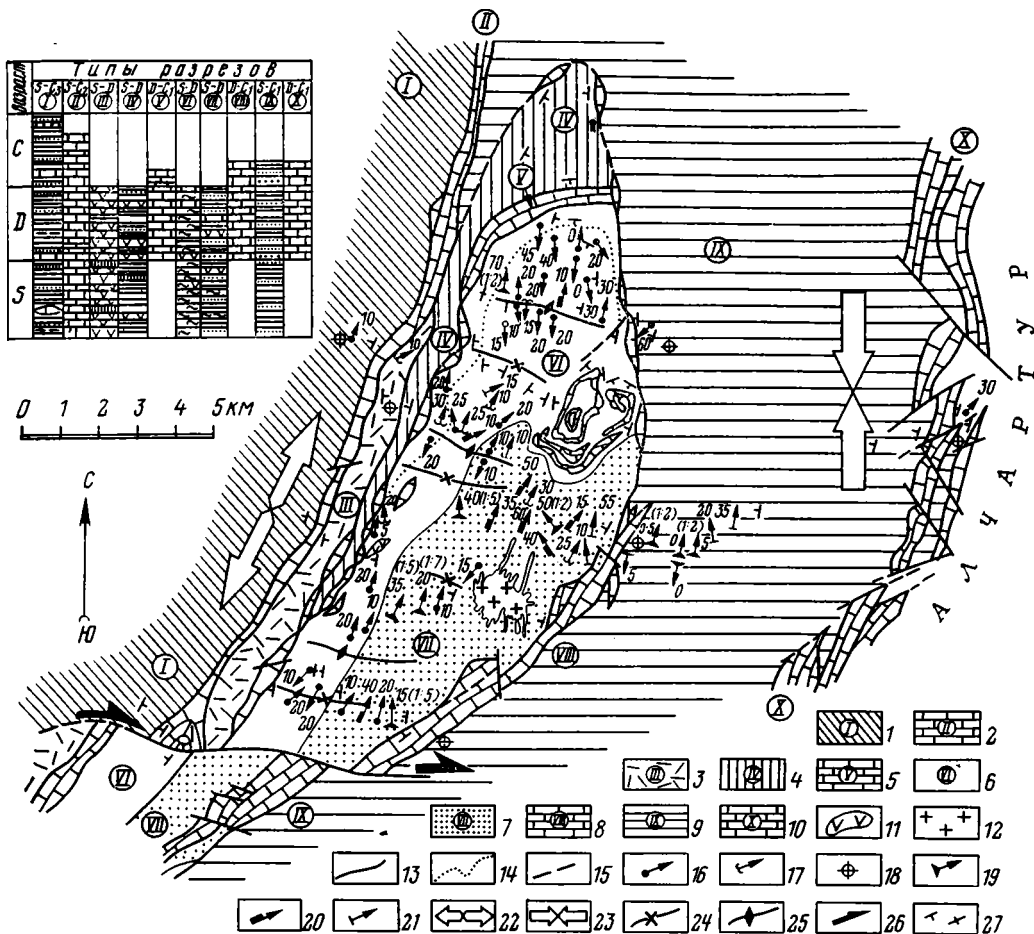


Рис. 3. Схематическая структурная карта Сугутского метаморфического блока (Восточный Алай)

1—10 — типы разрезов: 1 — терригенный (S—C₃), 2 — карбонатный (S—C₂), 3 — вулканогенный (S—D), 4 — вулканогенно-терригенный (S—D), 5 — карбонатный (S—D), 6 — терригенно-вулканогенный метаморфизованный (S—D), 7 — терригенный, частично метаморфизованный (S—D), 8 — карбонатный (D—C₁), 9 — терригенный (S—C₁), 10 — карбонатный (D—C₁); 11—12 — интрузивный комплекс; 11 — основного состава, 12 — гранита; 13 — стратиграфические границы; 14 — фациальные границы; 15 — тектонические границы; 16—27 — структурно-деформационные элементы: 16 — направление и угол погружения шарниров складок малых амплитуд, 17 — направление удлинения и угол наклона гребней и впадин гофрированной или пloyчатой поверхности в сланцах, 18 — нулевая деформация галек в конгломератах и гравелитах; в скобках — отношение минимального и максимального размера галек, 20 — направление максимального разлинзования будинированных прослоев песчаника и угол наклона будин относительно плоскости горизонта, 21 — направление линий штриховки на плоскостях расщепления и угол наклона относительно плоскости горизонта, 22 — участки значительного продольного растяжения, 23 — участки продольного сжатия; 24—25 — оси крупных складок, поперечных генеральному простиранью пород: 24 — синклиналей, 25 — антиклиналей; 26 — направление сдвиговых перемещений; 27 — элементы залегания пород

вращены в большей своей части в зеленые кварц-серицит-хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Верхние горизонты разреза центральной части представлены известками и доломитами. Для структуры района примечателен конформный изгиб структурных линий в соответствии с формой ядерной части.

Метаморфические породы ядра Терекдаванского синклинория, составляющие собственно Сугутский блок, образуют, так же как и в Ганза-Чимтаргинском массиве, сложностроенную чешуйчато-покровную структуру синклинальной формы с запрокинутым западным крылом.

К югу синклиналь становится более сжатой и переходит в наклоненную к западу крутую моноклиналь, срезанную разломом. В составе пород собственно Сугутского блока выделены две серии пород: сугутская серия метаморфических сланцев и суукторская свита [19], сложенная сланцами и мраморизованными известняками и доломитами. В составе метаморфических пород выделяется несколько их разновидностей. Главная группа метаморфических пород сформирована по базальтам и габброидам, метаморфизованным в эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. Они представлены эпидот-хлоритовыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми, кварц-полевошпат-актинолитовыми, альбит-хлоритовыми сланцами. Вторая разновидность метаморфических пород (хлоритовые, кварц-серицитовые, альбит-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы) образована по песчано-глинистым и кремнистым породам. Известняки суукторской свиты содержат ископаемую фауну силура — девона и, вероятно, возраст метаморфических пород может соответствовать диапазону от нижнего палеозоя до верхнего силура — девона, о чем свидетельствуют: 1 — уже упоминавшиеся остатки ископаемой фауны; 2 — сходство разрезов Сугутского блока и Фанских гор; 3 — непосредственные переходы метаморфизованных пород в неизменные разности фаунистически датированных отложений силура — девона; 4 — вклинивание метаморфических разностей пород в толщи песчано-глинистых отложений силура — девона.

Вулканогенные породы Сугутского блока представлены базальтами, диабазами, реже пластовыми телами типа долеритов, а также габброидами. Все разности пород претерпели зеленокаменные изменения. Впоследствии породы были рассланцованы и превращены в зеленые сланцы в собственном смысле слова. Рассланцевание шло и параллельно с зеленокаменными изменениями и позже, так как сохранились реликты массивных пород. Рассланцевание привело к полному исчезновению первичных магматических структур и текстур. Сланцеватость практически всегда параллельна первичному напластованию пород.

Среди метаморфических пород присутствуют линзовидные тела брекчированных, перетертых, милонитизованных серпентинитов, которые вытянуты по простиранию вмещающих толщ на десятки и сотни метров при мощности в метры или первые десятки метров. Серпентиниты имеют липидобластовую или бластопорфировую петельчатую структуру и сложены антигоритом и хризотилом. По химическому составу, по данным А. В. Яговкина, серпентиниты близки к дунитам.

В толщах пород сугутского блока чрезвычайно интенсивно развито пластическое течение, причем наибольшая деформация происходит в плоскости напластования толщ, что отчетливо фиксируется и в карбонатных, и в терригенных, и в кремнистых разностях пород. Пласты кремней, песчаников, алевролитов рассланцованы, будинированы; зерна и гальки в гравелитах и конгломератах удлинены по направлению напластования. Величины деформации [12] достигают 1000%. Деформация распределена неравномерно, что приводит к послышной проскальзыванию одних горизонтов по отношению к другим. Развиваются пластовые надвиги, возникает расслоение разреза с формированием сложной системы тектонических чешуй и покровов. На границах чешуй образуются зоны брекчий и меланжа. Меланж представлен милонитово-сланцевой основной массой, в которую заключены обрывки, блоки и глыбы пород меланжируемого разреза, в том числе и блоки серпентинизированных ультраосновных пород.

Замеры ориентировок различных структурных элементов, изучение крупных и мелких структур и замеры величины деформации (все данные вынесены на рис. 3) показывают, что деформация осуществлялась в двух планах. Во-первых, в породах фиксируется интенсивное (до 100—1000%) горизонтальное растяжение в плоскости напластования, причем максимальное удлинение совпадает с общим простиранием структуры. Во-вторых, наличие мелких и крупных складок, поперечных к простиранию зоны, вместе с приведенными данными по горизонтальному тече-

нию вещества указывает на пластическое нагнетание материала в направлении общего простирания структуры.

Весь комплекс наблюдений по проявлению метаморфизма и деформации в пределах Сугутского блока и Ганза-Чимтаргинского массива приводит к выводу о формировании структуры зоны за счет вертикального сдвливания и горизонтального расползания горных масс. При образовании метаморфических толщ на первых этапах происходило их зеленокаменное изменение, которое было обусловлено действием соответствующих температур и литостатического давления. В это время не происходило существенной деформации толщ. В определенный же момент на фоне существующих *PT*-условий начинает действовать одностороннее давление, которое приводит к значительным структурным преобразованиям пород и превращению их в комплекс собственно зеленых сланцев.

III. МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГАНЗА-ЧИМТАРГИНСКОГО И СУГУТСКОГО МАССИВОВ

Наиболее существенными закономерностями геологического строения и развития описываемых регионов, которые должны быть учтены при построении любой модели геотектонического развития этих зон, являются следующие: 1. Трехчленное строение разреза, которое указывает на смену палеогеографической обстановки: формирование вулканического сооружения на ранних этапах и его длительное и равномерное погружение в последующем. 2. Формирование в основании разреза мощных (до 1 км и более) толщ зеленых сланцев. Сланцы сформированы в основном по базальтоидам, которые сопоставимы [25] с нормальными или субщелочными разностями базальтов океанических вулканических гряд, а также по кремнисто-терригенным породам. 3. Пространственная ассоциация, казалось бы, совершенно разнородных по условиям образования пород: зеленых сланцев, ультрабазитов и рифовых известняков. 4. Общая изометричная синклиналиная структура зоны, сформированная сложной системой чешуй и тектонических покровов. 5. Формирование этой структуры в условиях длительного вертикального стресса, о чем свидетельствуют: развитие сланцеватости и будинажа в субгоризонтальной плоскости и субпараллельно напластованию толщ, параллельность поверхностей шарьяжей и покровов плоскостям напластования осадочных толщ и сланцеватости метаморфических, а также замеры величин деформации в горных породах, которые свидетельствуют о максимальных сжимающих усилиях в вертикальной плоскости и растяжении в горизонтальной. 6. Неравномерное по вертикали и латерали проявление метаморфизма и сланцеватости и латеральные взаимопереходы между метаморфизованными и неметаморфизованными разностями пород. 7. Отсутствие корневых зон тектонических покровов. Представленная модель (рис. 4) — это попытка увязать на уровне современных знаний все перечисленные закономерности геологического строения и развития региона в единое целое.

На раннем этапе (рифей — ранний палеозой) на коре океанического типа, о чем свидетельствует петрохимический состав вулканитов и присутствие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов в Сугутском блоке, происходит рост вулканического поднятия. На возникновение вулканической постройки, приподнятой над общим уровнем дна, указывают и тела гравитационных и вулканогенно-гравитационных микститов. В лландовери — венлоке начинается формирование отдельных банок рифовых известняков и доломитов. Их появление фиксирует прекращение вулканической деятельности и начало длительного, вплоть до среднего, возможно, верхнего девона, равномерного опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению более чем 2-километровой толщи преимущественно рифогенных известняков. Как показывает изучение структуры метаморфических толщ и их взаимоотношений с окружающими образованиями (главные особенности отмечены выше), это опускание связано с медленным и очень длительным (порядка 60—80 млн. лет) процессом пластического течения пород вул-

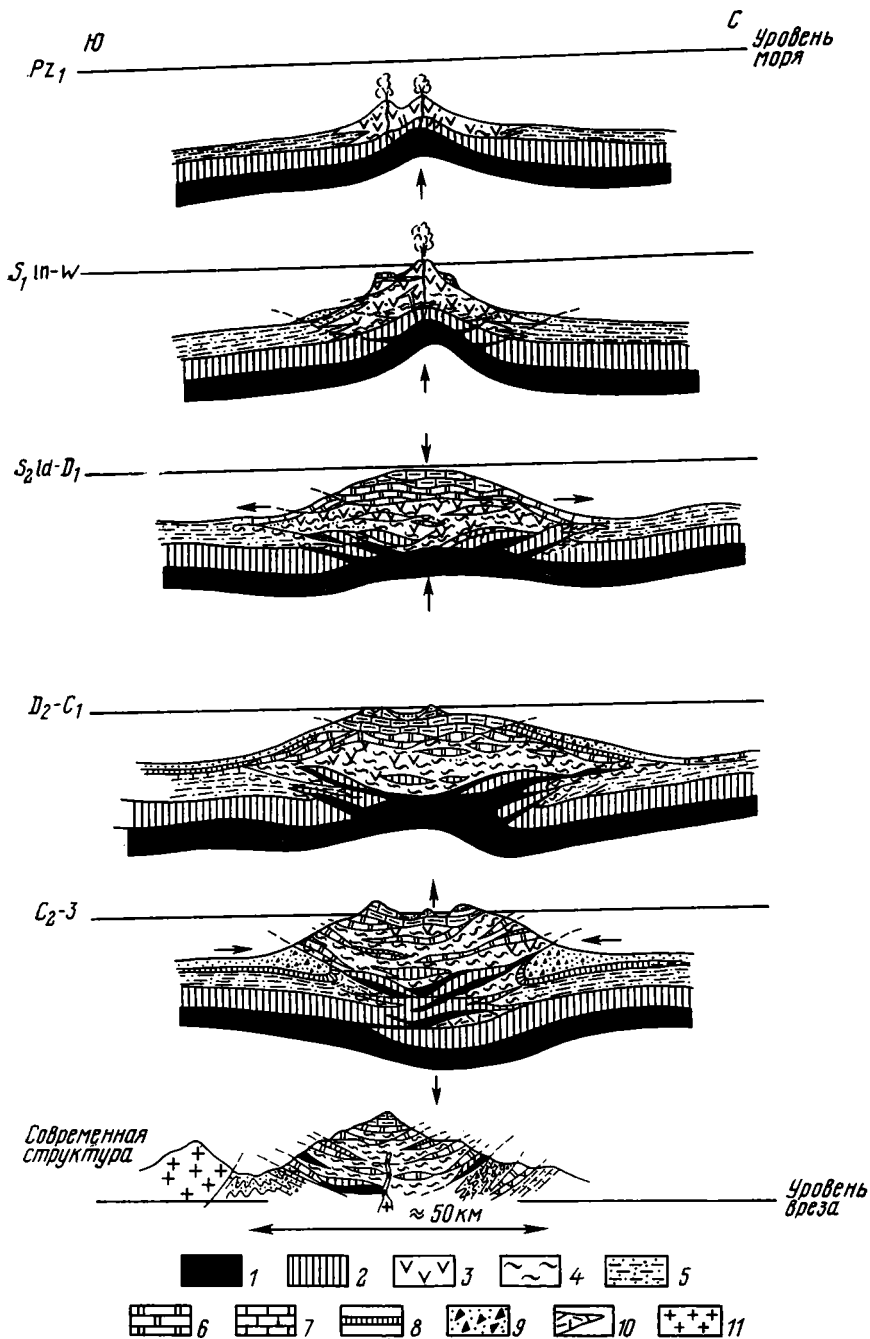


Рис. 4. Палеотектоническая эволюция Ганза-Чимтаргинского массива и Сугутского метаморфического блока

1 — ультрабазиты; 2 — 2-й и 3-й слои коры (объединенные); 3 — основные вулканиды, 4 — зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы; 5—9 — осадочные комплексы: 5 — кремнисто-глинисто-карбонатные, ордовик — силур, 6 — рифовые известняки силура, 7 — рифовые известняки девона, 8 — кремни и известняки девона — карбона, 9 — флиш и тектоно-гравитационные микститы среднего — верхнего карбона, 10 — зоны выплавки гранодиоритов, 11 — гранодиориты

канического основания, которое сопровождалось метаморфизмом и расланцеванием и привело к латеральному расползанию масс горных пород в условиях гравитационной неустойчивости.

Рост вулканической постройки начался на коре, сходной с корой современных океанов, вероятно, над мантийным диапиром, о чем свиде-

тельствует наличие серпентинизированных ультрабазитов и габброидов. Как показывает петрографическое изучение, базальты подвергаются вначале зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. По достижении критической массы в нижней части вулканического основания, находящейся в условиях соответствующих давлений и температур, под действием вертикального стресса, вызванного весом горного сооружения, начинают проявляться процессы не только вещественного, но и структурного преобразования горных пород, которые и привели к образованию зеленых сланцев с ярко выраженной сланцеватой структурой. Существование *PT*-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой и начальных стадий амфиболитовой фаций на глубинах примерно в 4—6 км, подтверждается многочисленными данными по распределению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов [4, 16, 22]. Процессы метаморфизма, сопровождаемые перекристаллизацией, облегчают формирование новой структуры, а структурные преобразования способствуют более интенсивному протеканию метаморфических процессов. В результате пластического течения основание вулканической постройки медленно расползается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание проявляются в породах разного состава и различного строения неодинаково, то происходит тектоническое расслоение массива с формированием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и милонитов. В результате пластического перераспределения масс в верхние горизонты коры выводятся чешуи и блоки ультрабазитов и габброидов, местами формируется сланцево-офиолитовый меланж. Претерпевают вещественно-структурные изменения и осадочные породы, перекрытые вулканитами. Расползание горного подводного массива приводит к медленному опусканию его кровли и постепенному наращиванию рифовой постройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием вышележащих также испытывают пластические течения и будинаж. Это подтверждается как их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластического течения, так и их взаимоотношениями с окружающими породами. В частности, карбонатный, преимущественно рифовый разрез наращивается непрерывно только в центре постройки. По мере же удаления от центра на все более и более древние горизонты, вплоть до нижнелудловских, ложатся глубоководные кремнисто-карбонатные отложения нижних горизонтов пушневатской свиты.

Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят все новые, более верхние горизонты пород, которые в свою очередь подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и горизонтальному перераспределению. Метаморфизм захватывает при этом и карбонатные породы, превращенные в мраморизованные известняки.

В результате этого процесса в пределах Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня на коре, сходной с корой современных океанов, формируются линзы метаморфических пород. Они имеют неоднородное строение и сложную внутреннюю структуру. На поздних этапах своего развития (к их рассмотрению мы еще вернемся) в период общего горизонтального сжатия эти линзы, сохраняя в самых общих чертах свою структуру, оказываются как бы выжатыми в более высокие горизонты земной коры с формированием надвигов, покровов, гравитационных и тектоно-гравитационных микститов, складчатости.

IV. ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Суммируя данные прежних исследований [2, 6, 13, 19] и личных наблюдений, можно наметить следующие важные для построения общей модели черты строения южнотянь-шанской складчатой зоны.

1. Структура Южного Тянь-Шаня представляет собой чередование зон, выполненных различными формационными типами отложений и име-

ющими различных тектонический стиль. В поперечном сечении выделены [19] следующие структурно-формационные зоны: Южно-Ферганская зона синклинорных структур, Каузанско-Сюренътюбинская зона антиклинальных структур, Охнинско-Талдыкская синклинальная зона, Андыгено-Кичикалайский антиклинорий, Сурметашская зона, Кульгеджилгинский антиклинорий и Зеравшано-Гиссарский — Восточно-Алайский синклинорий.

2. В поперечном сечении южнотянь-шанской складчатой зоны происходит закономерное чередование зон горизонтального сжатия и зон горизонтального растяжения (вертикального сжатия). Первые характеризуются крутыми до вертикальных залеганиями пластов, интенсивно сжатыми складками с крутыми осевыми плоскостями, развитием осевого кливажа и антивергентным строением антиклинорного типа. Вторые представлены зонами синклинорного строения с широко развитыми надвигами и тектоническими покровами, с лежащими складками, со структурами пластического течения и сланцеватостью, параллельными плоскостям напластования пород.

3. Различного типа структурные зоны выполнены и разными типами геологических образований. Для синклинорных структур характерно присутствие основных и ультраосновных вулканитов и пород офиолитовой ассоциации, зеленосланцевый метаморфизм и наличие рифовых известняков. Зона антиклинорного типа свойственно присутствие кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатных отложений. Во многих случаях устанавливается их глубокоководное происхождение. Антиклинорные зоны часто включают в себя и флишевые отложения, сформировавшиеся на поздних этапах палеозойской истории региона.

4. Происходит закономерное омоложение возраста флишевых толщ с севера на юг и соответственно удревнение основной складчатости в том же направлении [19].

5. Особенности строения разрезов и распределение структурных элементов приводят к выводу, что в пределах Южного Тянь-Шаня в палеозое существовала система прогибов и поднятий [19, 23]. Как мы могли видеть, зоны синклинорного строения, выполненные основными вулканитами, переработанными в значительной степени в зеленые сланцы и ассоциирующиеся с ультрабазитами и рифовыми известняками, являлись зонами подводных вулканических поднятий, превращенных в процессе структурно-вещественной эволюции в сложнопостроенные синклинальные структуры, осложненные надвигами и тектоническими покровами. Зоны же, имеющие в современной структуре сложноскладчатое антивергентное строение, были, судя по наличию сокращенных карбонатных и кремнисто-терригенных разрезов, областями ровных глубокоководных равнин, разделяющих цепи вулканических гор и островов. Исключением является Кичик-Алайский антиклинорий, который по особенностям осадконакопления, структуры и магматизма можно отнести к категории структур типа современных подводных плато. Возможно, эта зона имела в палеозое и сиалический фундамент.

6. Наличие сложноскладчатой структуры, флишевых отложений, надвигов и тектонических покровов на границах зон, а также современное сочленение по поверхностям разрывов (часто надвигов и покровов) разрезов различных структурно-формационных зон и признаки значительного пластического течения вещества по простиранию заставляют предполагать вслед за предшествующими исследователями [2, 13, 19] значительное поперечное сжатие всей южнотянь-шанской складчатой области.

V. МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Учитывая весь изложенный материал по строению складчатой области Южного Тянь-Шаня и новые данные по структуре и истории развития зон зеленосланцевого метаморфизма, представляется правомерным предложить следующую модель тектонического развития описываемой территории (рис. 5).

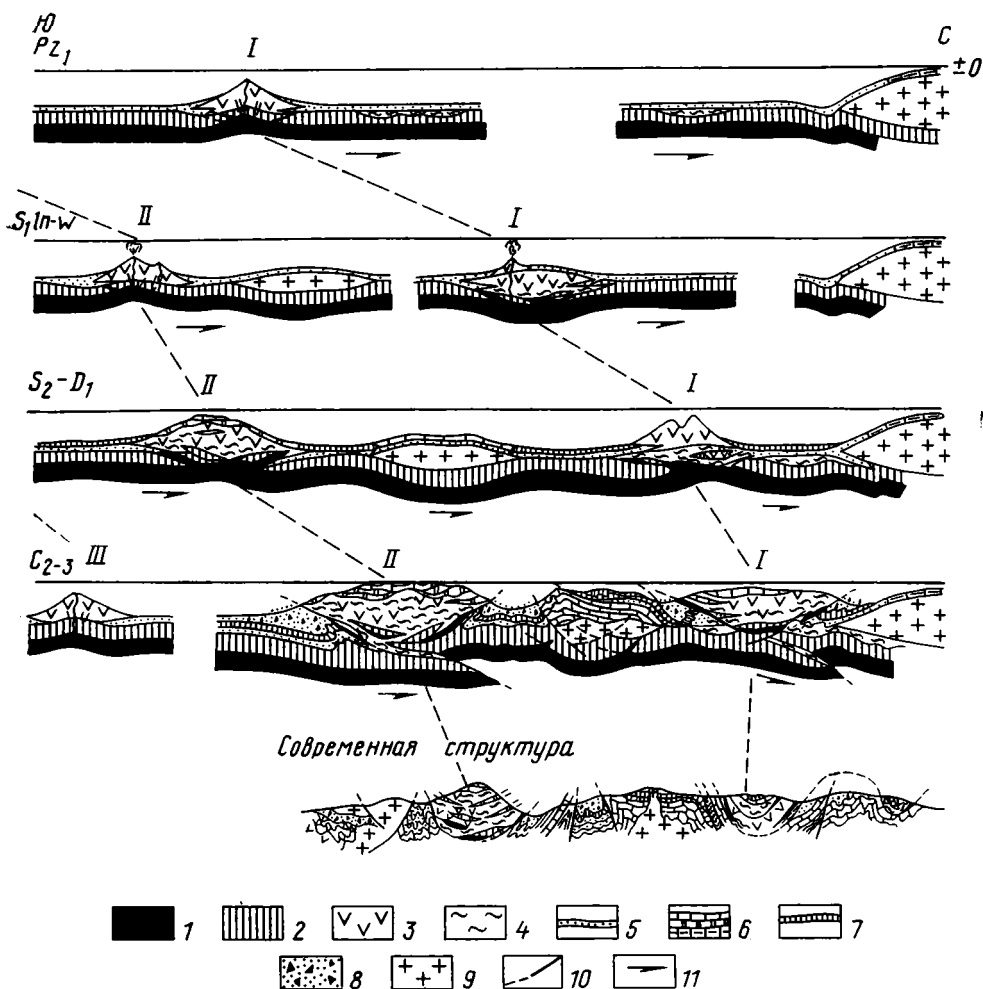


Рис. 5. Палеотектоническая эволюция складчатой области Южного Тянь-Шаня
 1 — ультрабазиты; 2 — 2-й и 3-й слои коры (объединенные); 3 — основные вулканиты; 4 — зеленые и эпидот-амфиболитовые сланцы; 5—8 — осадочные комплексы: 5 — кремнисто-глинисто-карбонатные ордовика — силура, 6 — рифовые известняки силура — девона, 7 — кремни и известняки девона — карбона, 8 — флиш и тектоно-гравитационные микститы среднего — верхнего карбона; 9 — граниты и гранодиориты; 10 — разлом; 11 — направление латерального движения океанической коры

На ранних этапах (рифей? — ранний палеозой) на фоне существования обширного и достаточно единого бассейна с корой, сходной с корой современных океанов [2, 13], возникают вулканические поднятия, сложенные базальтоидами, похожими на базальты современных океанических гор. Выделяется по крайней мере два пояса вулканических сооружений, северный из которых соответствует современной Охинско-Талдыкской зоне, а южный — Зеравшано-Гиссарской — Восточно-Алайской. Области вулканических хребтов разделены зонами накопления относительно глубоководных кремнисто-глинисто-карбонатных осадков. Внутри этого «океанического пространства» расположены зоны «подводных плато» с, вероятно, уже сформированным сиалическим слоем. Развитие вулканических поднятий идет в соответствии со схемой, изложенной в предыдущем разделе, и сводится к комплексу структурно-вещественных преобразований вулканического фундамента. Эти преобразования сопровождаются рассланцеванием и метаморфизмом вулканических и в меньшей степени осадочных пород и их латеральным растеканием и формированием сложной системы тектонических покровов, надвигов, зон брекчирования и меланжей. Расползание, вызванное пластическим течением горных пород в условиях гравитационной неустойчивости масс,

обуславливает медленное и длительное опускание кровли вулканической постройки и формирование в результате этого мощной толщи рифовых известняков.

Анализ общей структуры Южного Тянь-Шаня позволяет также считать, что такое внутреннее «саморазвитие» вулканических построек идет на фоне их латерального перемещения, связанного, вероятно, с общим движением «океанического» субстрата. Это латеральное перемещение вызвало на поздних этапах развития (в среднем — верхнем карбоне) общее поперечное сжатие, которое привело к формированию флишевых отложений и мощных толщ гравитационных и тектоно-гравитационных микститов. Именно постепенным последовательным причленением внутриокеанических структур к ранее консолидированной области Среднего Тянь-Шаня и объясняется, по моему мнению, последовательное омоложение флиша с севера на юг и удревнение возраста складчатости в этом же направлении. В результате одновременного действия двух в принципе независимых процессов (горизонтальной миграции и внутреннего «саморазвития» отдельных зон) и возникает современная структура Южного Тянь-Шаня, все стадии становления которой видны из приведенного рисунка.

Эта модель, как можно видеть, не только объясняет историю формирования южнотянь-шанской складчатой области на уровне современных знаний, но помогает понять и некоторые важные и неясные до сих пор закономерности строения складчатых зон вообще. Во-первых, она объясняет механизмы формирования зеленосланцевых толщ и увязывает в единое целое противоречивую, казалось бы, ассоциацию глубинных пород (офиолиты), слабометаморфизованных основных вулканитов и мелководных приповерхностных образований (рифовые известняки). Во-вторых, более понятным становится механизм выведения в верхние горизонты земной коры пород офиолитовой ассоциации, причем в весьма незначительных объемах в сравнении с общими объемами коры океанического типа. На это обратил внимание один из лучших знатоков проблемы офиолитов Р. Колман, который указал, что по крайней мере в настоящее время мы не знаем примеров обдукции офиолитов на континенты. В предлагаемой модели выведение глубинных пород связано с процессами пластического течения. В силу сочетания пластического течения и общего сжатия на поздних этапах тектонического скупивания вулканические толщи вместе с ультрабазитами и зелеными сланцами оказываются выжатыми в более высокие горизонты земной коры и оторванными от своих корней. Преимущество данной модели состоит и в том, что она делает возможным, максимально учитывая имеющиеся данные, нарисовать на месте Южного Тянь-Шаня не схему, вынуждающую исследователя максимально обобщать материал (см. схемы в книгах В. С. Буртмана и Г. С. Поршнякова), а изобразить достаточно подробную картину развития области, которая выдерживает значительно меньшее обобщение наблюдаемых геологических фактов и закономерностей.

Естественно, что предложенная модель не свободна от недостатков. В частности, в настоящее время очень примитивно понимание внутренней структуры Кичик-Алайского антиклинория, эволюции магматизма и металлогении и многих других вопросов. Но и для решения этих вопросов предлагаемая модель дает дополнительные возможности. Более понятным, например, становится механизм структурного контроля ряда рудопроявлений, связанных с зонами основного вулканизма и зеленосланцевого метаморфизма. Линзы метаморфических пород служат прекрасными экранами для рудоподводящих растворов, и именно под ними концентрируется основное рудопроявление. А поскольку, несмотря на латеральное движение, корневые зоны этих структур остаются практически несмещенными относительно питающих магматических и флюидных каналов, то естественно, что именно эти зоны на протяжении всей истории их развития и служат основными областями рудопроявления, что подтверждается на примере Фанских гор и района Восточно-Алайского хребта.

VI. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня и их положения в общей структуре позволили выявить некоторые важные закономерности историко-геологического развития этой складчатой области. Не повторяя частных выводов, сделанных в соответствующих разделах, подчеркнем главные из них.

Формирование зеленосланцевых толщ происходит за счет вещественно-структурных преобразований фундамента вулканических поднятий, заложившихся в рифее(?) — раннем палеозое на коре, сходной с корой современных океанов.

Структурно-вещественные преобразования, захватывающие как основные породы вулканического основания, так и подстилающие вулканы и соседствующие с ними осадочные породы глубоководных частей бассейна, протекают под действием *PT*-условий, соответствующих зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма при длительно действующем вертикальном стрессе.

Выделяются два типа зеленосланцевого метаморфизма. Один пространственно и генетически связан с возникновением надвигов и тектонических покровов; второй захватывает значительные мощности пород (до 1 км и более) и obraзуетcя в отмеченных выше условиях.

Формирование зеленосланцевых толщ сопровождается латеральным перераспределением горных масс, связанным с их пластическим течением. Латеральное перераспределение вызывает формирование системы тектонических чешуй и покровов, зон брекчирования и меланжей, а также медленное и длительное опускание кровли вулканической постройки, которое обуславливает накопление рифовых известняков, фиксирующие это опускание.

В результате процессов структурно-вещественного преобразования горных пород, которое осуществляется в условиях взаимодействия с морской водой, усиленного флюидного режима и тектонического перемешивания измененных базальтов с кремнисто-терригенными и пелитовыми породами морского дна, на коре океанического типа образуются линзы и полосы метаморфического слоя с повышенным в сравнении с исходными породами содержанием литофильных элементов, т. е. в процессе структурно-вещественной эволюции на коре океанического типа формируется некий «примитивный» зеленосланцевый метаморфический слой, валовый химический состав и минеральные комплексы которого приближают его к гранитно-метаморфическому слою земной коры.

Представляется, что предложенный в работе механизм возникновения пятен метаморфического слоя может быть одним из механизмов «зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя путем длительного эволюционного вещественного и структурного преобразования пород мантии, базальтового слоя и вулканогенно-осадочной оболочки на протяжении океанической и главным образом переходной стадии развития земной коры» [17].

Заканчивая изложение проблемы, нужно отметить, что помимо высказанных в работе гипотетических представлений, которые еще нуждаются в серьезной разработке, проведенное исследование позволило не только наполнить конкретным вещественным и структурным содержанием древнее «океаническое» пространство, существовавшее на месте современного Южного Тянь-Шаня, но и выявить те палеогеографические и палеотектонические условия, в которых протекали процессы, приведшие к возникновению мощных зеленосланцевых толщ этого региона.

Литература

1. Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А., Яговкин А. В. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане.— В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 249—259.
2. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, с. 164.

3. *Виноградов П. Д., Никифоров О. И., Обут А. М., Торшин Н. С.* Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана.— В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961, с. 172—181.
4. *Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И.* Строение океанической коры в зоне разлома Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 1, с. 64—69.
5. *Ким А. И.* К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области.— Узб. геол. журн., 1963, № 6, с. 42—54.
6. *Кухтиков М. М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1969, с. 297.
7. *Лаврусевич А. И.* Стратиграфия нижнего силура западной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— Тр. Упр. геол. Сов. Мин. ТаджССР. М.: Недра, 1971, вып. 3, с. 3—37.
8. *Лелешус В. Л.* Силурийские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР. Дониш, 1959, вып. 3, с. 53—71.
9. *Лелешус В. Л.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1964, № 5, с. 1075—1077.
10. *Леонов М. Г.* Покровы и сопровождающие их явления тектонической переработки пород.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 27—44.
11. *Леонов М. Г.* Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 217—230.
12. *Лукьянов А. В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—145.
13. *Макарычев Г. И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978, с. 194.
14. *Мартышев В. Р.* Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области.— Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 10, с. 51—57.
15. *Мартышев В. Р.* К вопросу о расчленении, возрасте и распространении домезозойских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, 168, с. 163—184.
16. *Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—153.
17. *Моссаковский А. А.* Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 159—170.
18. *Муфтиев З. З., Шадчиев А. С.* К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, т. 168, с. 145—162.
19. *Поршняков Г. С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 215.
20. *Салтовская В. Д.* К стратиграфии карбона Центрального Таджикистана.— Докл. АН ТаджССР, 1961, № 3, с. 37—39.
21. *Салтовская В. Д.* К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области.— В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1964, с. 126—139.
22. *Силантьев С. А.* Метаморфизм пород океанической коры.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 120—126.
23. *Синицин Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960, 219 с.
24. *Торшин Н. С.* Зональность девонского осадконакопления в Зеравшано-Гиссарской горной области.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, т. 168, с. 185—199.
25. *Федоров Г. В.* Вещественный состав и глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня: Автореф. докт. дис. Душанбе: Ин-т геологии АН ТаджССР, 1982. 24 с.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
12.XII.1983

УДК 551.242.3(234.372.3)

РУДАКОВ С. Г.

**КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ
В ДОАЛЬПИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАРПАТ И ВОСТОЧНЫХ АЛЬП**

Анализ данных, характеризующих наиболее ранние стадии развития Восточно-Альпийского и Карпатского звеньев Средиземноморского геосинклинального пояса, позволил зафиксировать наличие в обоих регионах салаирского и варисского тектогенеза, а в эволюции большей части Карпат намечен и дальсландский (?) рубеж. Если варисский тектогенез проявился в обоих регионах единообразно, то салаирские события в Восточных Альпах и Западных Карпатах отличались от явлений в остальной части Карпат. Сделано заключение о более вероятном ходе событий на салаирском тектоническом этапе. Высказано предположение о возможном проявлении дальсландского тектогенеза и в эволюции Восточных Альп и Западных Карпат.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В Карпатах и Восточных Альпах широко развиты регионально метаморфизованные комплексы. Общность развития, очевидная для альпийского и орогенной стадии предшествующего этапа, естественно поднимает вопрос о возможности корреляции главнейших тектонических событий и в более ранней эволюции Восточных Альп и Карпат. Актуальность задачи определяется необходимостью познания самых ранних отрезков геологической истории обоих регионов и выявления как общих переломных рубежей, так и специфических черт, присущих каждому из регионов и их крупным частям. Эта актуальность усиливается контрастом, существующим между множеством схем корреляции мезозойско-кайнозойских комплексов и альпийских событий, с одной стороны, и почти полным отсутствием сопоставлений рубежей в более ранней эволюции обоих регионов — с другой.

Существующие обзоры позволяют подойти к решению поставленной задачи. В частности, были намечены основные этапы домезозойского развития Восточных Альп [7, 27] и Карпат [4, 18, 20], но исследователи не единодушно относительно числа и датировки рубежей в доальпийской тектонической эволюции и в оценке геологических событий на них. В Карпатах, например, некоторые авторы полагают, что гнейсосланцевые, зеленосланцевые и филлитовые комплексы образовались при варисском метаморфизме, а различия в степени преобразования пород объясняют быстрым нарастанием с глубиной температур и давлений. В Восточных Альпах также не все исследователи согласны с наличием тектогенеза на рубеже около 500 млн. лет назад, на котором [7, 27] произошло образование гнейсосланцевых комплексов. В связи с этим по-разному оценивается и характер варисских событий. С другой стороны, известны предположения о доассинтском метаморфизме некоторых комплексов обоих регионов [13, 22]. Имеющиеся разногласия уже проанализированы [4, 7], и автор считает своей главной задачей сопоставление полученных данных, которое обнаруживает черты глубокого сходства обоих регионов, хотя ответы на некоторые вопросы и остаются неоднозначными.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ И СОСТОЯНИЕ ЗНАНИЙ
О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

Метаморфические комплексы Карпат обнажены в ряде горных массивов, основными из которых являются Южные, Восточные и Западные Карпаты и Северные Апусени, и вскрыты глубокими скважинами во

впадинах, разделяющих карпатские массивы (Трансильванской и Паннонской) и отделяющей Карпаты от Восточных Альп (Венский бассейн). Стратифицированные комплексы принадлежат к трем крупным группам, различающимся по степени метаморфизма и по возрасту. В целом самыми древними являются гнейсосланцевые комплексы, а наиболее молодыми — филлитовые. Главнейшие черты информации о возрасте метаморфических комплексов, общие для обоих регионов, отмечены ниже.

1. По метаморфическим комплексам Карпат и Восточных Альп, несогласно перекрытым молассами верхнего палеозоя, повсеместно получены варисские датировки.
2. Геохронологическое изучение детритогенных цирконов из гнейсосланцевых комплексов обоих регионов, выполненное U—Pb и Pb-изотопным методами, привело к результатам, превышающим 1500 млн. лет [2, 7] и определяющим нижний возрастной предел этих комплексов.
3. В обоих регионах известны определения, близкие к 500—530 млн. лет, что отвечает салаирскому, или сардскому тектогенезу. Кроме регионального метаморфизма и складчатости с этим рубежом было связано становление ряда гранитоидных интрузий, известных, например, в Южных Карпатах и Восточных Альпах. Некоторые из интрузий внедрены в зеленосланцевые комплексы и вызвали локальное повышение метаморфизма вмещающих пород. Роль салаирского метаморфизма по отношению к гнейсосланцевым комплексам в Карпатах и Восточных Альпах проанализирована ниже.
4. Ряд определений по гранитоидам, гнейсам и сланцам Восточных Альп и Западных Карпат отвечает промежуточным значениям между салаирским и варисским рубежами. Часть датировок отражает несомненно реальные события.
5. Для филлитовых комплексов, многие из которых палинологически датированы ордовиком (верхами кембрия) — нижним карбоном, зафиксирован варисский метаморфизм.
6. Установлена альпийская переработка пород.

Наряду с чертами сходства на восточноальпийском и западнокарпатском материале отсутствуют указания о дальсландском рубеже, намеченном по гнейсосланцевым комплексам в остальной части Карпат [4, 21], что становится одной из главных причин разногласий в оценке возраста самых древних комплексов. В Восточных Альпах и Западных Карпатах неизвестны также зеленосланцевые стратифицированные комплексы верхнего рифея — нижнего кембрия, широко развитые в большей части Карпат и в Балканах, датированные палинологически и метаморфизованные на салаирском рубеже 500—530 млн. лет назад [4]. Эта датировка подтверждается Pb-изотопными исследованиями галенита из рудопроявлений в зеленосланцевых комплексах. Величины, составляющие 570, 590 (дважды) и 610 млн. лет [23], отражают время образования руд, сингенетичных с вмещающими толщами Восточных Карпат.

ВОЗМОЖНОСТИ СОПОСТАВЛЕНИЯ СХЕМ ДОАЛЬПИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАРПАТ И ВОСТОЧНЫХ АЛЬП

Характер информации о метаморфических комплексах Восточных Альп и Карпат определяет общие моменты и существенные различия в трактовке возраста комплексов и времени их прогрессивного метаморфизма. В Восточных Альпах наиболее ранним обычно признается метаморфизм около 500—530 млн. лет назад с образованием гнейсосланцевых комплексов. Так была интерпретирована метаморфическая история основания массивов Эцталь [26] и Зауальпе [19], а потом и всей области Восточных Альп. U—Pb-датировки детритовых цирконов из гнейсосланцевых толщ привели Б. Грауэрта и др. [14] к выводу о том, что «наличие интенсивного регионального метаморфизма... в Альпах в интервале между 700 и 1500 млн. лет может быть исключено». Во всяком случае прямые данные о досалаирском (досардском) времени метаморфизма древнейших комплексов в Восточных Альпах отсутствуют¹. В Западных

¹ Заметим, что для гнейсов Южных Альп, иногда рассматривающихся в качестве комплексов возможных корневых зон ряда австрийских покровов [14], получены значения возраста около 950 млн. лет, интерпретируемые как время метаморфизма [7].

Карпатах ряд авторов также связывают первичный метаморфизм гнейс-сланцевых комплексов с тектоническим рубежом около 550 млн. лет [17]. В остальной части Карпат сложилась иная ситуация с геохронологией древнейших комплексов. Во-первых, здесь известны датировки метаморфизма, достигающие 850 (900) млн. лет [20, 21]. Во-вторых, для определения возраста гнейс-сланцевых комплексов важны их соотношения с зеленосланцевыми комплексами верхнего рифея — нижнего кембрия. Хотя в покровно-складчатом сооружении Карпат эти комплексы, как правило, тектонически разобщены, в ряде мест наблюдается угловое несогласие в основании зеленосланцевых комплексов, трансгрессивно перекрывающих гнейс-сланцевые. Аналогичные соотношения комплексов зафиксированы в Карпато-Балканидах Югославии и на периферии Сербско-Македонского массива. Этот факт приводит к выводу, что первичный метаморфизм гнейс-сланцевых комплексов был досалаирским, а сами породы имеют доверхнерифейский возраст. С этим согласуется и состав микрофитофоссилий, обнаруженных в ряде гнейс-сланцевых комплексов Карпат и принадлежащих к низам верхнего протерозоя. Наиболее древние из радиологических датировок (850—900 млн. лет) [20, 21] указывают на дальсландский метаморфизм. Таким образом, в доальпийской эволюции Карпат намечаются три тектонических рубежа с региональным метаморфизмом разной интенсивности. Продуктами дальсландского метаморфизма являются гнейс-сланцевые комплексы, на салаирском рубеже приобрели зеленосланцевый облик верхнерифейско-нижнекембрийские отложения, а варисский метаморфизм привел к преобразованию в филлитовые комплексы ниже- и среднепалеозойских толщ [4, 21].

Нужно отметить, что гнейс-сланцевые ярабская и кокавская серии Западных Карпат по палинологическим данным были отнесены к нижнему палеозою, а большая интенсивность метаморфизма пород этих серий была связана с контактовым воздействием гранитоидов. Однако Я. Каменьский [18] показал наложенность минеральной ассоциации, возникшей при контактовом метаморфизме, на более ранние метаморфические минеральные парагенезисы, а также выразил сомнения в надежности тех палинологических определений, на которых базируется отнесение к нижнему палеозою гнейс-сланцевых комплексов только в Западных Карпатах, что контрастирует с датировками аналогичных комплексов в других частях Карпат. Автор согласен с этими сомнениями и не склонен считать все гнейс-сланцевые комплексы Западных Карпат столь резко выпадающими из общерегиональной картины. Названия родов и видов встреченных органических остатков в публикациях Б. Цамбела и О. Чорны [8] и в других работах отсутствуют, а указания о находках спор или растительного детрита представляются недостаточными для отнесения всех метаморфических комплексов Татро-Вепорид к нижнему палеозою. Не исключена также возможность позднейшего привноса выявленных остатков. В существующей ситуации принадлежность некоторых гнейс-сланцевых комплексов Татро-Вепорид, как и других частей Карпат, к верхнему протерозою остается вероятной.

При сопоставлении эволюции Карпат и Восточных Альп прежде всего фиксируется общность варисского тектогенеза и метаморфизма с образованием филлитов по отложениям нижнего—среднего палеозоя. Радиогеохронометрическая информация не позволяет также игнорировать в обоих регионах рубеж около 500—530 млн. лет назад с прогрессивным метаморфизмом исходных толщ, образовавшихся в геосинклинальных прогибах, называемых иногда [7, 27] каледонскими, но по мнению автора, наиболее точным определением зафиксированного рубежа служит термин «салаирский» (сардский). Дискуссионным представляется вопрос о природе геологических событий на этом рубеже. Наряду с указанной выше интерпретацией возможен и другой характер событий в Восточных Альпах, что вытекает именно из сопоставления с карпатским материалом. Последний является объективно более благоприятным для расшифровки самых ранних стадий доальпийской эволюции, и его преимущест-

ва заключаются прежде всего в наличии трех групп различно датированных метаморфических комплексов, позволившем обосновать здесь три этапа прогрессивного метаморфизма, самый ранний из которых был связан с дальсландским тектогенезом. Таким образом, основное противоречие между схемами доальпийской эволюции, предложенными для Карпат и Восточных Альп, заключается в количестве этапов регионального метаморфизма, времени наиболее раннего из них и характере метаморфических процессов на салаирском рубеже. Именно в попытке разрушения указанного противоречия заключается сущность выполняемой работы.

Если согласиться с безошибочностью схем эволюции, предложенных для Карпат и Восточных Альп, то нужно сделать следующие выводы. Оба региона испытали общие фазы тектогенеза и метаморфизма на варисском и салаирском рубежах, причем события на варисском рубеже были аналогичны, а салаирские существенно различались. На западе метаморфизм привел к образованию гнейсослюдносланцевых комплексов, а на востоке исходные толщи испытали лишь зеленосланцевый метаморфизм, оказавшийся регрессивным по отношению к гнейсосланцевым комплексам. Этот вариант сопоставления предполагает, очевидно, и гораздо большую скорость эволюции коры на западе территории. Это следует из одновременного становления континентальной коры в обоих регионах после варисского тектогенеза при более позднем (салаирском) начале этого процесса в Восточных Альпах и Западных Карпатах по сравнению с остальной частью Карпат, где первые блоки с гранитно-метаморфическим слоем коры образовались на дальсландском рубеже. Аналогичность каледоно-варисских событий в обоих регионах показывает, что эти различия в скоростях эволюции ограничивались докаледонскими этапами.

С другой стороны, петрографическое сходство гнейсосланцевых комплексов Восточных Альп и Карпат наряду с близостью многих радиологических датировок делает весьма вероятной одновозрастность этих комплексов и общность их дальнейшей эволюции в регионах, представляющих соседние звенья Средиземноморского пояса. В этом случае приходится допустить, что первичный метаморфизм ряда гнейсослюдносланцевых комплексов в Восточных Альпах и Западных Карпатах, как и в остальной части Карпат и на Балканах, был связан с досалаирским тектоническим рубежом, что и предполагается рядом авторов. Так, М. Магел [22], различая в Восточных Альпах коральмский и клейнальмский кристаллические комплексы, пришел к заключению о проявлении двух доварисских фаз метаморфизма разной интенсивности. Х. Ферстер и Я. Леонхардт [13] также считали гнейсы и слюдяные сланцы Эцталль из основания Верхнеавстрийского покрова продуктами дорифейского метаморфизма. Я. Каменицкий и И. Крал [16] предполагали, что «главная орогения», затронувшая гнейсосланцевые комплексы Западных Карпат, имела место около 900 млн. лет назад. М. Магел [22] различал здесь «палеобайкальский» и «байкальский» метаморфизм, продукты первого из которых образуют ярабскую серию. При таком подходе салаирский метаморфизм в Восточных Альпах оказывается наложенным на ранее образованные гнейсослюдносланцевые комплексы и вызвавшим их тектоно-термальную переработку с почти полной гомогенизацией пород, что отразилось на радиогеохронометрических результатах. Те же явления были намечены при анализе древнейшей истории Карпат [4] и при интерпретации Rb—Sr-изохроны, полученной по гнейсам и мигматитам Огражденского блока в Балканах и равной 548 ± 30 млн. лет [3]. О салаирском этапе развития в Восточных Альпах и Западных Карпатах нужно заметить следующее. С одной стороны, низы филлитовых комплексов Восточных Альп могут принадлежать к инфракембрию [13], а в Западных Карпатах такой возраст могут иметь пезинок-пернекская и кокавская «группы» [22]. С другой стороны, автор считает очень вероятным изначальное отсутствие в Восточных Альпах и Западных Карпатах салаирских геосинклинальных трогов. Косвенно в пользу этого допущения сви-

детельствует характер латеральных изменений в строении салаирских прогибов, выявленных по соседству в пределах карпато-балканской части геосинклинальной области [4]. Во-первых, состав геосинклинальных вулканитов постепенно изменяется от преимущественно основного на Балканах через примерно равную роль основных и кислых пород в Южных Карпатах к преобладанию кислых продуктов в Восточных Карпатах и районе Северные Апусени. Во-вторых, если дальсландиды Балкан и Южных Карпат, кроме Супрагетикума, были незамедлительно вовлечены в геосинклинальное прогибание уже в позднем рифее, то дальсландиды более северных частей региона (Восточных Карпат и района Северные Апусени) превратились на салаирском этапе в воздымавшиеся блоки, а геосинклинальное прогибание сосредоточилось между ними. В итоге логичным выглядит предположение о сохранении наибольшей подвижности на салаирском этапе в южнокарпатско-балканской части геосинклинальной области, меньшей активности в районе Северные Апусени — Восточные Карпаты и проявлении только салаирского тектогенеза и метаморфизма при отсутствии предшествующего прогибания в Западных Карпатах и Восточных Альпах. Косвенный аргумент в пользу постепенного выклинивания салаирской геосинклинали в западном направлении был приведен В. Е. Хайным [5], отметившим квазиplatformный, или рифтогенный характер вендско-кембрийских отложений к западу от Альп, на Иберийском полуострове.

Что касается каледонского рубежа, то, с одной стороны, известны указания о повышении тектоно-магматической активности в Восточных Альпах и Западных Карпатах в конце ордовика — начале силура с накоплением щелочных и нормальных вулканитов, внедрением гранитоидов и метаморфизмом около 420—450 млн. лет назад. Это позволяет предположить, что с каледонским рубежом было связано завершение деформации ранее образованной коры и раскрытие палеорифта в Восточных Альпах и Западных Карпатах [1]. С другой стороны, в обоих регионах каледонские движения не сопровождались складчатостью и не вызвали палеогеографической перестройки, а формационный ряд отложений ордовика — нижнего карбона характеризуется естественной целостностью, отражающей единство каледоно-варисского этапа [1]. Таким образом, правомерным представляется заключение о заметной активизации на каледонском рубеже в Восточных Альпах и Западных Карпатах и о меньшей значимости этого рубежа по сравнению с другими. Кроме того, каледонские события имели преимущественно деструктивную природу в отличие от процессов на других рубежах, что также не позволяет ставить каледонский рубеж в эволюции данной области в один ряд с другими рубежами.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ВАРИАНТОВ ДОАЛЬПИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КАРПАТ И ВОСТОЧНЫХ АЛЬП

При оценке вероятности предложенных схем доальпийской эволюции Карпат и Восточных Альп необходимо заметить, что вариант, разработанный на восточноальпийском материале и предполагающий первичный метаморфизм около 500 млн. лет назад, не может быть распространен на большую часть Карпат. С другой стороны, схема, предложенная для большей части Карпат, фиксирующая три этапа доальпийского метаморфизма и датирующая самый ранний из них 850—900 млн. лет, возможно, справедлива и для Восточных Альп, хотя и не имеет здесь в настоящее время прямых подтверждений. В результате выбор должен быть сделан между единообразным трехэтапным доальпийским развитием обоих регионов при частных различиях между ними и двухэтапной эволюцией Восточных Альп и Западных Карпат, существенно отличавшейся от трехэтапного развития большей части Карпат и Балкан. Для оценки этих вариантов попробуем привлечь косвенные данные.

1. Протерозойские геологические события зафиксированы в ряде горных массивов Венгрии и в породах основания Паннонской впадины, где

получены Rb—Sr-определения в 821, 858 и 889 млн. лет, отражающие время метаморфизма гнейсослюдяносланцевых комплексов [15] и близкие к дальсландскому рубежу в Карпатах. Один из таких блоков представляет единица Бачка в основании Паннонской впадины [28] между городами Сольнок и Сегед, содержащая гнейсосланцевый комплекс, аналогичный [11] серии Сомеш, гранитоидам и мигматитам Кодру гор Северные Апусени. На северо-востоке Паннонской впадины (южнее г. Дебрецен) бурением вскрыты слюдяные сланцы с Rb—Sr-возрастом около 840 млн. лет [15].

2. В брненской части Богемского массива, прилегающей к Западным Карпатам, K—Ar-датировки [12] указывают на возможность существования досалаирских элементов [9]. Это предположение подкрепляется и Rb—Sr-изохроной в 796 ± 49 млн. лет [25] по гнейсам Битеш на юге Богемского массива. Здесь же выявлен наложенный метаморфизм на рубеже около 600 млн. лет [9], т. е. несколько более ранний, чем метаморфизм в Карпатах. Получив для гнейсов Битеш Rb—Sr-определение, равное 570 ± 44 млн. лет, В. Морауф и Е. Ягер [24] подчеркнули, что гнейсы Богемского массива отличаются более древними датировками от аналогичных пород Восточных Альп, с которыми их обычно сопоставляют австрийские геологи. Здесь ясно просматривается аналогия с различиями в датировках гнейсосланцевых комплексов основания Паннонской впадины и Западных Карпат. В обоих случаях комплексы, участвующие в строении альпийского сооружения, обнаруживают более молодые датировки по сравнению с близкими по составу толщами в структурных элементах, соседних с альпийским орогеном. Следует также принять во внимание пространственные соотношения между блоками с наиболее древними датировками и горным сооружением. Паннонская впадина и Богемский массив находятся по разные стороны от Карпатского орогена, и нет никаких оснований предполагать обратным их первичное относительное расположение. Во всяком случае наличие досалаирских датировок по разные стороны от Альпийско-Карпатского сооружения поблизости от Восточных Альп и Западных Карпат делает вероятным присутствие досалаирских комплексов и в его пределах, т. е. склоняет автора в пользу предположения о досалаирском возрасте и интенсивном радиологическом омоложении древнейших комплексов Восточных Альп и Западных Карпат на более поздних этапах развития.

3. Близость наибольших значений возраста (1500, 1700 и 1900 млн. лет), полученных по терригенным цирконам из парагнейсов Восточных Карпат [2] и Среднеавстрийских элементов Восточных Альп [7], позволяет предполагать существование общего источника сноса материала при накоплении первичных отложений, а заметное преобладание среди них терригенных продуктов говорит о близости области размыва, поставившей материал в древнейшие прогибы, принадлежавшие, вероятно, к одному тектоническому этапу. В пределах орогена Восточных Альп и Карпат таких блоков выявить не удастся, но радиометрические данные по основанию Паннонской впадины [15] указывают на наличие здесь реликтов блоков с временем консолидации, близким к возрасту изученных цирконов. Породы с K—Ar-возрастом в 1270 и 1400 млн. лет вскрыты также в основании прогиба между Западными Карпатами и Богемским массивом.

4. Общим для докаледонских комплексов Карпат и Восточных Альп является глубокое радиологическое омоложение на более поздних фазах тектогенеза. В Карпатах на материале зеленосланцевых комплексов верхнего рифея — нижнего кембрия выявляется не ближайший салаирский, а последующий варисский тектогенез, и такая природа варисских датировок часто подтверждается палинологическими данными. Аналогично по гнейсосланцевым комплексам обоих регионов чаще фиксируется салаирский рубеж, с которым, вероятно, было связано омоложение древнейших комплексов, а не их первичный метаморфизм. В Восточных Альпах очевидна также большая интенсивность альпийского метаморфизма, вызвавшего глубокое преобразование и ряда мезозойских комп-

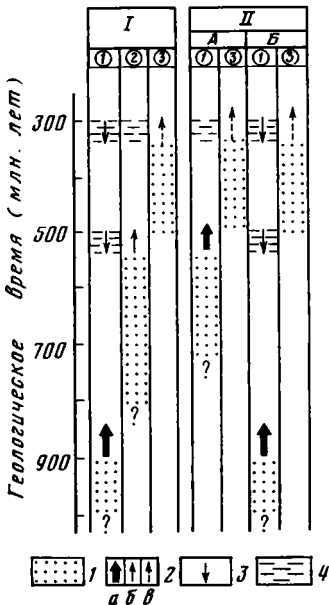
лексов. В такой ситуации маловероятным является сохранение первичных датировок самых древних комплексов молодого орогена.

5. В соседних с альпийским орогеном зонах среднеевропейских вассид позднепротерозойские (800—600 млн. лет) отложения, накапливавшиеся на ранее консолидированной коре [29], были метаморфизованы моложе 600 млн. лет назад. Таким образом, и здесь выявляются два рубежа в доварисской эволюции: ранее 800 и позднее 600 млн. лет назад, которые близки к намеченным в Карпатах.

Геохронологическая информация и отмеченные косвенные соображения позволяют следующим образом оценить возможность корреляции основных тектонических рубежей в доальпийской эволюции Карпат и Восточных Альп.

1. Сходство в строении и степени метаморфизма доверхнепалеозойских комплексов, как и участие их в едином покровно-складчатом сооружении, делают логичным поиск общей схемы становления и последующих преобразований этих комплексов в обоих регионах.

2. Из намеченных вариантов доальпийской эволюции предпочтительнее выглядит схема, предложенная для Карпат, хотя преждевременно и неправомерно было бы утверждать ее обязательность и для Восточных Альп.



Сопоставление основных общих рубежей в доальпийской эволюции различных комплексов Карпат и Восточных Альп. Номера в кружках: 1 — гнейс-ослюдяносланцевые, 2 — зеленосланцевые и 3 — филлитовые комплексы. I — Южные и Восточные Карпаты, горы Северные Апусени, II — Восточные Альпы и Западные Карпаты (А и Б — различные варианты интерпретации, объяснения которых приведены в тексте). 1 — седиментация и вулканизм; 2 — прогрессивный метаморфизм, вызвавший образование: а — гнейс-ослюдяносланцевых, б — зеленосланцевых и в — филлитовых комплексов; 3 — диафторез; 4 — радиологическое омоложение

3. Исходя из трехэтапной схемы эволюции автор считает более вероятным образование гнейс-ослюдяносланцевых комплексов обоих регионов на дальсландском рубеже при метаморфизме исходных слоистых толщ. Этот вывод более доказан для Восточных и Южных Карпат и гор Северные Апусени, а для Западных Карпат и Восточных Альп представляет вероятное предположение.

4. События на салаирском (сардском) рубеже имели разную природу в обоих регионах, хотя сущность различий может быть истолкована двояко. В большей части Карпат (и на Балканах) исходные вулканогенно-осадочные комплексы, возникшие в салаирских геосинклинальных трогах, испытали на рубеже около 500—530 млн. лет назад прогрессивный зеленосланцевый метаморфизм. В Восточных Альпах и Западных Карпатах либо региональный метаморфизм имел гораздо большую интенсивность (рисунок, вариант II, А), либо образования салаирских трогов в этом регионе сегодня не выявлены, а более древние комплексы претерпели на этом рубеже глубокое радиологическое омоложение (рисунок, вариант II, Б). Второй вариант представляется автору более вероятным. Одновременно нужно подчеркнуть, что стратифицированными

продуктами салаирских прогибов в Восточных Альпах и Западных Карпатах могут оказаться низы некоторых филлитовых комплексов, предположения об инфракембрийском возрасте которых были высказаны [13, 22]. Для большей определенности в этом вопросе нужны дальнейшие исследования, например палинологические.

5. Следующий переломный момент в эволюции Восточных Альп и Карпат связан с варисским тектогенезом, сопровождавшимся региональным метаморфизмом, приведшим к образованию филлитовых комплексов, материал которых накопился в раннем — среднем палеозое. Варисский тектогенез (300—330 млн. лет назад) вызвал также повторное радиологическое омоложение ранее образованных метаморфических пород. Формационный ряд отложений нижнего — среднего палеозоя и отсутствие структурных перестроек свидетельствуют о единстве каледоно-варисского этапа в обоих регионах, хотя Восточные Альпы и Западные Карпаты отличались большей ролью каледонских движений, результатом которых, вероятно, стало окончательное раскрытие палеорифта. Главным следствием варисского тектогенеза явилось повсеместное становление континентальной земной коры, испытавшей позднее значительную деформацию при заложении альпийских прогибов.

Наличие в Восточных Альпах и Карпатах отмеченных общих рубежей позволяет предварительно оценить положение обоих регионов относительно Палеотетиса, разделявшего Гондванский и Лавразийский материки. В Центральной и Западной Европе были намечены [10] три крупные широтные палеотектонические зоны с разным характером доальпийской эволюции, составлявшие в совокупности северную окраину позднего Прототетиса и Палеотетиса. Наличие рубежей около 500—530 и 300—330 млн. лет назад определенно сближает древние комплексы Восточных Альп и Карпат с толщами самой южной из этих зон, названной авторами Лигеро-Молданубской. Кроме того, верхнерифейско-нижнекембрийские отложения Карпат резко отличаются от одновозрастных отложений на северной периферии Гондваны, сложенных красноватными молласами, эвапоритами, субаэральными вулканитами [6] и отражающими совершенно иной режим развития. Эти факты показывают, что метаморфические комплексы Карпат и Восточных Альп сформировались в области, бывшей в палеозое самой внутренней из зон северной периферии Палеотетиса и отличавшейся от Перигондванской области [1].

Литература

1. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Бойко А. К., Бартицкий Е. Н., Телякова Н. В. Новые данные по U—Pb-датированию терригенных цирконов из древнейшей толщи Мармарошского массива.— Геол. журн., 1982, № 3, с. 123—127.
3. Лилов П., Загорчев И., Пеева И. Rb—Sr-изохронные данные о возрасте метаморфизма Огражденского комплекса горы Малешевской.— Geol. Balcanica, 1983, с. 13, № 2, с. 31—40.
4. Рудаков С. Г. Тектонические этапы домезозойского развития Карпат.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 7, с. 102—113.
5. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
6. Below A. A. The main development stages and epochs of tectonic activity in the Mediterranean-Alpine folded area in Paleozoic. Intern. Geol. Correl. Progr., Project № 5.— Newsletter, 1981, № 3, p. 28—34.
7. Bögel H., Morteani G., Sassi F. P., Satir M., Schmidt K. The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps.— Neues Jahrb. f. Geologie u. Paläontol., Abhandl., 1979, B. 159, H. 1, S. 87—112.
8. Cambel B., Čorna O. Stratigrafia kristaličeskogo osnovania massiva Malych Karpat v svete palinologičeskich issledovanij.— Geol. zborn. Slov. akad. vied, 1974, t. 25, № 2, p. 231—241.
9. Chab J., Suk M. The metamorphic development of the Bohemian Massiv on the Czechoslovak territory.— Sborn. geol. ved. Geologie, 1978, t. 31, p. 109—124.
10. Cogne J., Wright A. E. L'orogene cadomien.— Memor. Bureau rech. geol. et miniers, 1980, № 108, p. 29—55.
11. Dimitrescu R. Hypothese sur la structure du soubasement du secteur Sud-Oriental de la Depression Pannonique.— Rev. roum. Geol., Geophys., Geogr. Ser. Geologie, 1981, t. 25, p. 31—36.

12. *Dudek A., Melkova J.* Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch.—*Vestn. Ustredn. Ust. Geol.*, 1975, t. 50, № 5, p. 257—264.
13. *Förster H., Leonhardt J.* Die Ötztaler Masse — ein präkambrisches Element in den Ostalpen? — *Geol. Rundschau*, 1972, B. 61, H. 1, S. 69—87.
14. *Grauert B., Hännny R., Soptrajanova G.* Age and Origin of Detrital Zircons from the Pre-Permian Basements of the Bohemian Massif and the Alps.—*Contrib. Mineral. Petrologie*, 1973, v. 40, № 2, p. 105—130.
15. *Jantsky B.* Geologische Entwicklungsgeschichte der präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken.—*Nova Acta Leopoldina*, 1976, N. F., B. 45, № 224, S. 303—334.
16. *Kamenický J., Kral J.* Poznamky k problematike vyvoja a stavby krystalnika v širšom priestore bradloveho pásma Západných Karpat. Tectonicke profily Západných Karpat. Bratislava, 1979, S. 59—64.
17. *Kamenický J.* Neue Erkenntnisse über den Bau des Kristallins des Westkarpaten.—*Zeitschr. f. angewandte Geologie*, 1982, B. 28, H. 6, S. 257—261.
18. *Kamenický J.* Problemes actuels de la stratigraphie du cristallin des Carpates Tchechoslovaques.—*Anuar. Inst. Geol. și Geofiz.*, 1980, v. 57, p. 185—198.
19. *Kleinschmidt G., Sassi F. P., Zanferrari A.* A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps).—*Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläontol., Monatshefte*, 1976, H. 10, S. 653—670.
20. *Kräutner H. G.* Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians.—*Anuar. Inst. Geol. et Geophys.*, 1980, v. 57, p. 229—296.
21. *Kräutner H. G., Kräutner F., Tănăsescu A., Neacsu V.* Interpretation des ages radiometriques K/Ar pour les roches metamorphiques régénérées.—*Anuar. Inst. Geol. et Geophys.*, 1976, v. 50, p. 167—229.
22. *Mahel M.* Some characteristics of the development and structure of the individual alpine segments.—*Geol. zborn., Geologica Carpathica*, 1973, v. 24, № 1, p. 5—22.
23. *Minzatu S., Lemne M., Vişdea E., Tănăsescu A., Ionciță M., Tiepac I.* Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România.—*Dări de Seama ale Șed. Inst. Geol. Geofiz.*, 1975, v. 61/5, p. 85—111.
24. *Morauf W., Jäger E.* Rb—Sr whole rocks ages for the Bites gneiss, Moravicum, Austria.—*Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteil.*, 1982, B. 62, H. 2, S. 327—334.
25. *Scharbert S.* Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertel.—*Arbietst. geol. Bundesanstalt. Wien*, 1977, S. 11—17.
26. *Schmidt K., Jäger E., Grunenfelder M., Grögler N.* Rb—Sr und U—Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges.—*Eclogae Geol. Helvet.*, 1967, v. 60, № 2, p. 529—536.
27. *Schönlaub H. P., Scharbert S. M.* The early history of the Eastern Alps.—*Zeitschr. Deutsche geol. Gesellschaft*, 1978, B. 129, H. 2, S. 473—484.
28. *Szederkenyi T.* Model for the presentation of Variscan and pre-Variscan events along the Hungarian part of Geotraverse «C».—*IGCP, Project № 5. Newsletter*, 1980, № 2, p. 64—66.
29. *Zwart H. J., Dornsiepen U. F.* The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe; a tentative model. *Intern. Geol. Congress, Colloque C6, Geologie de l'Europe*, 1980, p. 226—232.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
21.X.1983

УДК 551.242(234.9)

ПЭКА В., СНЕЖКО Е. А.

О ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ПЕРЕДОВОЙ ХРЕБТ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА)

Предлагается схема формирования основных особенностей структуры восточного отрезка зоны Передового хребта — Тырнаузского рудного поля в результате гравитационного сползания среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ на отложения верхнего палеозоя. Обсуждается вероятность этой схемы в связи с трудностью объяснения шарьяжей как следствия горизонтальных сжимающих усилий.

ВВЕДЕНИЕ

Зона Передового хребта хорошо известна на протяжении свыше 200 км от р. Баксан на востоке до р. Белой на западе. Она сложена преимущественно среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными породами, имеет на западе ширину до 40 км, но восточнее р. Малки сильно сужается и в Тырнаузском рудном поле имеет ширину около 2 км. На севере зона граничит с кристаллическими сланцами Бечасынской зоны, на юге — с мигматитами и гранитоидами зоны Главного хребта. Полоса, прилегающая к последней, отличается особенно сложным строением и получила название Тырнауз-Пшекишской шовной зоны.

До недавнего времени строение зоны Передового хребта трактовалось в основном как сочетание нескольких продольных блоков, испытывавших значительные относительные вертикальные перемещения по сбросам [6, 11, 17]. Но в последние годы в ее структуре были установлены пологие надвиги — шарьяжи, и многие геологи связывают их формирование с горизонтальными движениями [2, 4, 8, 15, 23, 24].

Тырнаузское рудное поле, представляющее собой восточный отрезок Тырнауз-Пшекишской зоны и всей зоны Передового хребта, изучено много детальнее, чем другие участки. В последнее время А. А. Курдюковым и В. С. Исаевым в процессе детального геологического картирования рудного поля установлены и здесь пологие тектонические нарушения, которые они рассматривают как связанные с поддвигами [15, 16].

Возможна, однако, и иная интерпретация имеющихся данных, сохраняющая ранее господствовавшие представления о преобладающей роли вертикальных движений, но учитывающая и вероятность горизонтальных гравитационных перемещений крупных комплексов горных пород.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ

Геологическое строение Тырнаузского рудного поля рассматривается в ряде работ [15, 16, 18]. Ниже приводится лишь схематическое его описание, достаточное в аспекте вопросов, которые мы имеем в виду обсудить (рис. 1). На юге рудное поле ограничено Южным сбросом, отделяющим его от кристаллических пород зоны Главного хребта. На севере среднепалеозойские породы рудного поля граничат с толщей конгломератов и песчаников среднего — верхнего карбона, а последние — с кристаллическими сланцами северной «рамы» зоны Передового хребта.

Примерно в средней части рудного поля имеется Центральный сброс, разделяющий его на два блока — северный и южный. Центральный сброс и среднепалеозойские породы, слагающие северный блок, имеют субширотное простирание и с таким простиранием прослеживаются далеко на запад. Северный блок является, несомненно, восточным отрезком зоны Передового хребта.

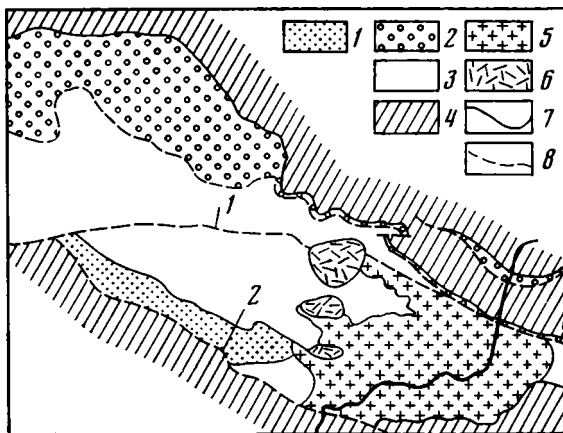


Рис. 1. Схема строения Тырныаузского рудного поля

1 — песчаники и глинистые сланцы нижней юры — мукуланская свита; 2 — песчаники и конгломераты среднего — верхнего карбона; 3 — осадочно-вулканогенный комплекс среднего палеозоя; 4 — кристаллические сланцы зон Главного хребта и Бечасынской; 5 — эльджуртинский гранит; 6 — липариты; 7 — контакты стратиграфические и интрузивные; 8 — контакты тектонические; цифры в кружках: 1 — Центральный сброс, 2 — Южный сброс.

Южный сброс имеет простирание СЗ 300° и в западной части рудного поля причленяется к Центральному сбросу. В результате южный блок, имеющий в восточной части ширину около 2 км, на западе выклинивается. Он расположен в сущности уже за пределами зоны Передового хребта, и наличие его здесь требует объяснения.

В южном блоке также преобладают среднепалеозойские породы, но в юго-западной части на значительном протяжении прослеживается контакт их с нижнеюрской песчано-сланцевой мукуланской свитой. Этот контакт многими считается тектоническим. Но согласиться с таким суждением трудно, так как в ряде естественных обнажений и в двух кваршлагах, пересекающих этот контакт на разной глубине, никаких признаков его тектонической природы усмотреть нельзя. Более вероятно, что нижнеюрские породы залегают на среднепалеозойских стратиграфически несогласно.

Все породы южного блока, хотя и в разной степени, метаморфизованы, и к контактам мраморов с биотитовыми роговиками приурочены рудоносные скарны месторождения. В свое время эти проявления гидротермального метаморфизма связывали с залегающим в южном блоке на глубине массивом эльджуртинского гранита. Но позже оказалось, что последний несомненно моложе метаморфизма пород кровли. Все породы южного блока имеют очень крутое падение, а кровля эльджуртинского гранита имеет в общем пологое падение на юг. Поэтому уже давно было высказано предположение [18], что магма эльджуртинского гранита внедрилась механически, и пологий, явно несогласный с залеганием пород кровли, верхний контакт интрузива был предопределен тектоническим контактом — надвигом, существовавшим в толще вмещающих пород. В свое время мы предположили, что такой надвиг является одним из важнейших структурных элементов всего рудного поля [20]. Отметим также, что на крутом южном склоне хребта — основного орографического элемента южного блока известен крупный оползень, нарушающий одно из рудных тел месторождения и поэтому установленный достоверно. В процессе строительства карьера было отмечено медленное сползание частей хребта на юг, т. е. оползневые движения, происходящие в настоящее время.

В северном блоке, в его западной части, среднепалеозойские породы прилегают не непосредственно к кристаллическим сланцам, а отделены от них полосой конгломератов и песчаников с флорой среднего — верхнего карбона. Вначале предполагалось, что толщина этих конгломератов

залегают стратиграфически несогласно как на кристаллических сланцах, так и на среднепалеозойских породах [19]. В последние годы детальное картирование показало, что в западной части среднепалеозойские породы залегают на конгломератах среднего — верхнего карбона по пологому контакту, и это подтверждено пробуренной здесь скважиной. Восточнее этот контакт становится более крутым, а дальше широкая полоса конгломератов, которыми сложен хребтик широтного простирания, сменяется подстилающими их кристаллическими сланцами. Вероятно, раньше конгломераты распространялись и дальше на восток, но были затем эродированы. Об этом косвенно свидетельствует то, что восточнее, в глубоко врезанной долине р. Баксан, среди кристаллических сланцев имеется клиновидный блок пород среднего — верхнего карбона. Северный контакт его с кристаллическими сланцами представляется стратиграфическим и склоняется на юг под углом около 45° . Южный контакт его, несомненно тектонический, падает на юг более полого, и в связи с этим блок конгломератов имеет в нижней части склонов долины р. Баксан ширину более 100 м, а выше выклинивается.

На карте (см. рис. 1) широкая субширотная полоса этих конгломератов на востоке заканчивается, но здесь к ней с юга примыкает узкая полоска конгломератов. Последние залегают стратиграфически несогласно на кристаллических сланцах и падают под углом около 45° на юг под филлиты, являющиеся нижним горизонтом толщи среднепалеозойских пород. Характер контакта последних с конгломератами представляется неясным; местами к нему приурочены линзообразные тела кварцево-карбонатных пород. По литологическому составу конгломераты этой пачки сходны с конгломератами среднего — верхнего карбона, но объяснить столь значительные различия в мощности и характер связи их не легко.

Контакт среднепалеозойских пород с кристаллическими сланцами прослеживается дальше на восток, приобретает запад — северо-западное простирание. Здесь он на глубине подсечен скважиной 112, подтвердившей его падение на юг под углом около 45° и приуроченность к нему тонкой пачки конгломератов (на рис. 1 ширина этой пачки конгломератов показана вне масштаба).

Значительная протяженность этой пачки конгломератов при ее небольшой мощности и трудность толкования места сопряжения ее с широкой полосой конгломератов среднего — верхнего карбона привели нас в свое время к выводу, что эти конгломераты являются базальным горизонтом среднепалеозойских отложений [19]. Однако позже в сланцах, входящих в состав этой пачки конгломератов, была найдена флора среднего — верхнего карбона. Если эта пачка конгломератов действительно является базальным горизонтом толщи среднепалеозойских пород, то это единственное место на Северном Кавказе, где известно основание среднепалеозойских пород. Более вероятным, однако, представляется другое решение, — что пачка этих конгломератов тождественна конгломератам среднего — верхнего карбона. Во всяком случае в западной части рудного поля средневерхнекаменноугольный возраст пород широкой полосы конгломератов установлен достаточно достоверно. На хребте Гитче-Тырныуз, на этих конгломератах залегают среднепалеозойские породы при пологом контакте между ними. На карте (см. рис. 1) это проявляется в резком изгибе этого контакта на хребте в виде дуги, открытой на юг. Тектоническая природа контакта не подлежит сомнению.

ВЕРОЯТНАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ

В соответствии с гипотезой о дальнейшем значении в структуре складчатых зон поддвигов [1, 8] тектонический контакт между филлитами среднего палеозоя и конгломератами верхнего палеозоя и некоторые другие тектонические контакты в рудном поле рассматриваются [15, 16] как следствие подвига кристаллических сланцев Бечасынской зоны

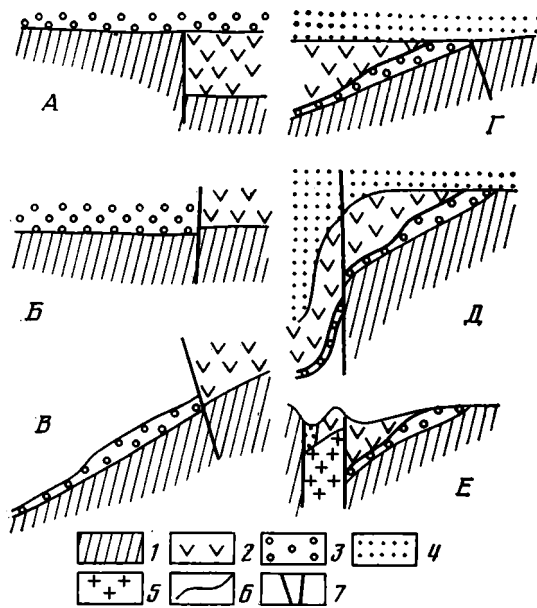


Рис. 2. Предполагаемая последовательность формирования основных особенностей структуры рудного поля
 1 — кристаллические сланцы; 2 — осадочно-вулканогенный комплекс среднего палеозоя; 3 — конгломераты и песчаники среднего — верхнего карбона; 4 — нижняя юра; 5 — эльджуртинский гранит; 6 — контакты стратиграфические; 7 — контакты тектонические

вместе с перекрывающими их несогласно конгломератами среднего — верхнего карбона на юг под среднепалеозойские породы.

Но такие же взаимоотношения этих пород могли возникнуть и в результате вертикального перемещения соседних блоков и последующего сползания части поднятого блока на блок опущенный. Вероятная последовательность событий изображена на рис. 2.

Среднепалеозойские породы могли сползти только с севера. Основным аргументом против такой гипотезы может считаться то, что к северу от Тырнаузского рудного поля среднепалеозойских пород нет. Но можно ли утверждать, что их и раньше там не было? Зона Передового хребта в восточной части сильно сужается и на севере ограничена кристаллическими сланцами. Но последние как таковые образовались, несомненно, на глубине под мощным покровом более молодых пород, и вполне вероятно, что среди них были и среднепалеозойские. Некоторым подтверждением этому могут служить выходы вулканогенных пород, известные значительно севернее Тырнаузской зоны, вблизи Малкинско-го массива ультрабазитов [2].

Южный блок, соответствующий теперь Тырнаузскому рудному полю, был позже поднят, вся толща перекрывающих его пород эродирована, и на этой эродированной поверхности кристаллических сланцев теперь залегают конгломераты среднего — верхнего карбона. Но в блоке, расположенном севернее, вся толща среднепалеозойских пород, залегавших на кристаллических сланцах, могла сохраниться (рис. 2, А). Если затем этот блок был поднят, то среднепалеозойские породы могли оказаться гипсометрически выше конгломератов среднего — верхнего карбона в соседнем к югу блоке (рис. 2, Б). Но в нем контакт кристаллических сланцев с конгломератами, слоистость последних и в той или иной степени эродированная поверхность их приобрели, очевидно, уже после верхнего карбона довольно значительный наклон на юг. Такой наклон их распространялся скорее всего и на южную часть блока, расположенного севернее. Сползание с него части толщи среднепалеозойских пород со свитой филлитов в основании на юг, на конгломераты, представляется

вполне вероятным (рис. 2, В). Поверхности скольжения могли возникнуть и в самой толще среднепалеозойских пород, и смещения по ним могли привести к нарушениям, которые легко принять за надвиги.

Поверхности скольжения могли возникнуть и в толще кристаллических сланцев, и тогда сравнительно просто объясняется наличие упоминавшегося выше по долине р. Баксан клиновидного блока конгломератов среднего — верхнего карбона среди кристаллических сланцев и сдвигание здесь стратиграфического контакта этих пород.

Наклон на юг конгломератов и стратиграфического контакта их с кристаллическими сланцами имеется сейчас только в рудном поле, а севернее поверхность контакта конгломератов с кристаллическими сланцами, по-видимому, более пологая, или горизонтальная. Но и после верхнего карбона этот северный блок продолжал подниматься — конгломераты в нем в значительной степени эродированы. Поднятие его возобновилось и после нижней юры, так как в его пределах кое-где сохранились нижнеюрские породы, но на гипсометрических отметках почти на 1 км выше, чем к западу и востоку от меридиана Тырнаузского рудного поля. Такое поднятие этого блока могло привести к выполаживанию в нем поверхности, ранее наклоненной на юг.

Породы нижней юры перекрывали, видимо, стратиграфически несогласно как кристаллические сланцы, так и сползшие раньше на конгломераты среднепалеозойские породы (рис. 2, Г). Нижнеюрские породы находятся теперь в основном в южном блоке рудного поля, следовательно, он был в свое время опущен по сравнению с северным блоком на большую глубину. Такое опускание его сопровождалось флексурным изгибом залегающих выше пород, а вероятно, также некоторым проскальзыванием их, в результате чего они приобрели в этом блоке более крутое падение, чем в северном блоке (рис. 2, Д).

Этим мы и закончим возможное объяснение залегания среднепалеозойских пород на верхнепалеозойских конгломератах, взаимоотношения северного и южного блоков рудного поля и залегание именно в последнем нижнеюрской мукуланской свиты. Эта схема не претендует на расшифровку всей истории формирования очень сложной структуры Тырнаузского рудного поля, схематический разрез которого, как он представляется в настоящее время, показан на рис. 2, Е.

При рассмотрении рис. 2 может создаться впечатление, что при формировании структуры рудного поля горизонтальные сжимающие усилия, с которыми обычно связана складчатость, вообще здесь не проявились. Имея в виду предложенную схему, трудно выделить, какие именно нарушения в залегании пород могут быть отнесены за счет деформаций, связанных с оползанием, и какие — за счет складчатости. Но нет сомнения, что при формировании структуры рудного поля породы его подверглись также и значительному сжатию. Об этом свидетельствует хотя бы наличие ясно выраженной закономерной ориентировки зерен кальцита в мраморах южного блока и образование надвига, определившего положение кровли эльджуртинского гранита. Но и на поздних стадиях формирования структуры рудного поля, по-видимому, доминирующее значение имели вертикальные движения — значительное поднятие южного блока, ограниченного на севере обновленным Центральным сбросом, а на юге — Южным сбросом. Может быть, такое поднятие его связано с внедрением эльджуртинского гранита. Но все эти события имели место значительно позже, и попытка расшифровки их представляет собой трудную самостоятельную задачу.

ОБСУЖДЕНИЕ

Намеченная выше схема истории формирования некоторых особенностей структуры Тырнаузского рудного поля находится в соответствии с еще недавно господствовавшими представлениями [6, 11, 17] о преобладавшем значении в зоне Передового хребта вертикальных относительных перемещений смежных блоков, а также с геотектонической гипотезой В. В. Белоусова о доминирующей роли гравитации.

Мы не склонны оценивать слишком высоко вероятность предложенной нами схемы. Но вряд ли более вероятна и гипотеза о преобладающем значении поддвигов, в частности о поддвиге северного блока кристаллических сланцев Бечасынской зоны вместе с залегающими на них средневерхнекаменноугольными конгломератами, под среднепалеозойские осадочно-вулканогенные породы со своего рода «выжиманием» последних [15, 16].

При небольших амплитудах перемещений поддвиги от надвигов отличить нельзя — смещения по ним относительные. Они происходили, по-видимому, сравнительно быстро и представляли собой скальвание, связанное с субгоризонтальными сжимающими усилиями.

Поддвиги значительного масштаба в соответствии с гипотезой «всасывания» О. Амферера, предполагающей погружение поддвигающегося блока на большую глубину, Г. Д. Ажгирей [1, 8] считает маловероятными. Вместе с тем он также придает очень большое значение именно поддвигам, но с таким уточнением: «Замечание, сильно изменяющее общую схему О. Амферера, заключается в том, что поддвигание может достигать многих десятков и первых сотен километров, тогда как всасывание, т. е. вертикальная составляющая перемещения пород, измеряется всего лишь первыми километрами» [8, с. 36].

Но такое поддвигание представляется еще менее вероятным, исходя из реологических свойств горных пород и необходимости преодоления трения как на верхней, так и на нижней поверхности поддвигающейся пластины.

В связи с этим уместно затронуть вопрос о способе образования полого залегающих тектонических покровов — шарьяжей со значительной амплитудой перемещения, установленных в последние годы в некоторых участках зоны Передового хребта [2, 8, 9, 23, 24]. Такие шарьяжи толкуются часто как следствие надвигания верхней аллохтонной пластины на нижележащий автохтонный блок, сохраняющий в основном свое положение в пространстве. Мощностность аллохтонной пластины оказывается часто сравнительно небольшой, амплитуда перемещения оценивается нередко многими десятками километров, а скорость движения — порядка первых сантиметров в год [5, 7, 14]. Продвижение такой аллохтонной пластины на значительные расстояния и с такими скоростями трудно связать с предполагаемым общим сжатием земной коры.

1. Усилие, необходимое для продвижения ее, должно быть приложено к тыльной стороне этой пластины и только к ней.

2. Движению пластины препятствует трение, возрастающее по мере увеличения амплитуды надвигания. Правда, при трудной проницаемости аллохтонной пластины и высоком поровом давлении в автохтонном блоке, а также при наличии в основании покрова очень пластичных пород трение может оказаться сильно пониженным [7]. Но вряд ли такие условия могли иметь место на больших площадях и в течение длительного времени. Если поверхность, по которой происходит надвигание, не вполне горизонтальна, а пусть местами лишь полого наклонена в сторону, к которой приложено давление (часто отмечается некоторая волнистость поверхности надвигания), то последнее должно преодолевать не только трение, но и долю веса аллохтонной пластины. Поэтому в общем случае для продвижения аллохтонной пластины к тыльной стороне ее должно быть приложено давление значительное, возрастающее при увеличении амплитуды надвигания и как бы преследующее ее движение.

3. Изучение реологических свойств горных пород свидетельствует, что при длительном приложении даже небольших давлений, они ведут себя как пластичные тела. Ведь не без достаточных оснований при моделировании тектонических деформаций, стремясь к соблюдению принципа подобия, используются весьма пластичные материалы, вплоть до густых масел [6]. Объяснения давления, приложенного к тыльной стороне аллохтонной пластины, «выжиманием» пород при общем сжатии коры соответствовало бы реологическим свойствам пород, но вместе с тем было бы дополнительным свидетельством их пластичности и невозмож-

ности передачи таких давлений на значительные расстояния, а следовательно, и передвижения таким образом аллохтонной пластины.

В. В. Белоусов [6] считает основной движущей силой тектонических деформаций силу тяжести и наиболее вероятным способом образования шарьяжа с большой амплитудой перемещения — сползание «надвинутой» пластины с относительно приподнятого блока на относительно опущенный блок. Так же объясняют образование шарьяжей многие другие геологи [10, 13, 21, 22], а для зоны Передового хребта Северного Кавказа не исключают оползневых деформаций и В. Е. Хаин [24].

Подводное сползание осадочных пород возможно при очень незначительных углах наклона, но и для сползания консолидированных пород, по-видимому, достаточны уклоны порядка нескольких градусов [6, 7]. Возможность сползания ограничивается только наличием достаточного уклона, и небольшая волнистость поверхности скольжения не является непреодолимым препятствием, так как под напором масс, сползающих под уклон, возможно и наползание на небольшие участки с обратным уклоном.

Важной проблемой является наличие в свое время пород будущего тектонического покрова на более высоких гипсометрических отметках. Такие участки могли быть расположены скорее всего с той или другой стороны от данного покрова, как на Северном Кавказе зона Главного хребта и Бечасынская зона по отношению к зоне Передового хребта. И та, и другая сложены в настоящее время кристаллическими породами, но поскольку они как таковые, очевидно, образовались под мощным покровом более молодых пород, среди последних могли быть и породы, характерные для аллохтонных пластин шарьяжей.

Хотя все эти трудности объяснения способа образования шарьяжей известны, но тектонические покровы в зоне Передового хребта Северного Кавказа рассматриваются многими геологами как следствие и даже как аргумент в пользу весьма значительного сокращения поперечного сечения складчатой зоны.

Это относится, в частности, к условиям залегания серпентинитов [3, 8, 9, 23], которые расцениваются в соответствии с гипотезой тектоники плит как следствие «обдукции» океанической коры на континентальную. Но трудно не согласиться с мнением Р. Колмана и У. Ирвина, в общем принимающих гипотезу тектоники плит, что: «...приемлемый механизм надвигания пластин океанической породы с высокой плотностью на кровлю континентальной коры с меньшей плотностью вдоль таких континентальных окраин в литературе не был предложен» [12, с. 280]. И ведь дело не только в различной плотности этих пород, но также в предполагаемой дальности продвижения покровов, медленности этих движений и соответственно в реологических свойствах пород.

Нам представляется, что в последнее время при интерпретации в зоне Передового хребта Северного Кавказа шарьяжей и других полого залегающих тектонических нарушений недооценивается значимость столь бесспорно имеющих место вертикальных движений и вездесущей силы тяжести.

Если иметь в виду трудность толкования крупномасштабных надвигов или поддвигов как следствия боковых горизонтальных сжимающих усилий, то предложенное выше объяснение условий залегания пород в Тырнаузском рудном поле можно как будто признать вполне вероятным.

Трудно сказать, до какого расстояния на запад от Тырнаузского рудного поля можно экстраполировать гипотезу о гравитационном сползании среднепалеозойских пород на юг с северной «рамы» зоны Передового хребта. Вплоть до р. Малки, т. е. на протяжении около 30 км, среднепалеозойские породы зоны Передового хребта ограничены на севере кристаллическими сланцами, и на некотором протяжении к этому контакту приурочены средневерхнекаменноугольные конгломераты. Направление и углы падения этого контакта остаются еще мало изученными. Все же заметим, что на отрезке между р. Баксан и р. Малкой, в сред-

ней части этой полосы, кристаллические сланцы обнажаются на гипсометрических отметках до 3400 м, а на западе, на левом склоне р. Малки, они на отметках около 2000 м перекрыты юрскими отложениями, и этот контакт склоняется на запад. Может быть, те ступенчатые относительные перемещения субширотных блоков в Бечасынской зоне, которые предполагаются нашей схемой, в той или иной степени имели место вплоть до р. Малки, но вряд ли дальше на запад.

Примечательно также, что на этом протяжении на кристаллических породах южной «рамы» зоны Передового хребта, в зоне контакта фиксируются участки, в которых на более древних породах местами залегают пермские породы, а местами непосредственно нижеюрские. Весьма вероятно, что как юрские, так и пермские отложения распространялись далеко на север, и предполагаемое нами сползание среднепалеозойских пород к зоне Передового хребта произошло не после верхнего карбона, а после перми.

Отметим еще один примечательный факт. В Тырнаузском рудном поле во всех наблюдавшихся контактах конгломератов среднего — верхнего карбона с кристаллическими сланцами сланцеватость последних оказывается согласной с залеганием этих контактов. Но ведь в свое время этот контакт был несомненно субгоризонтальным и, следовательно, субгоризонтальной была и сланцеватость кристаллических сланцев Бечасынской зоны. Эта сланцеватость скорее всего наследует первоначальную слоистость этих пород, но она могла образоваться только при перекристаллизации их на глубине при значительных вертикальных давлениях, обусловленных нагрузкой вышележащих пород.

Но особенно примечательно то, что в течение всего времени, когда происходили поднятие этой зоны и эрозия вышележащих толщ, вплоть до верхнего карбона, а может быть, до перми, залегание сланцеватости кристаллических сланцев не изменилось, и следовательно, они не подвергались складчатости. Имеющиеся данные о залегании сланцеватости в кристаллических сланцах еще недостаточны для таких заключений. При картировании Тырнаузского рудного поля этому вопросу не уделялось достаточного внимания, но он его, несомненно, заслуживает.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977, с. 1—155.
2. Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа.— В кн.: Тектоника средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 162—171.
3. Белов А. А., Омелеченко В. Л. Офиолиты в структуре марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
4. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, с. 1—211.
5. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 237 с.
6. Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 331 с.
7. Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 95 с.
8. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 246 с.
9. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 77—85.
10. Дьюи Дж. Континентальные окраины и обдукция офиолитов (на примере аппалачско-каледонских структур).— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 293—312.
11. Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
12. Колман Р., Ирвин У. Офиолиты и древние континентальные окраины.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 280—291.
13. Колясников Ю. А., Красный Л. А. О тектонической позиции массива ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка).— Геотектоника, 1981, № 1, с. 121—125.
14. Котельников В. И. Альпийские тектонические покровы Рифейско-Бетской дуги (Западное Средиземноморье) и их возможное происхождение.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 60—73.
15. Курдюков А. А. Структура Тырнаузского рудного поля.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 110—119.

16. Курдюков А. А. Структурно-магматические предпосылки оценки возраста редкометального оруденения Тырнауза—Геология руд. месторождений, 1983, № 4, с. 49—63.
17. Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).—Сов. геология, 1962, № 6, с. 52—76.
18. Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауза.—Тр. ИГЕМ АН СССР. М., 1962, вып. 56, с. 168.
19. Пэк А. В., Снежко Е. А., Курдюков А. А. Некоторые вопросы геологического строения Тырнаузского рудного поля.—В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 242—257.
20. Пэк А. В., Снежко Е. А. К вопросу об истории формирования Тырнаузского месторождения и рудного поля.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 41—51.
21. Ситтер де Л. У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1962, с. 472.
22. Тернер У. Кипрский гравитационный покров и автохтонное основание Кипра.—В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1975, с. 287—301.
23. Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.—Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
24. Хаин Е. В. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа.—Геотектоника, 1982, № 4, с. 3—13.

Новочеркасский политехнический институт

Поступила в редакцию
13.III.1984

УДК 551.574 : 551.24.01 (477)

ПЕТРИЩЕВСКИИ А. М.

О ГРАНИТАХ, ГРАНИТИЗАЦИИ И ПРИРОДЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗУПЛОТНЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Приводятся данные о структурно-вещественных параметрах гранитоидов и зон регионального разуплотнения литосферы. Вертикальные размеры автохтонных массивов гранитоидов и соответствующих зон гранитизации не превышают 15—17 км; наиболее вероятный диапазон процессов изостатического разуплотнения под горными сооружениями составляет 0—45 км. Охарактеризованы типичные структурные формы гранитоидных тел в связи с этапами эволюции геосинклинально-складчатых систем. Палингенная гранитизация — стационарный процесс, усиливающийся в геосинклинальные стадии развития складчатых зон и разрушаемый вследствие глубинной тектоно-магматической активизации. Связь мезозойской гранитизации с современным разуплотнением мантии проблематична.

Со времен Ш. Барруа и О. Мишеля-Леви, первыми описавших плавные превращения метаморфогенно-осадочных пород в граниты, содержание термина «гранитизация» расширилось до обозначения любых преобразований любых пород, ведущих к приближению их состава к гранитному [34, 38 и др.], что не упростило, однако, а осложнило взаимопонимание исследователей, изучающих смежные характеристики гранитов. Так, например, использование широких формулировок гранитизации вплоть до синонима «разуплотнения» на Дальнем Востоке [25, с. 28; 35, с. 23] не способствует геофизическим исследованиям особенностей состава, фаций глубинности, формы тел, объема и формационной принадлежности гранитоидов, крайне необходимым при решении вопросов их генезиса, структурной эволюции и рудоносности, а геологические исследования, специализирующиеся по узким аспектам проблемы гранитов (петрохимия, геохимия, минералогия, структурное положение, формационная систематика, метасоматоз, рудогенез, условия формирования, возраст) испытывают дефицит глубинной (объемной) информации.

Согласно представлениям значительного числа исследователей этого региона, мезозойские и кайнозойские гранитоиды Дальнего Востока являются продуктом регионального процесса гранитизации, связь которого с особенностями развития структурно-фациальных зон отрицается (наложенная гранитизация [5, 23]), чаще совсем не рассматривается. Пространственные границы зон гранитизации определяются по наличию региональных минимумов Буге, а интенсивность процессов гранитизации — по величине аномалий Буге [5, 23, 25, 30, 36]. Подкрепляемое количественной интерпретацией крупнейших гравитационных минимумов, широко распространено предположение о связи гранитизации с разуплотнением мантии [5, 30, 35, 36, 37]. Внеструктурное и сквозькорое течение процессов разуплотнения и гранитизации иногда связывают с процессом тектоно-магматической активизации [26, 37].

Представления такого рода продолжают развиваться и укрепляться вопреки значительному числу противоречащих данных. Так, например, глубина образования и вертикальная мощность гранитоидных тел здесь не превосходит 5—10, реже 10—15 км, а преобладающая часть гранитов обнаруживает четкую связь с геосинклинальными этапами развития структурно-фациальных зон и не является продуктом автономного внеструктурного процесса. Вопреки предположениям о тесной и

пропорциональной связи степени гранитизации с региональным вещественным разуплотнением коры и мантии [30] экстремумы гравитационных минимумов и экстенсивности гранитоидных проявлений часто не совпадают. Автономности и стабильности процессов гранитизации [26, 36] противоречит отчетливая горизонтальная направленность эволюции тектонических и магматических процессов [4, 8, 14]. В оценках природы современных минимумов Буге неясным остается роль теплового расширения вещества коры и мантии [5, 36], поскольку тепловые аномалии Дальнего Востока характерны для максимумов, а не минимумов гравитационного поля [12, 39]. Дальнейшее исследование связей верхнекорового гранитообразования с мантийными процессами должно проводиться с учетом объяснения этих противоречий. С другой стороны — необходима более строгая и детальная параметризация объектов исследования.

Цель статьи — рассмотрение объемных параметров тел гранитоидов и зон регионального разуплотнения в связи с этапами структурно-вещественной эволюции и современным физическим состоянием земной коры и верхней мантии на северо-востоке Азиатского материка.

В связи с неопределенностью физической природы наблюдаемых региональных минимумов Буге автор исследует две вероятные причины соответствующих разуплотнений. При этом термин «вещественное разуплотнение» употребляется для обозначения совокупности вторичных (физико-химических, тепловых, магматических, гравитационных и др.) процессов, обуславливающих уменьшение первичной плотности характеризуемого объема (слоя, блока) литосферы. Косвенным доказательством существования зон вещественного разуплотнения в коре и мантии являются участки с аномально низкой скоростью сейсмических волн, резко отличающейся от скоростей соответствующих слоев.

В земной коре, кроме того, широко распространены «структурные разуплотнения» или утолщения слоев пониженной плотности и скорости, обычно хорошо фиксируемые методом преломленных волн (КМПВ). Подтверждением структурных разуплотнений в верхней части коры служат измерения мощности и плотности комплексов горных пород. Структурное разуплотнение можно рассматривать как процесс замещения плотного вещества более легким за счет прогибания или выгибания границ раздела. Структурные и вещественные разуплотнения часто взаимосвязаны [13, 24, 42], и вопрос о типе разуплотнения только по гравиметрическим данным однозначно не решается.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ГРАНИТОИДЫ И ГРАВИТАЦИОННЫЕ МИНИМУМЫ

Вследствие широкого площадного распространения гранитоидов на Дальнем Востоке в тех или иных районах этого региона наблюдаются данные, удовлетворяющие концепциям связи гранитов с разломами, складчатыми структурами и сводово-глыбовыми поднятиями, метаморфическими процессами, вулканизмом, структурными несогласиями [31], мощностью коры [13], современным рельефом [23, 36], сейсмическими неоднородностями мантии [42] и т. д., однако ни одна из указанных связей не является универсальной для любых типов гранитов вообще и для мезозойско-кайнозойских гранитоидов Дальнего Востока в частности.

Не лучшим образом коррелируются с гранитами и гравитационные минимумы. Так, мезозойские и кайнозойские гранитоиды отсутствуют на большей части территорий Верхояно-Охотского, Корякского, Камчатского и Алдано-Станового региональных минимумов силы тяжести (рис. 1). В то же время они распространены в пределах Лено-Колымского, Амуро-Зейского и Нижнеамурского максимумов. Внутри и за пределами минимумов пояса гранитов нередко секут региональные аномалии Буге, подчиняясь ориентировке складчатых структур и глубинных разломов (Баджальско-Ямалинский, Памяваамо-Колымский, Кам-

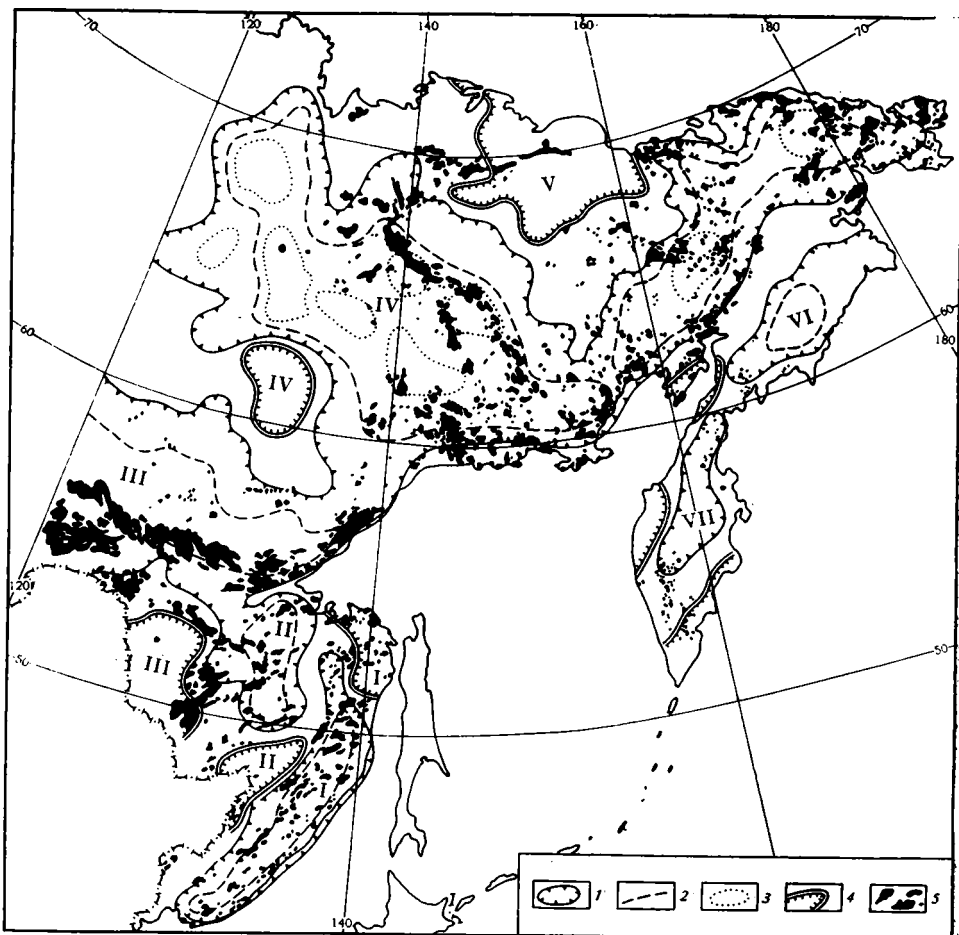


Рис. 1. Схема распространения мезозойских и кайнозойских гранитоидов на Дальнем Востоке (составлена автором по материалам Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова [41] и Ю. Ф. Малышева [42])

1 — региональные гравитационные минимумы аномалий Буге: I — Сихотэ-Алинский, II — Баджалско-Ямалинский, III — Алдано-Становой, IV — Верхояно-Охотский, V — Паляваамо-Колымский, VI — Корякский, VII — Камчатский; 2 — оси зон высоких градиентов аномалий силы тяжести; 3 — локальные гравитационные минимумы; 4 — экстремумы региональных максимумов гравитационного поля: I — Нижнеамурский, II — Среднеамурский, III — Амуро-Зейский, IV — Лено-Охотский, V — Лено-Колымский; 5 — массивы гранитоидов

чатский минимумы). По последней причине, вероятно, максимумы концентрации гранитов заключены не в эпицентрах минимумов Δg , а в ограничивающих их зонах высоких градиентов силы тяжести (Сихотэ-Алинский, Алдано-Становой, Паляваамо-Колымский минимумы). При этом ареалы распространения гранитоидов не ограничиваются средними частями гравитационных минимумов, как должно было быть в случае вертикальных колонн гранитизации и вещественного разуплотнения, а охватывают минимумы целиком и нередко смещены за их пределы (Баджалско-Ямалинский, Алдано-Становой, Паляваамо-Колымский). В связи с этим объемное моделирование зон гранитизации следует осуществлять с помощью расчетов гравитационных эффектов, ограниченных по простиранию слоев, выходящих на поверхность вблизи асимптот аномалий Δg .

Сопоставление среднemasштабных гравиметрических и геологических карт убеждает в том, что локальные отрицательные гравитационные аномалии также не всегда и неточно совпадают с гранитными массивами и более определенно коррелируются с вулканотектоническими структурами. Проведенные нами выборочные подсчеты [42] показы-

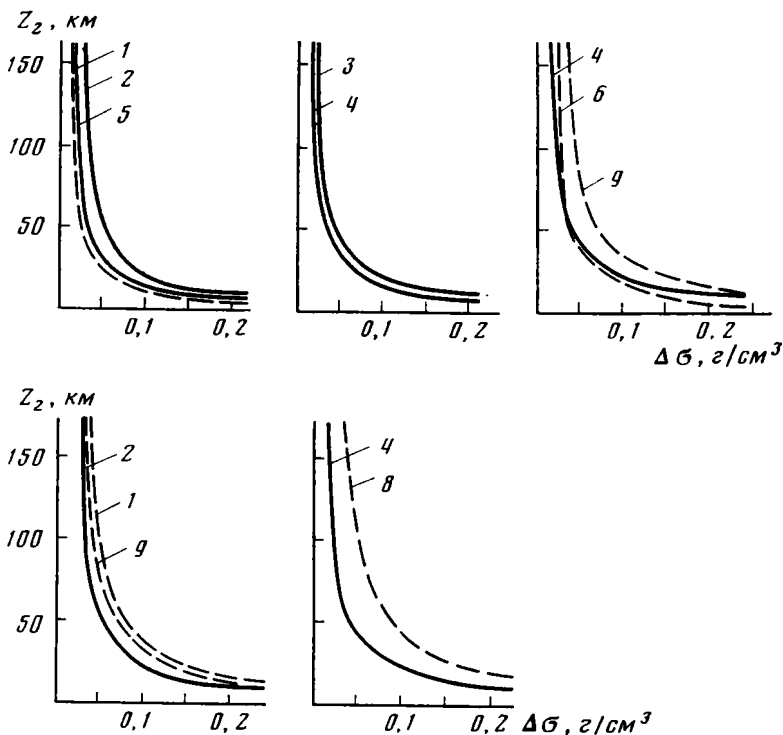


Рис. 2. Вариационные кривые вертикальной мощности (Z_2) и дефицита плотности ($\Delta\sigma$) материковых (сплошные линии) и океанических (пунктир) зон разуплотнения на Дальнем Востоке

Примечание: цифры в кружках соответствуют наименованиям структур в табл. 1

вают, что в средней части Сихотэ-Алинской складчатой системы, например, идентифицируется 31% гравитационных минимумов, из которых только 11% совпадают с гранитами. Ранние комплексы (фазы) гранитоидных формаций плохо или вовсе не выделяются даже детальными гравиметрическими съемками (Лермонтовский, Верхне- и Нижне-амурский рудные районы), а поздние (синвулканические) гранитоиды нередко сопровождаются максимумами Δg (Лермонтовский район [31]).

Выполненные с помощью диаграмм У. Якоби [46] и проверенные на моделях расчеты по известным амплитудам региональных минимумов, ширине и простираию гранитоидных, в том числе вулканоплутонических, ареалов иллюстрируют возможные варианты параметров главнейших предполагаемых зон вещественного разуплотнения на Дальнем Востоке (рис. 2, табл. 1). Для всех континентальных региональных минимумов установлен примерно одинаковый порог устойчивости решений в области: $\Delta\sigma=0,04-0,05$ г/см³, ниже которого вычисления вертикальной мощности зон разуплотнения некорректны, так как при незначительном понижении плотности (0,01 г/см³) зоны вещественного разуплотнения «проникают» вглубь на многие сотни километров. Мощности зон на границе устойчивого интервала решений составляют в среднем 45 км, и таким образом, основная часть рассматриваемых плотностных неоднородностей заключена в земной коре. В предположении сплошного заполнения зон разуплотнения гранитами ($\Delta\sigma=0,1$ г/см³) мощности первых не превышают 15–17 км, что отвечает наиболее реальным термодинамическим условиям выплавки гранитоидных магм [18] и преобладающей точке зрения о верхнекоровом происхождении дальневосточных гранитоидов.

Расчеты обнаружили относительное постоянство вероятностных параметров зон регионального разуплотнения вне зависимости от величины и амплитуд соответствующих аномалий Буге, объемов и фациальных характеристик гранитоидов, возраста тектонических структур.

Геолого-гравиметрическая характеристика типичных зон разуплотнения на Дальнем Востоке и Тихом океане

№ п.п.	Зона разуплотнения	Предполагаемая геологическая природа	Ширина зон, км	Протяженность зон, км	Амплитуда аномалий Буге, мгл
1	Сихотэ-Алинская	Зона «гранитизации»	180	900	40
2	Баджальско-Ямалинская	Зона «гранитизации», вулканоплутонический ареал	160	320	80
3	Паляваамско-Колымская	Вулканоплутонический ареал	350	1800	80
4	Верхояно-Охотская	Яно-Колымская многогеосинклиналь	500	1500	90
5	Камчатская	Вулканический пояс, островная дуга	250	1000	50
6	Северо-Сахалинская	Островная дуга	120	360	35
7	Гавайская	Вулканический хребет	150	300	130
8	Алеутская (о. Крысы)	Вулканическая дуга	200	1000	150
9	о. Хонсю	Островная дуга	200	1100	140

Таблица 2

Гравитационные эффекты структурно-формационных комплексов (СФК) Дальнего Востока, территориально совпадающих с региональными минимумами аномалий Буге

№, п.п.	Гравитационные минимумы		Тектоническая структура	Возраст главного СФК	Параметры СФК				Доля вклада в наблюдаемый эффект, %
	название	амплитуда, мгл			мощность, км	избыточная плотность, г/см ³	источник данных	расчетная аномалия, мгл	
1	Сихотэ-Алинский	40	Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая система	P-K ₁	15	-0,05	[21, 28]	31	78
2	Верхояно-Охотский	90	Яно-Колымская многогеосинклинальная система	Q-I	18	-0,1	[15, 28, 40]	74	82
3	Паляваамский	60	Чукотская ветвь Охотско-Чукотского вулканического пояса	K-P	6	-0,15	[15, 40]	37	60
4	Камчатский	50	Центрально-Камчатская депрессия	P ₃ -Q	4	-0,2	[39, 40]	33	66

Установлено сходство параметров континентальных и океанических (островные дуги) зон разуплотнения, для вторых из которых структурная природа разуплотнения более определенно подтверждается сейсмическими данными [39]. Идентичны номограммы $Z_2 = \Phi(\Delta\sigma)$ Яно-Колымской многогеосинклинальной системы и северной части о. Сахалин, Сихотэ-Алиния и Камчатки, намечаются черты сходства номограмм Баджала, о. Хонсю и Гавайев, Яно-Колымской системы и островов Крысыных Алеутской дуги (см. рис. 2). Приведенные сравнения указывают на то, что структурное и вещественное (вулканизм) разуплотнение низов коры и верхней мантии под антиклинальными формами рельефа твердой оболочки Земли осуществляется вне связи с интенсивностью гранитоидного магматизма, а в ряде случаев задолго до его появления.

Ряд гравитационных минимумов на Дальнем Востоке совпадает с мезозойскими геосинклинально-складчатыми системами (Сихотэ-Алинский, Корякский, Верхояно-Охотский минимумы), а часть (Камчатский, Паляваамская аномалия на северном фланге Паляваамско-Колымского минимума) — с вулканическими структурами и коррелируется с вещественным составом структурно-формационных комплексов. Ориентировочные расчеты с помощью обобщенных плотностных характеристик (табл. 2) объясняют около 70% амплитуд гравитационных минимумов дефицитом плотности геосинклинально-складчатых или вулканогенных

образований в прогибах их фундамента. Особое положение занимает Баджалско-Ямалинский минимум, ортогонально пересекающий складчато-блоковые структуры Монголо-Охотской области, но согласный с простираением элементов соседней Сихотэ-Алинской складчатой системы. Поскольку мощность мезозойских образований в районе Баджалско-Ямалинского минимума значительно сокращена по сравнению с однотипными толщами северного Сихотэ-Алиня и Приохотья [11], а сейсмические данные фиксируют поднятие в рельефе кровли и подошвы консолидированной коры [33], источник гравитационного минимума может быть связан с позднепалеозойским краевым прогибом в восточной части Бурейского срединного массива.

Совокупность рассмотренных данных, таким образом, вызывает значительные сомнения относительно связи давно прошедших (мезозойских) гранитоидных процессов с современным (наблюденные аномалии Буге) разуплотнением мантии. Более вероятно, что региональные минимумы аномалий Буге континентальной и морской частей Дальнего Востока имеют общую структурную природу.

ОБЪЕМНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ТЕЛ

При исследовании объемных параметров тел гранитоидов в южной части Дальнего Востока по геофизическим данным были выделены три типа гранитоидов [31], различающихся структурным положением, формой тел, составом и формационной принадлежностью.

Наиболее широко распространен *ареальный* тип гранитоидов, для которого характерны: большие горизонтальные размеры и плитообразная форма тел, однородный (преимущественно гранодиоритовый) состав, равномерная повышенная намагниченность ($\chi=8-30 \cdot 10^4$ СУ) и плотность, близкая к плотности одновозрастных с гранитами вмещающих пород. Характерными представителями этого типа гранитоидов являются: верхнеамурский комплекс, раннемеловые гранодиориты Лермонтовского района (Сихотэ-Алинь) и малодифференцированный гранодиоритовый комплекс в Нижнеамурском районе. Интрузивные тела ареальных гранитоидов имеют небольшую (1,5–4 км) вертикальную мощность при значительных (десятки километров) горизонтальных размерах. Клиновидная форма и приуроченность к межформационным несогласиям являются признаками преобладающего латерального распространения магмы при образовании гранитоидных батолитов (Уруша-Ольдойский и Сергеевский районы Верхнего Приамурья, Лермонтовский в Сихотэ-Алине). Расчетная вертикальная мощность таких массивов обычно хорошо сопоставляется со стратиграфической мощностью вмещающих структурно-формационных комплексов [9, 20, 31], что в совокупности с близкими значениями их плотности является признаком автохтонного происхождения ареальных гранитоидов.

Вследствие слабой плотностной дифференциации от вмещающих пород и малой вертикальной мощности значительная часть массивов не находит отображения в гравитационном поле (Сихотэ-Алинь, Верхнее и Нижнее Приамурье), что, по-видимому, и является причиной отмеченной выше слабой идентифицируемости локальных аномалий (среднемасштабная гравиметрическая съемка) в зонах региональных минимумов Δg . Количественные же расчеты параметров гранитоидных тел по гравитационным аномалиям возможны обычно в тех случаях, когда граниты интрузируют догранитные структурные этажи или имеют с ними тектонические контакты.

Геометрические аналоги ареального типа гранитов описаны на Сахалине [1], в Монголии и Забайкалье [22, 44], Сибири [17], Казахстане [38], Узбекистане [45], на Урале [10] и во многих других районах [19]. Для большинства из них подчеркиваются автохтонное происхождение, небольшая вертикальная мощность и межформационное положение, имеются неоднократные указания на петрохимическую близость

Плотность, состав и фаши изверженных пород в Нижнеамурском районе

№ п.п.	Интрузивные породы		Экструзивы, жерловые фаши вулканов		Субвулканические покровы и лавы		Брекчиевые лавы		Игнимбриты		Туфы	
	состав	σ , г/см ³	состав	σ , г/см ³	состав	σ , г/см ³	состав	σ , г/см ³	состав	σ , г/см ³	состав	σ , г/см ³
1	Габбро	2,78	Базальты	2,64	Базальты	2,50	Базальты	2,37				
2			Трахибазальты	2,60	Трахибазальты	2,44	Трахибазальты	2,32			Трахибазальтовый	2,15
3	Диориты	2,75	Андезиты	2,70	Андезиты	2,55					Андезитовый	2,46
4	Гранодиориты	2,64	Дациты	2,45			Дациты	2,43	Дациты	2,46		
5			Липаритодациты	2,57			Липаритодациты	2,53	Липаритодациты	2,50		
6	Граниты	2,56	Липариты	2,47			Липариты	2,43	Липариты	2,47	Липаритовый	2,48

гранитов к вмещающим породам и тесную связь их состава с особенностями тектонической эволюции складчатых зон [16, 38]. Исследования тонкой петрохимической структуры гранитов показывают, что в ряде случаев [6] их состав не зависит от глубинных флюидов и целиком определяется составом вмещающих пород.

Структурное положение гранитоидов ареального типа позволяет относить их к начальным комплексам орогенных магматических формаций, частое проявление которых в смежных, ранее консолидированных, областях (становые телеорогенные граниты) иногда ошибочно связывают с процессами внегеосинклинальных тектоно-магматических активизаций.

Второй — *очаговый* — тип гранитоидов характеризуется четкой приуроченностью к структурам центрального типа и генетически связан с вулканическими процессами позднеорогенной или внегеосинклинальной стадий развития складчатых систем. Примерами этого типа гранитов являются средняя фаза талданского вулcano-плутонического комплекса в Верхнем Приамурье, поздне меловые гранитоиды Лермонтовского и Дальнегорского районов в Сихотэ-Алине и палеогеновые граниты Нижнеамурского района. Отличительными особенностями гранитоидов очагового типа являются: ортомагматическое происхождение, пространственная перемежаемость плутонических и вулканических фаши, пестрый состав и соответствующая высокая дисперсия плотностных ($\sigma = 2,55-2,72$ г/см³) и магнитных ($\chi = 0-40 \cdot 10^4$ СИ) свойств.

Вследствие резкого усиления фактора пористости плотность пород в значительной или преобладающей степени зависит от глубины кристаллизации магматических тел (табл. 3), и по этой причине вулканические зоны и вулcano-тектонические депрессии независимо от состава вулканитов, за исключением ультраосновных пород инициальных комплексов вулканических формаций, сопровождаются локальными гравитационными минимумами.

Гранитоиды очагового типа слагают фланги отрицательных или своды положительных вулcano-тектонических структур [31, 42]. В первом случае они представлены наклонными или горизонтальными экструзивами, образовавшимися в результате выдавливания магмы при проседании сводов вулканических построек (Сергеевский, Дальнегорский, Лермонтовский районы), во втором — имеют форму лакколитов, краевые части которых внедрились под подошву ранее излившихся эффузивов (Нижнеамурский район). Мощности тел на флангах составляют 0,5—1 км, в центрах — не более 5—6 км; горизонтальные размеры целиком определяются размерами очаговых структур и обычно не превышают 10—15 км.

Гранитоиды *трещинного* (приразломного) типа в изученных автором районах не имеют самостоятельного значения и, как правило, обнаруживают пространственные связи с плутонами первых двух типов.

Структурно-вещественная перестройка гранитоидных процессов на поздних этапах развития складчатых зон, отмечаемая также в северной части Дальнего Востока [27] и других районах [22, 38], характеризуется дроблением автохтонных батолитов, интенсивным притоком андезитобазальтовых магм, гибрилизмом, локальным разогревом, раскислением состава и резким увеличением объемов коровых очагов, преобладанием аллохтонных интрузий, многочисленными излияниями и извержениями кислых магм. Такая перестройка обладает очевидными признаками разрушения палингенной гранитизации. На основании сопоставления объемных и ретроспективных моделей гранитоидных комплексов разновозрастных (протерозой—палеоген) тектонических структур в южной части Дальнего Востока предполагается [31] общий механизм эволюции гранитоидных магм и направленная последовательность процессов гранитообразования: метаморфогенная гранитизация сиалического субстрата → анатектоидные выплавки магм → аккумуляция магм в коровых очагах → гибрилизм → межформационные, соскладчатые или трещинные инъекции. Таким образом, гранитизация не является исключительным, тем более автономным явлением в тектонической эволюции Дальнего Востока, а вероятнее всего, носит стационарный характер, будучи приурочена к определенным этапам развития складчатых систем. Последующее развитие гранитоидного магматизма подчиняется разнообразным тектоно-магматическим процессам и структурам: складчатости, блоковым движениям, структурным несогласиям, очаговым структурам активизации и др. Глубинные же процессы, определяющие тектоническое развитие земной коры и верхней мантии, несомненно, должны иметь более общий и универсальный характер.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ГРАНИТЫ И СОВРЕМЕННАЯ МАНТИЯ

Было бы неверным утверждение о том, что природа региональных гравитационных минимумов Дальнего Востока полностью объясняется структурными границами земной коры, так же как несправедливо и то, что только вещественные характеристики низов коры и верхней мантии, связанные с внеструктурными магматическими процессами, определяют характер региональных гравитационных аномалий — в этой проблеме представляется важным не противопоставление точек зрения, а всестороннее и точное сопоставление фактов.

1. Региональные минимумы Буге на Дальнем Востоке совпадают с горными сооружениями, в том числе там, где отсутствуют мезозойские и кайнозойские граниты (Верхояно-Охотский, Камчатский, Алдано-Становой минимумы), а амплитуды этих аномалий не зависят от объема гранитоидных проявлений и возраста структур (рис. 1, табл. 1). Вместе с тем наблюдается связь интенсивности гравитационных минимумов с высотой гор [35, 36]. Более вероятно, что наблюдаемое структурное (схема Эри) или вещественное (схема Пратта) разуплотнение под горно-складчатыми сооружениями объясняется процессом изостатической компенсации топографических масс. Насколько связаны магматический (гранитообразование) и изостатический факторы разуплотнения, неизвестно, однако уравнивание рельефа дна морей и суши островов осуществляется без широкого участия гранитоидного магматизма [39], а признаки изостатического всплывания (выталкивания) твердых гранитов на континенте установлены геологическими наблюдениями [26, 36]. Процессы изостатической плотностной дифференциации вещества являются, таким образом, более длительными по сравнению с магматическими источниками разуплотнения и, вероятно, определяющими в формировании структур литосферы.

2. Под ареалами гранитизации и складчатыми сооружениями Дальнего Востока наблюдается сложное распределение скорости сейсмиче-

ских волн, корреляция которой с плотностью нижней части коры и верхней мантии, оцениваемой по региональным гравитационным аномалиям, не носит закономерного характера. Согласно исследованиям Ю. Ф. Малышева [42], гранитизированные блоки верхней части коры редко сообщаются непосредственно с разуплотненными (судя по понижению скорости сейсмических волн) участками низов коры и верхней мантии в виде сплошных зон или колонн — чаще имеют место инверсионные соотношения смежных скоростных и плотностных слоев. В ряде случаев инверсия осуществляется на границе М, при этом блокам коры с пониженной скоростью отвечают максимумы Δg (профиль ГСЗ Литовско-Иннокентьевский [32]), а с повышенной — минимумы (профиль ГСЗ Свободный — Хабаровск [33]). В океанической части Дальнего Востока понижения упругих свойств верхней мантии установлены в резко различных тектонических структурах: под островными дугами и глубоководными котловинами [39].

3. Тепловые аномалии Дальнего Востока, как и гравитационные, более определенно коррелируются с мощностью коры: они преимущественно отрицательны в складчатых сооружениях и положительны во впадинах, на платформе и срединных массивах [12]. Аномальные тепловые потоки окраинных морей соответствуют максимумам силы тяжести (Буге) [39].

Рассмотренные данные позволяют говорить о сложной, неоднозначной и, по-видимому, слабой связи мезозойских и раннекайнозойских гранитоидов с современным разуплотнением мантии. Более вероятно то, что палингенная гранитизация на северо-востоке Азии осуществлялась в определенные, циклично повторяющиеся, этапы эволюции геосинклиналино-складчатых систем, в соответствии с чем характеризуется не вертикальным, а горизонтальным трендом развития, отчетливо проявленным не только в возрасте гранитов [14] и складчатости, но также в эволюции магматических формаций [4], скоростной [43] и плотностной [7] неоднородностях верхней части коры, изостатической уравновешенности рельефа [29], мощности коры и мощности литосферы [39].

В последнее время наряду с данными о латеральных изменениях возрастных, структурных и вещественных характеристик гранитоидов и их преимущественно автохтонном генезисе накапливается все больше данных о широком развитии базификации и деструктивных преобразований континентальной коры, признаками которых являются, например, повышение магнитности прибрежных гранитоидов [21], блоки «протыкания», редуцирование и закономерные повороты структурных планов срединных массивов [42], мощные сдвиговые дислокации. На фоне этих преимущественно посторогенных и постгранитных преобразований изучение связи давно прошедших гранитоидных процессов с современным состоянием мантии сопряжено со значительными трудностями, и в этой связи не кажутся неожиданными выводы о разуплотнении мантии в зонах региональных максимумов силы тяжести на Ханкайском массиве [3], в северной части Японского моря [7] и уплотнении коры — в зоне Камчатского минимума [2].

ВЫВОДЫ

1. Связь мезозойских и раннекайнозойских гранитоидов Дальнего Востока с современным разуплотнением мантии проблематична, а наиболее вероятная вертикальная протяженность зон вещественного разуплотнения под горными сооружениями составляет 45 км. Значительная часть гравитационных эффектов зон разуплотнения объясняется здесь увеличением мощности геосинклиналиных или позднеорогенных вулканических образований.

2. Пространственные параметры и эволюция гранитоидов различных структурно-формационных комплексов Дальнего Востока одинаковы и повторяются во времени. Наиболее широко распространены автохтонные плитообразные синорогенные гранодиориты, слабо отлича-

мые по плотности от вмещающих пород. Эти гранитоиды являются продуктом палингенной гранитизации, определяющее значение в которой имеют процессы метасоматического и магматического замещения. Гранитизация — не атономный, а закономерный стационарный процесс, периодически усиливающийся в геоантиклинальные этапы развития складчатых систем и эволюционирующий по латерали. Проявление процессов гранитизации плохо отображается в гравитационных аномалиях, а вертикальный диапазон не превышает 15–20 км.

3. Тектоно-магматическая активизация, характерными чертами которой являются интенсивный приток андезитобазальтовых магм и колебательный тектонический режим, сопровождается разрушением автохтонных гранитоидных батолитов, локальным разогревом и распадом коровых магматических очагов, преобладанием аллохтонных интрузий.

4. Плотностные параметры коры и верхней мантии регулируются процессами изостатической дифференциации литосферы, проявляющимися вне зависимости от наличия и объема гранитоидных проявлений.

Литература

1. Андреев А. А. Интерпретация гравиметрических данных района распространения гранитов в Восточно-Сахалинских горах.— Тр. СахКНИИ. Владивосток, 1975, вып. 30, с. 152—155.
2. Аносов Г. И., Бикенина С. К., Попов А. А., Сергеев К. Ф., Утнасин В. И., Федорченко В. И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.
3. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потаньев С. В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976, с. 89.
4. Бевзенко П. Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
5. Белогуб В. Н., Шапочка И. И., Романовский Н. П. Место мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1971, с. 279—284.
6. Болд Д. Петрохимические особенности гранитоидов Тарбагайского хребта (Центральная Монголия).— Геология и геофизика, 1979, № 12, с. 132—136.
7. Брянский Л. И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области.— Тихоокеанская геология, 1984, № 2, с. 52—61.
8. Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968, с. 9—57.
9. Вашилов Ю. Я. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1963, № 4, с. 54—72.
10. Виноградов А. И. Форма и тектоническое положение интрузий гранитной формации на Южном Урале (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1971, № 11, с. 135—138.
11. Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. М.: Недра, 1966. 736 с.
12. Геотермическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1972, с. 38.
13. Говоров И. Н., Левашов Г. Б. Позднемеловые гранитоидные серии Приморья и их петрохимические особенности.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 235—249.
14. Загрузина И. А. Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных.— Геология и геофизика, 1980, № 4, с. 10—17.
15. Зимникова Т. П. Петроплотностная карта Северо-Востока СССР.— В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 40—61.
16. Коренбаум С. А. Особенности химизма и структурное положение гранитоидов северо-восточной Азии.— В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 61—67.
17. Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 341 с.
18. Кузнецов Ю. А., Шаранов В. Н., Меламед В. Г. О магматических фациях глубинности.— Геология и геофизика, 1973, № 7, с. 3—17.
19. Кузнецов А. А. Тектоно-магматический процесс (геометрическое моделирование). Л.: Недра, 1977. 118 с.
20. Кулинич Р. Г. Особенности глубинного строения и эндогенная рудоносность мезозой южной части Сихотэ-Алия.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 285—289.

21. Кулинич Р. Г., Шило Г. К. Геофизическая изученность магматических и метаморфических комплексов Приморского края.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 197—203.
22. Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 140 с.
23. Лишневский Э. Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования.— Геотектоника, 1965, № 3, с. 77—84.
24. Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— Сов. геология, 1968, № 7, с. 75—85.
25. Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1963, с. 21—32.
26. Лишневский Э. Н., Шевченко В. К., Бронгулеев В. Б. Геологические признаки и проблемы постагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и западного Прихотья).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 93—100.
27. Милов А. П., Соболев А. П. Мезозойский гранитоидный магматизм северо-востока Азии.— Тихоокеанская геология, 1982, № 1, с. 70—74.
28. Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 184 с.
29. Павлов Ю. А., Портнягина П. В. Изостатическое состояние земной коры в Приморье.— Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1975, вып. 37, геофиз. сб. № 5, с. 139—143.
30. Павлов Ю. А., Рейнлиб Э. Л. Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 86 с.
31. Петрищевский А. М. Структурные типы гранитов и гранитизация в рудных районах южной части Дальнего Востока (по геофизическим данным).— В кн.: Корреляция эндогенных процессов. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984, с. 74—85.
32. Потапов С. В., Спирина Е. Е., Мараханов В. И., Петров А. В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае.— Сов. геология, 1979, № 3, с. 84—97.
33. Потапов С. В. Рельеф консолидированной коры юга Советского Дальнего Востока.— Сов. геология, 1980, № 12, с. 109—116.
34. Рагэн Э. Геология гранита. М.: Наука, 1979. 323 с.
35. Рейнлиб Э. Л., Романовский Н. П. Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня.— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 21—26.
36. Рейнлиб Э. Л. Современный рельеф, мезозойский гранитоидный магматизм и поле силы тяжести юга Дальнего Востока.— Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 23—30.
37. Романовский Н. П., Рейнлиб Э. Л. Омантиной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенических сооружений.— Тихоокеанская геология, 1984, № 2, с. 87—90.
38. Серых В. И., Розен О. М. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере северного Казахстана).— Геохимия, 1969, № 3, с. 1066—1082.
39. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 376 с.
40. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
41. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе). Масштаб 1 : 2 000 000/Под ред. Косыгина Ю. А., Парфенова Л. М. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 9 л.
42. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
43. Туезов И. К. К вопросу о геологической природе сейсмических слоев земной коры мезозойского Востока СССР.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Тр. СахКНИИ, геофиз. сб. № 1, вып. XX. Южно-Сахалинск, 1969, с. 43—66.
44. Туруганов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, 57 с.
45. Чимбарисов Ш. А. Особенности глубинного строения Нуратинского батолита по результатам гравиметрической съемки.— Узбекский геол. журн., 1967, № 2, с. 20—26.
46. Jakoby W. R. Gravity diagrams for thickness determination of exposed rock bodies.— Geophysics, 1970, v. 35, № 3, p. 471—475.

Институт тектоники и геофизики
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
6.II.1984

УДК 552.574 : 551.24.01.(477)

СОЛОВЬЕВ Г. А.

**К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТЕЙ
В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА**

Рассматриваются особенности морфологии и закономерности распространения трещин отдельностей, повсеместно нарушающих осадочные породы Донбасса. Вероятной причиной возникновения этих разрывных структур может быть региональный метаморфизм инверсионной стадии развития бассейна. Обусловленное им массовое и относительно быстрое протекание метаморфических реакций дегидратации, а также некоторые другие причины привели к вторичному обводнению массива осадочных пород и существенному повышению в нем пластовых давлений. Возрастающее давление поровых флюидов могло достигать значений, превышающих составляющие геостатического поля напряжений на величину прочности пород при растяжении. Вследствие этого происходило разрушение пород с образованием в них трещин гидроразрыва. Дополнительные напряжения, действующие в осадочных пластах бассейна, в результате их прогибания (выгибания) обуславливали закономерное расположение этих трещин относительно друг друга, а также относительно осей бассейна. В итоге в каменноугольных породах Донбасса возникла упорядоченная система разрывных нарушений — трещин отдельностей.

Развитие угольной промышленности Донецкого бассейна требует отчетливого представления о тектонике его осадочной толщи, и в частности об осложняющей ее трещиноватости. Исследованию закономерностей проявления и возможных причин возникновения различных типов трещин в углях и вмещающих их породах бассейна посвящено большое количество работ [1, 3, 7, 9, 13, 18 и др.]. Тем не менее до сих пор остается дискуссионным важным как в практическом, так и в теоретическом отношении вопрос происхождения трещин отдельностей — самых распространенных разрывных структур осадочных отложений. Это, в частности, нашло отражение в описании разными геологами данного типа трещин под различными названиями: общие трещины, эндокливаж, эндокинематические трещины, внутрислойные трещины отрыва, литогенетические трещины, планетарные трещины и т. д.

Трещины отдельностей повсеместно нарушают породы осадочной толщи независимо от их литологического состава, возраста, глубины и условий залегания. Как установлено предыдущими исследованиями [1, 9, 13, 18 и др.], а также нашими наблюдениями в горных выработках Никитовского месторождения, данные трещины (в том числе и субсогласные) по отношению ко всем другим разрывным структурам каменноугольной толщи бассейна являются наиболее ранними образованиями. Они представляют собой как бы региональный фон трещиноватости, на котором впоследствии возникли различные другие типы разрывных нарушений. Возрастные взаимоотношения трещин отдельностей с пликативными структурами в отличие от дизъюнктивных не решаются столь однозначно. Одни геологи считают, что эти трещины образовались до складчатости [9 и др.], другие — во время и в связи со складчатостью [13, 18 и др.]. Ниже этот вопрос будет рассмотрен подробнее.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТЕЙ**

Наиболее характерной чертой рассматриваемых трещин является их перпендикулярное или почти перпендикулярное положение относительно напластования пород независимо от типа последних. Однако в разных типах пород строение их несколько различно. В аргиллитах они

имеют очень гладкие, ровные или незначительно и плавно изгибающиеся поверхности. В песчаниках их стенки более прямолинейные, шероховатые. С увеличением зернистости песчаников поверхности трещин становятся все более грубыми, вплоть до появления на них небольших бугорков и ямок. В углях их стенки совершенно гладкие, блестящие, «глянцевые» [9, 18]. Трещины отдельностей обычно не несут следов сдвиговых перемещений (встречающиеся на их поверхности зеркала и борозды скольжения имеют явно наложенный характер). Более того, на отпрепарированных стенках трещин в аргиллитах иногда удается наблюдать резко выступающие части совершенно целых, не нарушенных трещиной, карбонатных конкреций. Указанные факты, очевидно, свидетельствуют об отрывной природе этих нарушений. Подавляющее большинство геологов приходит к аналогичному выводу [9, 13, 17, 18 и др.]. Следует, однако, заметить, что такие морфологические особенности этих структур, как отмечающиеся выше удивительная ровность и сглаженность их стенок, заставляя с некоторой осторожностью подходить к такому заключению, или по крайней мере считать, что это весьма своеобразные трещины отрыва. Специфичность их также проявляется в несвойственной для настоящих отрывов параллельности даже очень часто расположенных трещин, в постоянстве и правильности углов параллелепипедальной отдельности и некоторых других особенностях.

Бока описываемых трещин часто раздвинуты, зияние их обычно не превышает первых миллиметров. Нередко они (особенно в углях [9, 13, 18]) выполнены минералами (кварцем, кальцитом, каолинитом, дикинтитом, гюмбелитом, пиритом, гипсом, гидроокислами железа и т. д.), многие из которых имеют метаморфогенное происхождение [11 и др.]. В песчаниках Никитовского месторождения эти трещины очень часто выполняются рудными минералами (киноварью и антимонитом). Протяженность трещин отдельностей небольшая. Обычно они полностью пересекают слой и резко обрываются в его кровле и подошве. Но встречаются трещины, которые затухают не доходя до поверхности напластования. В смежных слоях трещины того же направления возобновляются, несколько отступая в сторону. По простиранию протяженность данных разрывов достигает метров, редко — первых десятков метров.

Интенсивность развития общих трещин зависит главным образом от состава и мощности нарушаемых ими слоев [2, 9, 13, 17, 18 и др.]. В больших по мощности слоях одного и того же литологического типа расстояние между параллельными трещинами, как правило, больше, чем в менее мощных. Относительно влияния литологического фактора на густоту трещиноватости нет единого мнения. В одних работах [9, 13] указывается, что в слоях глинистых пород (правда, обычно с оговоркой — «меньшей мощности») расстояние между трещинами отдельностей меньше (от нескольких сантиметров до дециметра), чем в более крепких песчаниках и известняках («большой мощности»), где достигает 0,5—1 м. В других [1, 3], напротив, отмечается, что нормальные к слоистости трещины чаще встречаются «в породах крепких», таких, как известняки, песчаники и песчаные сланцы, хрупкие угли, но в глинистых сланцах они почти не встречаются. В таблице, заимствованной из работы [3], приведены некоторые параметры трещин отдельностей, нарушающих породы среднего карбона на южном крыле Шахтинско-Несветаевской синклинали. Из нее видно, что густота трещиноватости закономерно возрастает по мере увеличения зернистости и соответственно прочности пород. Нашими наблюдениями также было установлено, что прочные породы нарушаются трещинами отдельностей гораздо чаще, чем относительно менее прочные. Так, например, если в слоях известняков и песчаников, имеющих примерно равную мощность, расстояние между трещинами приблизительно равны и обычно составляют 0,1—0,3 м, то в аргиллитах оно значительно увеличивается, достигая метров и даже первых десятков метров. Отчетливая зависимость интенсивности трещиноватости от механических свойств нарушаемых ею пород наблюдается в мощных пачках Софиевских, Чегарникских, Чернокурганских и других песчани-

Характеристика трещиноватости пород карбона

Показатель	Известняки	Глинистые сланцы	Песчаные сланцы	Песчаники		
				тонкозернистые	мелкозернистые	среднезернистые
Расстояние между трещинами данной системы, см	—	2,7	2,5	1,5	2,0	1,7
Зияние, мм	1,7	0,5	1,3	3,0	1,7	2,0

ков, вскрытых карьерами Никитовского ртутного комбината в своде Горловской антиклинали. В этих пачках присутствуют отдельные прослойки песчаников с повышенным количеством глинистого или слюдянистого цемента и в связи с этим имеющие пониженную прочность. В сравнении со смежными слоями расстояние между нарушающими эти прослойки трещинами отдельностей резко увеличивается. Одновременно меньшее развитие получают здесь и субсогласные трещины отдельностей, но количество более поздних разноориентированных трещин скола, наоборот, возрастает. Интересно, что картину, обратную описанной, можно наблюдать в аргиллитах. При появлении в пачках этих пород более прочных прослоев с повышенным содержанием алевритовых частиц или карбоната одновременно заметно увеличивается количество нормальных к слоистости трещин. Любопытны также соотношения трещин отдельностей, нарушающих приконтактные слои пород различного состава. Так, в 1,5-метровом пласте песчаников, заключенном в мощной пачке аргиллитов, наблюдались две — три системы хорошо выраженных трещин. Расстояние между ними составляло 0,3—0,5 м. Такие же трещины в вышележащих аргиллитах располагались через 5—10 м. Но по мере приближения к пласту песчаников количество трещин отдельностей в аргиллитах постепенно увеличивалось, расстояние между ними сокращалось до 1—1,5 м, а в отдельных зонах даже до 0,3 м. При этом они становились более четкими, зияние их возрастало от долей миллиметра до 1 см. Ясно устанавливались две или три их системы. В тех местах, где они подходили к подошве или кровле песчаников, трещиноватость последних усиливалась, однако при этом трещины в них не являлись непосредственным продолжением таковых в аргиллитах.

Г. А. Ивановым [9] была также установлена функциональная зависимость расстояния между «эндогенными» трещинами в углях и вмещающих породах от степени их метаморфизма (катагенеза). По его данным в метаморфическом ряду углей (от бурых до антрацитов) «расстояние между трещинами закономерно изменяется от редких (через дм) плохо выраженных трещин в бурых углях до 5—8 см в длиннопламенных и газовых углях и 2—3 мм в коксовых и близких к ним группах углей» (с. 22). Но в антрацитах это расстояние вновь увеличивается до 0,5—2 см и более.

Как уже говорилось, трещины отдельностей распространены повсеместно. И везде они образуют примерно две перпендикулярные группы трещин, одна из которых весьма четкая, но менее многочисленная, как правило, совпадает с простираем пород, другая имеет более широкий разброс данных, среднее значение которых приблизительно соответствует положению, перпендикулярному простираению пород [18 и др.]. Детальными работами [9 и др.] все трещины отдельностей в зависимости от азимута простираения были разделены на пять систем, каждая из которых имеет различную представительность в разных районах Донбасса. Исходя из данных Г. А. Иванова [9] и других геологов [7 и др.] можно заключить, что преобладающее развитие по площади бассейна трещин отдельностей того или иного азимута зависит от общего простираения бассейна. Например, в районе северо-западной оконечности Донбасса, где его субширотное простираение (285—290°) изменяется на северо-западное (315°), вместо характерных для его юго-восточных районов главных систем трещин (285 и 17°) преобладающее распространение

получают системы с азимутами простирания 310—325° (продольная) и 45—70° (поперечная).

В Центральном районе Донбасса, где располагается Главная антиклиналь, и в других его районах наблюдается отчетливая взаимосвязь ориентировки общих трещин и складчатых структур. По отношению к складкам одни из них всегда продольны, другие поперечны, третьи (меньше многочисленные) примерно диагональны [1, 13, 18].

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИЧИНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТЕЙ

Вопрос происхождения трещин отдельностей дискуSSIONИОНЕН [2, 17]. Одни геологи [9, 17] считают, что причины их образования следует искать во внутренних физико-химических процессах, протекавших в породах, другие же главную роль в их происхождении отводят тектоническим, складкообразующим силам [1, 13, 18]. Г. А. Иванов [9], подробно рассмотревший этот вопрос, пришел к заключению, что основной причиной образования общих трещин является уменьшение объема и внутреннее стяжение слоев при их литификации и метаморфизме. Именно поэтому он назвал данную трещиноватость эндогенной, т. е. образованной процессами, протекавшими внутри самих пород. Однако, поскольку такие процессы не могли привести к строго упорядоченной ориентировке трещин отдельностей, этот исследователь высказал предположение, что она обусловлена причинами иного характера — скорее всего происходящим «в процессе погружения и накопления» растяжением отложений карбона. Таким образом, он предполагал, что образование эндогенных трещин произошло до складчатости и поэтому никак не связано с ней. Некоторые геологи поддерживают подобные представления [17 и др.], однако другие считают, что образование этих трещин таким способом невозможно [1, 18 и др.]. Об этом, как они считают, свидетельствует тесная связь их ориентировки с простиранием складчатых структур, сформированных, как это теперь твердо установлено [4], в инверсионную стадию развития бассейна. Кроме того, такой механизм не объясняет ни морфологических особенностей, ни пространственных закономерностей расположения общих трещин [18]. Вызывает сомнение и сама реальность предложенного механизма, так как совершенно очевидно, что образование этих трещин происходило в уже уплотненных, литифицированных породах [1].

Но представления о тектонической природе трещин отдельностей также сталкиваются с рядом трудноразрешимых вопросов. Во-первых, эти структуры по генезису являются трещинами отрыва, поэтому, принимая во внимание их ориентировку и взаимоотношения между собой, следует признать, что во время их образования пласты осадочной толщи испытывали латеральное растяжение, направленное по существу во все стороны. Но с другой стороны, формирующиеся одновременно с общей трещиноватостью складки Донбасса по генезису являются складками продольного изгиба и, следовательно, осадочная толща должна была бы находиться под действием тангенциального сжатия, что, очевидно, противоречит предыдущему предположению. Во-вторых, характер взаимоотношений и идентичность строения трещин отдельностей различных систем указывают на близвременное или даже одновременное их возникновение в результате действия единого механизма. Однако в рамках второй гипотезы (в отличие от первой), по-видимому, невозможно найти такой универсальный механизм. Следует сказать, что на это затруднение указывают и сами ее сторонники [1, 18]. В-третьих, как справедливо указывает С. С. Шульц [17], вызывает сомнение, чтобы внешние по отношению к осадочной толще силы могли бы вызвать появление, всюду столь равномерно и правильно расположенных, трещин отрыва. Наконец, надо сказать, что трещины отдельностей нарушают породы не только в районах развития складчатых деформаций, но и там, где их нет [2,

7, 17], и следовательно, причины трещиноватости пород в них должны быть заведомо иными.

Итак, заканчивая обсуждение имеющихся представлений о природе трещин отдельностей, надо признать, что каждое из них, удовлетворяя лишь той или иной группе фактов, не может объяснить всей их совокупности.

ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТЕЙ

Итак, с одной стороны, трещины отдельностей — это, хотя и своеобразные, но несомненно трещины отрыва, образовавшиеся в результате повсеместного, достаточно равномерного латерального растяжения слоев осадочной толщи. Но с другой стороны, они закономерно сочетаются со складчатыми структурами, возникшими при сжатии этих слоев. По-видимому, что противоречие можно преодолеть, лишь предположив, что трещинообразование связано с физико-химическими процессами, протекавшими в осадочной толще Донбасса синхронно со складчатостью и восходящими тектоническими движениями. Надо сказать, что уже первые исследователи Донецкого бассейна (Б. Ф. Мефферт, Е. С. Йейте, Г. А. Иванов), не находя возможным представить образование трещин отдельностей под воздействием внешних тектонических сил, искали причины их возникновения в процессах, протекавших непосредственно в его осадочной толще. Но поскольку считалось, что проявление таких процессов возможно только на стадии погружения, то, следовательно, и образование общих трещин могло происходить лишь в доинверсионный период геологической истории Донбасса, т. е. до складчатости. В этом было самое уязвимое место их воззрений. Однако полученный в последние годы комплекс различных данных заставляет пересмотреть существовавшие ранее представления о характере и времени проявления эпигенетических процессов в породах бассейна. Эти данные со всей определенностью свидетельствуют, что катагенетические преобразования пород протекали здесь не только (и возможно, не столько) во время их погружения, но и в инверсионную стадию, т. е. одновременно со складчатостью и восходящими тектоническими движениями [11 и др.]. Принимая это во внимание, мы попытаемся показать, что между синскладчатым эпигенезом осадочных пород Донбасса и нарушающими их трещинами отдельностей существует генетическая связь.

В условиях Донецкого бассейна, где примерно 70% разреза угленосной толщи сложено глинистыми отложениями, главную роль в этих преобразованиях должны были играть реакции дегидратации глинистых минералов [2, 16]. В результате массового протекания этих реакций при переходе минералов, богатых водой, в минералы, более бедные водой или безводные, в поровое пространство пород генерировалась вода, объем которой мог достигать 10% и даже более по отношению к исходной твердой фазе [2], т. е. происходило грандиозное вторичное обводнение пород бассейна. Если же еще принять во внимание привнесенные в осадочную толщу метаморфизующие интрателлургические растворы, дегазацию пород и углей, а также тепловой эффект расширения воды, то общий объем флюидов, насыщающих породы, должен был быть еще более существенным.

Столь значительное и сравнительно быстро происходящее обводнение осадочных пород неизбежно должно было привести к существенному повышению пластовых давлений. Как известно [16 и др.], при наличии давления порового флюида на минеральный скелет породы в последней действуют эффективные напряжения, которые связаны с давлением порового флюида и нормальными напряжениями следующим соотношением:

$$\sigma_{эф} = \sigma - p^1, \quad (1)$$

где $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение, σ — нормальное напряжение, p —

¹ Здесь и далее сжимающие нормальные напряжения положительны, а растягивающие отрицательны.

давление флюида. Из приведенного уравнения следует, что по мере метаморфогенной генерации флюидов и соответствующего роста их давления, эффективные напряжения могут стать равны нулю, а затем из сжимающих превратиться в растягивающие. Наконец, если флюидное давление достигнет значений, превышающих наименьшее главное напряжение на величину прочности пород при растяжении, последние будут разрушаться путем возникновения в них дискретных трещин гидравлического разрыва, ориентированных параллельно большему (по абсолютной величине) из сжимающих напряжений. Условие возникновения этих разрывных нарушений выглядит следующим образом:

$$p > \sigma_{\min} + \Pi_{\text{отр}}, \quad (2)$$

где σ_{\min} — минимальное главное напряжение, $\Pi_{\text{отр}}$ — предел прочности пород на растяжение. Следует подчеркнуть, что при этом разрушающее эффективное напряжение будет постоянно, независимо от величины общего давления. В то время как для разрушения сухой породы при возрастающем всестороннем давлении разрушающее напряжение также должно расти [16].

Попытаемся дать количественную оценку условий, при которых избыточное вторичное обводнение каменноугольных отложений Донбасса могло привести к появлению растягивающих эффективных напряжений, достаточных для разрушения пород посредством гидравлического разрыва. Прежде всего определим величину напряжений, существовавших в осадочном массиве бассейна на какой-либо конкретной глубине до его обводнения. Для этого сначала установим размеры Донецкого прогиба. Ширину его примем равной 150 км. Длину собственно Донецкого прогиба определим исходя из следующих соображений. Северо-западная граница бассейна проходит примерно в районе г. Изюма. Здесь

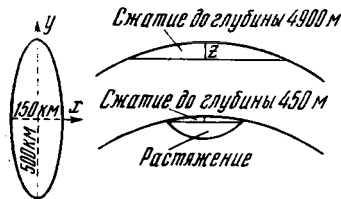


Рис. 1. Ориентировочные параметры Донецкого прогиба и глубина расположения хорд его поперечной и продольной дуг

по сравнению с центральной его частью уменьшаются более чем в 5—6 раз [4]. Относительно юго-восточной границы прогиба имеются данные [4], согласно которым мощность отложений карбона к юго-востоку от открытого Донбасса начинает постепенно уменьшаться. Поэтому, приняв открытый Донбасс за северо-западную половину всего Донецкого прогиба, приблизительную длину последнего можно принять равной 500 км. Полученная цифра хорошо согласуется с имеющимися статистическими данными об от-

ношении длины и ширины природных прогибов земной коры, колеблющимися от 3/1 до 4/1 [16].

Ю. А. Косыгиным и В. А. Магницким [10] на примере Донбасса было показано, что осадочные пласты в процессе погружения должны подвергаться растяжению или сжатию в зависимости от их положения по отношению к хорде дуги земной поверхности прогиба. При принятых размерах Донецкого прогиба хорда его центральной поперечного сечения находилась на глубине 450 м от поверхности, а продольного — на глубине 4900 м [10]. Из этого следует, что в направлении, поперечном прогибу, осадочные слои испытывали сжатие лишь до глубины 450 м от поверхности, затем они начинали растягиваться. В то же время в продольном направлении растяжение слоев начиналось только с глубины 4900 м, а до этого они непрерывно сжимались (рис. 1).

Используя приведенные в работе [10] формулы, легко найти вероятные величины сокращения ($\Delta l_{\text{сж}}$) и растяжения ($\Delta l_{\text{рас}}$) слоев на глубинах поперечной и продольной хорд Донецкого прогиба. Поперечное сокращение слоев на глубине 0,45 км составит 0,0035 км, продольное сокращение слоев на глубине 4,9 км составит 0,128 км, поперечное же удлинение слоев на этой глубине составит 0,2638 км. Как видим, изменения

первоначальной длины слоев даже на глубине 4,9 км были столь малы, что очевидно не могли играть существенной роли в качестве причины образования трещин отдельностей. По установленным величинам изменения поперечных и продольных размеров слоев на глубине 4,9 км найдем их латеральные деформации

$$\epsilon_x = \frac{\Delta l_{\text{рас}}}{l_x}, \quad (3)$$

$$\epsilon_y = \frac{\Delta l_{\text{сж}}}{l_y}, \quad (4)$$

где ϵ_x и ϵ_y — поперечная и продольная деформации слоев, равные соответственно $-1,76 \cdot 10^{-3}$ и $2,56 \cdot 10^{-4}$, l_x — ширина бассейна, l_y — длина бассейна.

Следует заметить, что полученное значение ϵ_x является несколько завышенным, так как погружение слоев в поперечном сечении бассейна происходило не только в результате плавного прогибания, но также и по краевым сбросам. Конседиментационная амплитуда этих сбросов, увеличиваясь с глубиной, достигает первых километров [4]. Поэтому для глубины 5 км, по-видимому, правомерным будет полученную величину поперечной деформации уменьшить на одну пятую. Таким образом, ϵ_x примем равной $-1,4 \cdot 10^{-3}$.

Используя соответствующие наиболее вероятные параметры физико-механических свойств горных пород и полученные величины латеральных деформаций, можно найти нормальные напряжения, действовавшие в центральной части бассейна на глубине 4,9 км. Вертикальная составляющая геостатического поля напряжений, действующая на данной глубине, будет равна

$$\sigma_z = \rho g Z, \quad (5)$$

где ρ — усредненная плотность столба пород, g — ускорение силы тяжести, Z — глубина. Приняв среднюю плотность осадочных пород бассейна в разрезе равной $2,5 \text{ г/см}^3$, получаем, что на глубине 4,9 км σ_z равно $1225 \cdot 10^5 \text{ Па}$. Горизонтальные напряжения действующие вдоль короткой и длинной оси бассейна, складываются из двух составляющих и соответственно равны [16]

$$\sigma_x = \frac{\sigma_z}{m-1} + \epsilon_x E \quad (6)$$

и

$$\sigma_y = \frac{\sigma_z}{m-1} + \epsilon_y E, \quad (7)$$

где m — число Пуассона ($\epsilon_z/\epsilon_x = \epsilon_z/\epsilon_y$), E — модуль Юнга. Заметим, что первый член правой части уравнений (6), (7) аналогичен по значению обычно применяемой в отечественной литературе формуле Динника, в которой вместо числа Пуассона используется коэффициент Пуассона.

Поскольку разные породы имеют различные упругие свойства, то, следовательно, горизонтальные напряжения в пластах различного литологического состава должны варьировать по величине. Поэтому их определение следует проводить отдельно для песчаников, аргиллитов и т. д. Количественная оценка деформационных свойств горных пород в реальных геологических условиях весьма затруднительна. Попробуем по имеющимся данным о физико-механических свойствах пород Донбасса [3, 14 и др.] с учетом воздействия на них различных факторов, влияющих на эти свойства [5, 16], выбрать наиболее вероятные для рассматриваемых условий упругие и прочностные параметры некоторых пород бассейна. Для песчаников модуль Юнга E можно принять равным $10 \cdot 10^9 \text{ Па}$, а число Пуассона — 3. Тогда поперечное главное нормальное напряжение получаем равным $472 \cdot 10^5 \text{ Па}$, а продольное — $638 \cdot 10^5 \text{ Па}$.

Как говорилось выше, происшедшее в результате регионального термального метаморфизма вторичное обводнение пород Донбасса должно

было привести к изменению действовавших в них эффективных напряжений. При достижении этими напряжениями критических растягивающих значений, превышающих прочность пород на отрыв, должен был происходить гидроразрыв последних, с образованием трещиноватости. С учетом данных различных авторов [5, 11, 14, 16 и др.] для соответствующих условий наиболее вероятное значение прочности песчаников на отрыв лежит в интервале $50-150 \cdot 10^5$ Па. Таким образом, уже при давлении флюидов, равном $520-620 \cdot 10^5$ Па ($\lambda=0,43-0,5$)², в песчаниках на глубине 4,9 км должны были образовываться трещины гидравлического разрыва, параллельные максимальному главному горизонтальному напряжению и, следовательно, ориентированные вдоль простирания бассейна. Когда давление поровых вод поднималось выше $690-790 \cdot 10^5$ Па ($\lambda=0,56-0,65$), в песчаниках начинали возникать трещины, ориентированные перпендикулярно первой системе, т. е. параллельно короткой оси бассейна.

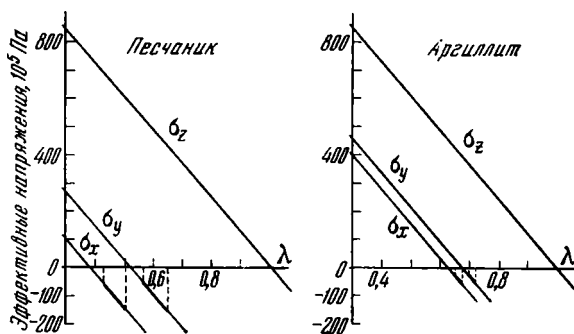


Рис. 2. Значения эффективных напряжений при изменяющемся давлении порового флюида и вероятные условия разрушения песчаников и аргиллитов (выделены штрихпунктирной линией)

Более наглядно ход развития трещиноватости виден на графиках (рис. 2), в которых отражены тенденция изменения эффективных напряжений в породах различного литологического состава и зависимости от возможных вариаций их деформационных свойств и давления порового флюида, а также вероятные условия образования трещин гидравлического разрыва (отдельностей). Из этих графиков следует, что появление трещиноватости в песчаниках происходит при меньших значениях флюидного давления, а следовательно, раньше и легче, чем в менее прочных аргиллитах. На первый взгляд это кажется парадоксальным. Однако при рассмотрении уравнений (6), (7) видно, что такое положение объясняется различием упругих свойств указанных пород. В аргиллитах горизонтальные напряжения в связи с меньшими значениями модуля Юнга и числа Пуассона (или большим коэффициентом бокового распора) не сильно отличаются от величины литостатического давления. Поэтому при повышении пластовых давлений в толще в аргиллитах эффективные напряжения достигнут разрушающих значений позже, чем в песчаниках или известняках. По-видимому, именно этими причинами объясняется отмечавшееся выше более широкое распространение трещин отдельностей в песчаниках и известняках по сравнению с менее прочными аргиллитами и другими глинистыми породами. Интересно, что статистические исследования зависимости интенсивности развития трещин отдельностей от упругих свойств пород свиты S_2^5 привели Н. Н. Богаченко [3] к выводу, что «данная трещиноватость контролируется физико-механическими особенностями» пород.

В обоснование изложенных выше представлений о причинах и способе образования трещин отдельностей, можно также указать на очень,

² λ — отношение геостатического давления к флюидному на данной глубине.

с нашей точки зрения, интересный вывод, к которому пришли геологи-нефтяники в результате проведенных работ по искусственному гидроразрыву глубоководных (1,5—2,6 км) пластов нефтегазовых месторождений. Эти работы позволили им заключить, что в зонах высоких пластовых давлений и окружающих их породах при повышении по тем или иным причинам давлений поровых флюидов могут возникать «многостадийные естественные гидроразрывы пластов» [15]. Следует, однако, отметить, что давления, регистрируемые при искусственном гидроразрыве пластов, в большинстве случаев составляли 0,78 геостатического, достигая иногда 0,9 его величины, т. е. были большими, чем полученные в данной работе. Можно высказать предположение, что пониженные значения расчетных $\lambda_{р}$ частично обусловлены большей величиной, принятой здесь, усредненной плотности пород (2,5 против 2,3 г/см³ в [15]), а главное, по-видимому, завышенными значениями модуля Юнга и числа Пуассона по сравнению с реальными условиями, что, вероятно, связано с недоучетом фактора времени, существенно изменяющего упругие «константы» горных пород [5].

Следует сказать, что в настоящее время на основании представлений о механизме гидроразрыва пород разработан метод определения величины горного давления непосредственно в массиве пород [6, 8, 12]. Для получения данных о напряженном состоянии массива в соответствующем месте, для которого намечено измерить напряжение, бурится скважина. После герметизации в нее закачивается вода, при этом проявляется пять стадий режима нагнетания воды [6]: «1) неустановившийся процесс фильтрации; 2) насыщение массива при постоянном расходе воды; 3) насыщение массива и образование в нем микротрещин; 4) гидроразрыв пород; 5) стадия расширения трещин и фильтрация воды через них». Напряжение, действующее в данной точке массива пород, рассчитывается на основании уравнения (2) по величине давления воды, при котором отмечалось усиленное трещинообразование (четвертая стадия). Натурные испытания указанного метода показали, что он является достаточно надежным способом определения наименьшего (по абсолютной величине) главного нормального напряжения. Контрольные эксперименты, выполненные на образцах пород при различных напряженных состояниях, подтверждают это [8].

Наконец, косвенным доказательством правомерности изложенных выше представлений о природе общих трещин может служить хорошо известная в нефтепромысловой геологии закономерная взаимосвязь проявлений аномально высоких пластовых давлений (АВПД) с зонами аномально высоких значений пористости и трещиноватости пород [15 и др.]. По-видимому, эту связь можно интерпретировать как генетическую.

Итак, на наш взгляд имеются достаточные основания считать, что механизм гидроразрыва пород имеет место в природных условиях и может являться, как это впервые предположил Н. Прайс [16], главным одноактным механизмом образования трещин отдельностей. Необходимо лишь заметить, что обоснование его было сделано нами применительно к условиям стадии прогибания бассейна, но правильнее было бы это делать для условий инверсионной стадии, когда в основном и протекали процессы регионального наложенного метаморфизма и вторичного обводнения пород. К тому же в это время скорость выгибания пластов угленосных отложений была значительно больше, и поэтому релаксация возникающих вследствие этого выгибания дополнительных напряжений была менее значительной [16]. Но при воздымании бассейна изменялась обстановка горизонтального сжатия — растяжения пород [10]. Слои, находящиеся ниже хорд, теперь уже испытывали сжатие и, наоборот, залегающие выше хорд прогиба подвергались растяжению. Вследствие этого осадочная толща Донецкого бассейна (от самого фундамента и до уровня моря) в поперечном сечении испытывала тангенциальное сжатие. В продольном же сечении она подвергалась сжатию лишь до глубины 5 км, а выше этого уровня породы растягивались и по мере воздымания все более древние слои входили в этаж растяжения. Изменение

характера латеральных деформаций при воздымании осадочной толщи должно было отразиться на последовательности образования различных систем трещин отдельностей. На инверсионной стадии быстрее и легче должны были возникать трещины, ориентированные перпендикулярно длинной оси бассейна. Очевидно, этим и объясняется более широкое распространение (особенно в более древних слоях) трещин отдельностей данной системы по сравнению с трещинами продольной системы.

Кратко резюмируя вышеизложенное, необходимо подчеркнуть следующее. Повсеместно встречающиеся в осадочных породах Донецкого бассейна трещины отдельностей по своему происхождению могут являться трещинами гидроразрыва. Дополнительным доказательством такого вывода может служить весьма распространенное выполнение их гидротермальными минералами, несомненно являющимися окаменевшими следами покинувших их метаморфогенных флюидов.

Механизм образования общих трещин путем гидроразрыва раскрывает природу многих, отмечавшихся выше, характерных особенностей их строения и распространения. В отличие от настоящих структур отрыва, возникающих в результате действия на породы внешних растягивающих сил, рассматриваемая трещиноватость образуется при разрушении пород высоконапорным флюидом, разрывающим и как бы вспарывающим породу изнутри. По-видимому, только такой механизм мог обусловить удивительно ровное и гладкое строение стенок данных трещин. Упорядоченное расположение трещин гидроразрыва относительно напластования и друг друга, а также относительно осей бассейна, обусловлено наложенным региональным полем напряжений, возникшим в толще вследствие ее прогибания (выгибания) при погружении и воздымании основания бассейна. Таким образом, системы трещин отдельностей фиксируют ориентировку главных нормальных напряжений, действовавших в породах при их образовании.

В заключение хотелось бы заметить, что разрушение пород посредством гидроразрыва, по-видимому, очень широко распространено в природе, поэтому, вероятно, следует дополнить существующие общие классификации трещин указанным генетическим типом трещиноватости.

Литература

1. Банковский В. А. Трещиноватость в породах карбона Центрального района Донецкого бассейна.— Тр. Геол.-иссл. бюро Главуглеразведки. М.: Углетехиздат, 1949, вып. 5, с. 45—56.
2. Белоусов В. В. Геотектоника. Изд-во МГУ, 1976, с. 335.
3. Богаченко Н. Н. О характере трещиноватости пород карбона на южном крыле Шахтинско-Несветаевской синклинали восточного Донбасса.— В сб.: Геология и разведка угольных месторождений. М.: Недра, 1971, с. 86—89.
4. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, т. 1. 1210 с.
5. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
6. Гусельников Л. М., Мыльников А. А., Фурлетов И. А. Определение коэффициента бокового распора в натуральных условиях.— В сб.: Измерения напряжений в массиве горных пород. Новосибирск: Ин-т горного дела СО АН СССР, 1970, с. 211—212.
7. Доброгорский Н. А. Трещиноватость отложений нижнего карбона западного Донбасса.— В сб.: Полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1966, с. 35—37.
8. Иванов В. И. Гидроразрыв как метод определения напряженного состояния горных пород из геологоразведочных скважин.— В сб.: Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты, 1982, с. 94—97.
9. Иванов Г. А. Ископаемые угли как индикатор планетарной трещиноватости.— В сб.: Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л.: Геогр. о-во СССР, 1976, с. 21—26.
10. Косыгин Ю. А., Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. XXIII, вып. 3, с. 3—15.
11. Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И. Минералогия Донецкого бассейна, Ч. II. Киев: Наук. думка, 1975, с. 502.
12. Недвига С. Н., Недашковский И. В. Гидроразрыв как способ определения напряжений в угольных пластах.— В сб.: Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск: Ин-т горного дела СО АН СССР, 1970, с. 210—211.

13. *Очеретенко И. А.* Генетическая классификация трещин в породах и углях.— В сб.: Геология и разведка угольных месторождений. М.: Недра, 1971, с. 78—85.
14. *Тимченко И. П.* Характеристика физико-механических свойств некоторых типов массивных существенно кварцевых пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород. М.: Наука, 1964, с. 86—111.
15. *Тхостов Б. А., Везирова А. Д., Вендельштейн Б. Ю., Добрынин В. М.* Нефть в трещинных коллекторах. Л.: Недра, 1970, с. 221.
16. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981, с. 436.
17. *Шульц С. С.* Современные представления и задачи дальнейших исследований планетарной трещиноватости.— В сб.: Вопросы изучения планетарной трещиноватости. Л.: Геогр. о-ва СССР, 1976, с. 4—8.
18. *Эз В. В.* К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой.— В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 250—264.

ИМГРЭ
Москва

Поступила в редакцию
28.X.1983

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.031(477.5)

РОСЛЫН И. С.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ
В КАРБОНЕ

В работах Н. С. Шатского, В. Е. Хаина, Д. В. Наливкина, В. В. Белоусова, Г. Штилле и др. по вопросу интенсивности процессов складкообразования изложены различные теоретические представления, которые можно объединить в три группы: а) так называемой теории постоянства процесса складкообразования; б) орогенических фаз складчатости Штилле и «революционных скачков» и в) «непрерывно-прерывистого» складкообразования.

Для определения времени и скорости формирования структур теория фаз складчатости, казалось бы, наиболее приемлема. Но, как отмечает В. В. Белоусов [1], в ходе геологического изучения оказалось, что почти каждая геосинклинальная горная система имеет свои фазы, и каких-либо определенных данных «об абсолютной длительности фаз полного складкообразования» так и не появилось, «...единственно правильным является внимательное и не предвзятое изучение той действительности, которую геолог имеет перед собой» [1, с. 249].

Представления о существовании фаз складчатости в геологической истории Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) следует считать довольно распространенными. В большинстве случаев основанием для их выделения служили региональные перерывы и несогласия между стратиграфическими комплексами пород. В зависимости от того какое значение придавалось тому или иному перерыву, такое количество фаз складчатости выделялось. Так, М. В. Чирвинская [16] и Л. В. Курилюк [10] выделяли три фазы складчатости, Н. И. Галабуца [3] — четыре, И. В. Куцяба [11] — шесть фаз, Б. П. Кабышев [9] — 10 фаз (пять конседиментационных и пять постседиментационных); А. А. Билык [2] — 10 фаз (три основные и семь второстепенных); Т. И. Смирнова [14] — 11 фаз (три основные и восемь второстепенных). Такое разногласие по данному вопросу ставит под сомнение не только принцип обоснования, но и сам факт выделения фаз тектогенеза как сравнительно коротких стадий складкообразования.

В Днепровско-Донецкой впадине наиболее крупными перерывами в каменноугольном осадконакоплении следует считать предбашкирский и предпермский. Наибольшие перерывы наблюдаются между турнейским и визейским ярусами, ниже- и верхневизейскими подъярусами; незначительный размыв можно наблюдать между башкирским и московским ярусами, средним и верхним карбоном [7]. Резко выраженный предпермский перерыв дает основание некоторым исследователям выделять главную уральскую [6], или астурийскую фазу складчатости, в то время как небольшие перерывы считаются проявлением второстепенных фаз [2, 14]. Однако в результате более глубокого анализа истории формирования локальных структур Б. П. Кабышев [6, 8, 9] пришел к выводу, что последние формировались непрерывно как в этапы осадконакопления, так и постседиментационно, и на основании этого выделил пять конседиментационных и пять постседиментационных фаз тектогенеза. Таким образом, геологическая история ДДВ считается состоящей из непрерывных фаз тектогенеза.

Следует отметить, что выводы о постоянстве структуроформирующих процессов в основном правильны, но термин «фаза тектогенеза» в данном случае явно неуместен. Понятие «фаза» (гр. Phasis проявление) означает: определенный момент в развитии какого-либо явления, в изменении формы или состояния тела; различные состояния какого-либо периодического явления [13]. Значит, «момент» в геологическом развитии региона должен измеряться по крайней мере не более 1 млн. лет.

Прежде чем выделить определенные отрезки времени, на протяжении которых локальные участки ДДВ и регион в целом развивались более интенсивно, т. е. выделить своего рода «революционные скачки», необходимо установить скорость формирования антиклинальных поднятий. В работах [6, 8] сделана попытка определить интенсивность прогибания и скорость восходящих движений региона, а также скорость процессов складко- и разрывообразования. Выводы делались на основании измерений угла наклона крыльев складки за отдельные промежутки времени.

В отличие от описанной нами предлагается другая методика изучения скорости процессов складкообразования — определение абсолютного темпа роста структур. Для каждого отрезка геологического времени (века) вычисляется величина приращения амплитуды поднятия. За основу расчетов взят детальный анализ мощностей и графическое изображение их на изопахических картах. Относительный прирост амплитуды палеоподнятия определяется как разность изопахической отметки последней горизонтальной замкнутой контура структуры с отметкой мощности на своде. Эту палеоамплитуду следует считать относительной потому, что ее величина характерна только для данно-

Активность структуроформирующих процессов северо-западной половины ДДВ

Эпоха, век, время	Количество формирующихся структур		Средний темп роста, м/млн. лет	Эпоха, век, время	Количество формирующихся структур		Средний темп роста, м/млн. лет
	количество	в % к проанализированному количеству			количество	в % к проанализированному количеству	
Раннепермская	10	25	2,3	Серпуховский	10	25	7,5
Позднекаменноугольная	20	50	5,2	Поздневизейское	23	58	27,3
Московский	23	58	9,5	Ранневизейское	15	37	23,8
Башкирский	19	48	8,8	Турнейский	11	28	14,6

го стратиграфического подразделения с современными мощностями и литолого-стратиграфическими свойствами пород, без учета изменений в процессе уплотнения и метаморфизма пород, что, как ниже увидим, ведет к преувеличению тектонического фактора постседиментационного развития поднятий и занижению — конседиментационного.

Палеотектонический прирост амплитуды поднятия, определяемый на основе анализа современных мощностей пород каждого яруса, подъяруса в отдельности, систематически занижается на величину амплитуды, возникшей вследствие дифференциального уплотнения пород [4]. Поэтому современная амплитуда структуры по подошве отложений часто превышает ту величину, которая исчисляется при анализе современных мощностей стратиграфических подразделений как разность суммарной мощности пород на крыльях и в своде до кровли всего рассматриваемого комплекса. Это «превышение» ранее объясняли фазами тектогенеза в постседиментационный этап, хотя, по мнению автора, в действительности их активизации не было и это положение сейчас обосновывается.

Геологическое время (T) формирования стратиграфических подразделений неодинаково по своей длительности. Поэтому относительный прирост амплитуды (A) в целом за эпоху, век, время не следует сравнивать один с другим. К тому же современная мощность пород как основа для определения величины A искажена процессами дифференциального уплотнения. Более существенным показателем для такого сравнения может быть прирост палеоамплитуды (A_0) за единицу времени, что в дальнейшем будем именовать абсолютным темпом роста поднятия — W_0 , м/млн. лет:

$$W_0 = \frac{A_0}{T}.$$

В этом выражении A_0 больше параметра A на величину A_y . Величина A снималась с карт изопахит с точностью до 10 м, с учетом данных стратиграфических разбивок, геологических разрезов и таблиц мощностей. Затем вычислялся показатель A_0 по ранее предложенным формулам [4, 12]. Время T (в млн. лет) взято из геохронологической таблицы [5]. Таким образом абсолютный темп роста отражает истинную интенсивность формирования поднятий в течение определенного геологического времени (века, эпохи). Он вычисляется на основе палеотектонического анализа мощностей первоначально неуплотненных осадков путем деления фактического прироста амплитуды (без искажения ее атектоническим явлением уплотнения) на геологическое время.

По такой методике выполнен анализ интенсивности развития 40 локальных поднятий различных по морфологии, генетическому типу, по величине амплитуды и площади. Для каждой эпохи, века или времени в соответствии с проанализированным стратиграфическим интервалом определялось общее количество активно развивающихся структур и для каждой из них — темп развития. Чтобы активность тектонических процессов одного времени сравнивать с другим, принимался средний темп роста структур в каждом временном интервале, что и показано в табл. 1.

Принимая точку зрения о существовании фаз тектогенеза, мы вправе были ожидать, что к этим тектонически активным отрезкам времени должно быть приурочено наибольшее количество развивающихся структур с наиболее высоким темпом их формирования. В действительности же видим, что в так называемую заальскую фазу складчатости, которую относят к рубежу ранней и поздней перми, развивалось наименьшее число поднятий с самым низким абсолютным темпом их роста (2,3 м/млн. лет). В целом на протяжении геологической истории каменноугольного периода структуры развивались более равномерно, чем было принято считать ранее. Наибольшее количество локальных поднятий формировалось в московском веке, в поздневизейское время (около 60%) и в позднекаменноугольную эпоху — 50%, а наименьшее количество — в турнейском, серпуховском веках и в раннепермскую эпоху (25—28%). Самый высокий темп роста был в раннем карбоне (за исключением серпуховского века) и в московском веке. Весьма низкая интенсивность структуроформирующих процессов определяется для позднекаменноугольной и раннепермской эпох. В течение своей геологической истории все продуктивные структуры развивались в высоком и среднем темпе интенсивности (табл. 2). Причем для самых крупных месторождений характерен средний темп развития. Слабая интенсивность формирования ловушек для месторождений не харак-

Интенсивность структуроформирующих процессов для некоторых месторождений нефти и газа

Группа	Месторождение	Темп роста, м/млн. лет								
		C _{1t}	C _{1V₁}	C _{1V₂}	C _{1S}	C _{2t}	C _{2m}	C ₂	P ₁	W _{оср}
Тектоногенные	Артюховское	11,8	16,0	—	—	—	2,9	1,3	—	8,0
	Монастыршинское	—	23,4	—	—	—	—	4,0	—	13,7
	Молодевицкое	—	—	22,6	—	2,9	8,6	2,6	3,6	10,1
Экзогенные	Великобубновское	—	30,5	29,5	—	—	1,3	5,0	—	16,6
	Талалаевское	—	23,6	47,3	—	—	5,8	—	—	25,7
	Скорородовское	27,6	8,0	23,4	—	2,9	—	—	—	15,5
	Нытвицкое	—	7,7	15,7	—	—	—	—	—	11,7
	Коммуновское	—	—	19,0	—	7,1	5,2	—	0,6	8,0
	Гнединцевское (газ)	—	—	—	1,9	2,9	1,4	1,0	—	1,8
Соляногенные	Богдановское	19,0	41,7	60,6	11,7	7,2	18,2	18,0	—	25,2
	Мильковское	15,5	—	30,9	7,5	5,8	8,6	7,8	0,7	7,1
	Прилукское	3,8	—	22,6	—	5,6	16,8	12,7	1,4	8,3

Примечание. Максимальный фиксируемый темп роста — 60,6 м/млн. лет, минимальный — 0,6 м/млн. лет.

терна. Однако взаимосвязь истории формирования локальных поднятий, благоприятных ловушек для углеводородных скоплений, с одной стороны, и формирования самих месторождений — с другой, весьма сложна и требует особого изучения.

В свое время Н. С. Шатский [15] заметил, что перерывы в осадконакоплении не имеют особого значения для развития процесса складчатости «даже в том случае, если в это время можно доказать убыстрение складкообразования». В условиях Днепровско-Донецкой впадины для времени крупных перерывов в осадконакоплении — предбашкирского (длительностью 4—5 млн. лет) и внутрипермского (предпересажского, длительностью 10—15 млн. лет) характерно наименьшее число формирующихся структур, причем последние имеют самый низкий темп роста. В этап крупного предпермского перерыва (около 5 млн. лет) формировалось около 50% структур, но развивались они слабо. А в целом прямой связи между интенсивностью развития структур, с одной стороны, и между стратиграфическими перерывами — с другой, не наблюдается. Скорее можно отметить обратно пропорциональную закономерность: чем крупнее перерыв, тем слабее процессы локального структурообразования. Вместе с тем, казалось бы, для самых спокойных в тектоническом отношении веков, поздневизейского и московского, отмечается наибольшее количество активно развивающихся структур с довольно высоким средним темпом формирования. Следовательно, в карбоне можно выделить два цикла повышенной активности тектонических процессов — визейский и московский. Выделявшиеся ранее уральская (главная фаза) и заальская фазы герцинского тектогенеза данными исследованиями не подтверждаются.

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Стратиграфические перерывы и несогласия прежде всего указывают на скорость, продолжительность и интенсивность экзогенно-денудационных процессов, а также на длительность перерывов осадконакопления, но не являются свидетельством интенсивности складкообразования и фаз тектогенеза.

2. На протяжении всего каменноугольного периода, в конце его и в предпозднепермское время, между астурийской, уральской, заальской фазами, какой-либо главной или второстепенных фаз складчатости не было. И даже наоборот, во время уральской и заальской (предпермской и предпозднепермской) фаз Днепровско-Донецкий регион переживал спокойные тектонические циклы своего развития.

3. Повышение тектонической активности и интенсивности структуроформирующих процессов на протяжении каменноугольного периода устанавливается для визейского и московского веков. Самый высокий темп формирования структур наблюдается для поздневизейского времени, самый низкий — для ранней перми. Визейские и московский тектонические циклы относятся к эпохам активного локального структуроформирования в Днепровско-Донецкой впадине.

Литература

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962, с. 249.
2. Билык А. А. Особенности развития соляной тектоники Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. канд. дис. Львовский государственный ун-т, 1968.
3. Галабуда Н. И. Строение, история формирования и нефтегазоносность локальных поднятий Днепровско-Донецкой впадины в районе Талалаевка — Новотроицкое: Автореф. канд. дис., Львов: ИГ и ГГИ АН УССР, 1972.
4. Горелов А. А. К методике исследования локальных поднятий Западной Сибири. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 45—53.
5. Друщиц В. В., Верещагин В. Н. Геохронологическая таблица. М.—Л.: Картофабрика «Аэрогеология», 1974.

6. Кабышев Б. П. О одновременности проявления наиболее интенсивных движений герцинской складчатости в разных частях ДДВ.— УкрНИГРИ, 1969, вып. 19, с. 3—10.
7. Кабышев Б. П., Вакарчук Г. И. Классификация перерывов и несогласий в стратиграфическом разрезе Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн., 1971, т. 31, № 6, с. 61—71.
8. Кабышев Б. П. Скорость конседиментационных и постседиментационных тектонических процессов в Днепровско-Донецкой впадине и в Донецком бассейне.— Геотектоника, 1972, № 4, с. 59—68.
9. Кабышев Б. П. Фазы конседиментационного и постседиментационного тектогенеза в истории развития Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса.— В сб.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1974, с. 10—17 (Тр. УкрНИГРИ, вып. 9).
10. Курилюк Л. В. Тектонические условия нефтегазоносности северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. канд. дис. Львов: ИГ и ГГИ АН УССР, 1974.
11. Куцяба Н. В. Основные геологические критерии нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины и оценка перспектив Нежинско-Ичнянской группы поднятий: Автореф. канд. дис. Львов: ИГ и ГГИ АН УССР, 1974.
12. Рослый И. С. К методике изучения локальных структур платформ.— Геотектоника, 1977, № 4, с. 124—126.
13. Словарь иностранных слов. М.: Сов. энциклопедия, 1964, с. 668.
14. Смирнова Т. И. Генезис и история развития тектонических структур северо-западной части ДДВ и их генетическая классификация.— Нефт. и газовая пром-сть, 1971, № 5, с. 10—13.
15. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН УССР. Сер. геол., 1951, № 1, с. 11—53.
16. Чирвинская М. В. Цикличность тектонических движений в Днепровско-Донецкой впадине и условия формирования локальных структур.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Недра, 1964, с. 58—69.

Черниговское отделение
УкрНИГРИ

Поступила в редакцию
6. II. 1984

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24.5

ГАТИНСКИЙ Ю. Г., ХАИН В. Е.

О НОВОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ АЗИИ

На международной выставке «Геокарта-84» во время проведения 27-й сессии Международного геологического конгресса выставлялась «Тектоническая карта Азии» масштаба 1 : 8 000 000, изданная в 1982 г. в Китае. Карта подготовлена Научно-исследовательским институтом геологии Китайской Академии геологических наук. Она составлена на шести листах, охватывающих всю территорию Азии, включая советскую часть этого континента. Карта выполнена в индексах международной геохронологической шкалы, в разборчивой, легко читаемой красочной легенде с текстом на китайском и английском языках. Объяснительная записка составлена также на китайском и английском языках (английский вариант — 49 с.). Эта карта входит в единый комплекс с изданной ранее в Китае в том же масштабе и той же проекции «Геологической картой Азии», уже известной многим советским геологам.

На тектонической карте выделены все древние платформы и разделяющие их складчатые пояса Азии. В пределах последних показаны складчатые комплексы и разновозрастные чехлы. Заслуживает внимания раскраска этих элементов различными оттенками цвета складчатых зон соответствующего возраста (ранне- и позднепалеозойского, ранне- и позднемезозойского, кайнозойского). В результате фанерозойские складчатые пояса читаются на карте как единые протяженные структуры, не прерываемые молодыми платформами, хотя площадь развития и детали строения чехла последних можно при необходимости также вычитать без особого труда.

Новым элементом для подобных мелкомасштабных тектонических карт является выделение на континенте в цветах складчатых поясов соответствующего возраста фанерозойских палеозон субдукции и палеосутур, вдоль которых сталкивались и объединялись древние континентальные блоки. С этими зонами увязаны проявления разновозрастного известково-щелочного магматизма, протрузии ультрамафитов и границы складчатых поясов. В итоге на карте можно видеть последовательность наращивания фанерозойской континентальной коры на окраинах древних блоков, полярность складчатых поясов и вычитывать время их окончательного замыкания, совпадающее со временем закрытия разделявших их бассейнов с корой океанического и промежуточного типов. На врезке изображено распределение древних и современных литосферных плит с разделяющими их сутурами. Показ на основной тектонической карте и врезке упомянутых элементов имеет важное значение не только для решения региональных вопросов тектонического строения и эволюции Азиатского материка, но и для проведения мелкомасштабного металлогенического районирования, в частности для прогнозирования поясов и зон различной металлогенической специализации над палеозонами Беньофа.

Из тектонических построений на карте наибольший интерес представляет выделение впервые на сводных картах такого масштаба единого протяженного пояса ранне-мезозойской (раннекеммерийской, индосинийской, по другим авторам) складчатости, пересекающего большую часть континента — от Средней Азии до Индокитая и Западной Индонезии. На необходимость выделения подобного трансасиатского пояса индосинид неоднократно указывали в печати некоторые советские геологи. Его ось маркируется ранне-мезозойской сутурой, протягивающейся вдоль Южного Куньлуна и далее к северу от Тибета в Циньлин; далее к востоку она обрывается разломом (сдвигом?) север — северо-восточного простирания.

Зона ранне-мезозойской (индосинийской) складчатости замещается в направлении Центрального Памира и отделяется Центрально-Тибетским массивом от зоны поздне-мезозойской (позднекеммерийской) складчатости Южного Памира и Южного Тибета. На востоке поздне-мезозойская сутура замещается ранне-мезозойской, уходящей на юг в Юньнань, Таиланд и Малайю.

Достаточно информативна и нагрузка на площади прилегающих к Азии океанических акваторий. Здесь показаны современные зоны спрединга и субдукции, основные трансформные разломы, линейные магнитные аномалии с указанием их номеров, скважины глубоководного бурения с приведением возраста пород забоя, направления и скорости (как относительные, так и абсолютные) движения литосферных плит. В объяснительной записке к карте наряду с кратким описанием главнейших структур рассмотрена их эволюция с позиций тектоники плит и выполнены схематические палинпластические реконструкции. При этом учтены последние публикации геологов СССР и других стран.

Некоторым недостатком карты является, на наш взгляд, нерасчлененность складчатых комплексов; выделены лишь более бледным цветом и крапом межгорные впадины, заполненные континентальными отложениями. Не показаны структуры типа передовых прогибов, например на периферии Индостанской платформы.

В общем же не вызывает сомнения, что новая тектоническая карта Азии представляет собой существенный вклад китайских геологов в развитие наших представлений о структуре и истории развития этого материка. Она является синтезом новейших данных по его тектонике, в первую очередь по центральным и западным районам Китая, о строении которых до самого недавнего времени было известно так мало. Наряду с другими материалами, экспонировавшимися от КНР на выставках «Геокарта-84» и «Геоэкспо-84», а также многочисленными интересными докладами китайских ученых на различных секциях 27-го МГК в августе 1984 г. в Москве, рецензируемая карта отражает значительный прогресс китайской геологической науки за последние годы.

Геологический институт АН СССР
ВНИИзарубежгеология

Поступила в редакцию
16.I.1985

ХРОНИКА

УДК 551.24.03 : 552.322

ОФИОЛИТЫ ВО ВРЕМЕНИ
(ЕЖЕГОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПРОЕКТА № 195 МПГК)

Симпозиум «Офиолиты во времени», проходивший с 13 по 15 ноября 1984 г. в г. Нанси (Франция) был третьим совещанием, которое проводила рабочая группа по средиземноморским офиолитам, и проект № 195 «Офиолиты и литосфера окраинных морей» Международной программы геологической корреляции (руководители проекта Л. Беккалува, Н. А. Богданов). В задачу этого совещания входило знакомство с новейшими достижениями в области изучения возраста, происхождения и истории формирования офиолитов, их структурного положения в Альпийско-Гималайском поясе и сопоставление с другими регионами земного шара. Научные проблемы, поставленные на симпозиуме «Офиолиты во времени», особенно актуальны в связи с изучением эволюции состава океанической коры в разные эпохи геологической истории нашей планеты и решением задач о взаимосвязи между земной корой и верхней мантией, т. е. установлением процессов, протекающих в разрезе литосферы океанов в целом. Заседания симпозиума были организованы Лабораторией петрологии университета г. Нанси, сотрудники которой начали изучать разрезы офиолитового комплекса одними из первых во Франции. К началу заседания были опубликованы тезисы всех докладов, присланных учеными многих стран, из которых 45 были отобраны для оглашения, включая доклад В. С. Вишневской «Генетические типы кремнистых отложений и их связь с вулканитами офиолитов». В симпозиуме приняли участие более 100 специалистов из 15 стран мира.

Организаторы совещания выделили для обсуждения четыре основные проблемы: докембрийские и палеозойские офиолиты, мезозойские и кайнозойские офиолиты и океаническая кора, связь офиолитов с кремнистыми отложениями и общие закономерности эволюции офиолитовых комплексов. Каждая из этих проблем была рассмотрена достаточно подробно с учетом данных по вещественному составу и тектонической структуре комплексов, а также типам полезных ископаемых, связанных с ними.

В течение последних десяти лет детальным исследованиям подверглись офиолиты позднего докембрия, главным образом на севере и востоке Африки. По мнению ряда геологов, на ранних этапах развития Земли (в архее) разрезы коры океанов, видимо, отличались от протерозойских, поэтому среди архейских образований докембрийских щитов полные разрезы офиолитов отсутствуют. Некоторые ученые оспаривают такое утверждение. Так, Н. Э. Наливкиной описывались разрезы архейских метаморфических серий на Балтийском щите, которые она сравнивала с фанерозойскими офиолитами. В Нанси Д. Харпер (США) привел пример архейского метаморфического комплекса с возрастом 2,7 млрд лет в Вайоминге, который, по его мнению, идентичен офиолитам более молодых геологических эпох. Свои выводы он строит на анализе состава подушечных лав и даек метадиабазов, которые имеют сходство по химическому составу с лавами срединно-океанических хребтов и толентами островных дуг. По мнению докладчика, тектонические процессы в архее были сходны с современной тектоникой плит, но их расшифровка затрудняется последующими интенсивными деформациями и метаморфизмом. Однако это заключение требует подтверждения более детальным анализом палеотектонической обстановки, существовавшей в архее, на обширном материале и других материках.

Офиолиты палеозоя играют важную роль в строении каледонских и герцинских складчатых сооружений. В первых из них наиболее часто встречается комплексы офиолитов нижнеордовикского возраста, тогда как среди герцинских — девонского. В последние годы детальным геохимический анализ был проведен при изучении нижнепалеозойских офиолитов Ньюфаундленда (Ж. Лоран) и Центрального Французского массива (Р. Меню с соавторами), а также среднепалеозойских — в тектоническом окне Тауэрн, в Австралийских Альпах (В. Хек и Г. Стирер). Повсеместно здесь представлены разрозненные члены офиолитового комплекса, слагающие отдельные тектонические покровы, которые сопоставимы с океаническими образованиями по своему составу и металлогении.

Более широко проводится изучение мезозойских офиолитовых комплексов в разных районах земного шара. На симпозиуме в Нанси участники сделали сообщения о результатах детальным геохимических и тектонических исследований офиолитов, встречающихся в аккреционных призмах Тихоокеанского пояса (Японии, Тайваня, Филиппин, Калифорнии и Коста-Рики) и в тектонических покровах Альпийского пояса (Западных Альп, Карпат, Кипра, Омана и наиболее детально — Греции). Анализ строения

и состава ультрабазитов и кумулятов офиолитовых комплексов островных дуг запада Тихоокеанского пояса показывает, что они формировались в процессе фракционирования толетовой магмы, при этом, например, разрез комплекса Хидака на Хоккайдо мощностью около 4 км образован последовательно троктолитами, оливиновыми габбро, пироксеновыми габбро и габбро-норитами с хорошо выраженной кумулятивной слоистостью (С. Мияшита). Эти породы образовывались в магматической камере срединно-океанического хребта, который характеризовался увеличенной скоростью спрединга. Изотопные исследования неодима офиолитов Восточного Тайваня также указывают на то, что они формировались в условиях спрединга срединно-океанического хребта, камеры которого питались магмой из гетерогенных мантийных источников (Б. Жан и др.). В отличие от этих регионов на о-ве Палаван в Филиппинском архипелаге троктолиты переслаиваются с дунитами и включают линзы и горизонты хромитов. Общий тип разреза офиолитов этого региона позволил Д. Руммельеру и др. сделать вывод, что он образовался в крупной магматической камере, заполненной магмой, поступившей из очень истощенной верхней мантии окраинно-морской впадины. Таким образом, специалистами признается, что офиолитовые комплексы Тихоокеанского пояса могли формироваться в разных структурных обстановках.

Работы по офиолитам Альпийского пояса и Омана показывают, что большинство из них произошло в процессе спрединга «задуговых» океанических впадин. К такому выводу пришли Г. Дюнлоп и А. Фулла на основании изучения стабильных и радиогенных изотопов из мантийных и кумулятивных комплексов Омана, У. Погнанте с соавторами — после детального анализа соотношений химических элементов лерцолитов Ланцо и перидотитов Пьемонта и Ж. Кёпке, описавший среднеюрские (149—156 млн. лет) офиолиты Крита. Он также считает, что отличия, которые устанавливаются между офиолитами Крита, с одной стороны, и Карпат и Родоса — с другой, обусловлены более поздним возникновением Родосско-Карпатской зоны растяжения (около 90 млн. лет) в верхнем мелу.

При изучении офиолитов Альпийского пояса большое значение придавалось возрасту офиолитовых комплексов и генетической связи между кремнистыми осадкообразованием и базальтовым вулканизмом. Анализ, проведенный В. С. Вишневской на примере кремнистых отложений Малого Кавказа, показывает, что в офиолитах осадки, как правило, представлены одними и теми же генетическими типами (В. С. Вишневская). Среди них различаются гидротермный (глобулярные яшмы, железистые и т. д.), который находится в наиболее прямой связи с офиолитовым вулканизмом; туфогенный, с одной стороны, как бы оторван от офиолитового вулканизма, но с другой — сформировался за счет витро- и экзокластитов последнего и третий, биогенный, наиболее типичный и широко распространенный в офиолитовых поясах (радиолярные яшмы, кремни и т. д.), но его связь с офиолитовым вулканизмом опосредованная. К такому же выводу о парагенетической ассоциации пиллоу-лав с радиоляритами пришли многие ученые, исследовавшие офиолитовые комплексы на востоке Альпийского пояса. Особое место среди кремнистых образований занимают радиолярные илы, которые накапливались после спрединга и не сопровождалась базальтовым вулканизмом. По мнению итальянских геологов (П. Пассерини и др.), не устанавливается генетической связи между этапами интенсивного кремнеаккумуляции и расцветом радиолярий и вулканизмом океанского дна.

Пленарные заседания офиолитового симпозиума в Нанси были посвящены проблеме эволюции офиолитов. Возрождение широкого внимания к проблеме офиолитов произошло после публикации работ А. В. Пейве, Г. Хесса, Р. Колмана, Ж. Рокси и др. в конце 60-х годов в связи с развитием идей тектоники плит. Тогда же широкое распространение получили такие понятия, как офиолитовый меланж, олистостромы, офиолиты шовных зон и др.

Если вначале офиолиты считали реликтами океанической коры геологического прошлого и их сравнивали только с литосферой океанов, то сейчас образование и структурное происхождение офиолитов объясняются зонами аккреции, океаническими и малями окраинно-морскими бассейнами, основанием островных дуг и т. д.

Вопрос распределения периодов образования покровов офиолитов в геологической истории привлекает внимание многих ученых. В. Бортолотти, Э. Аббате и др. обобщили данные по офиолитам различных регионов мира в возрастном диапазоне от протерозоя до мела включительно. В результате ими были подтверждены предположения о наличии эпох в формировании офиолитов, и при этом выделено два максимума в их становлении, первый из которых приходится на ордовик, а второй — на мел. Проведенный анализ генезиса и структуры океанической коры палеозойских офиолитов (Урал, Казахстан, Дальний Восток СССР, Монголия, Калифорния) и мезозойских (Италия, Тетис, Тихоокеанское обрамление) показал, что различия в ритмах офиолитообразования востока (Тетиса) и запада (Тихоокеанского кольца) можно объяснить пульсационным характером механизма спрединга в масштабе планетарной эволюции. Тем самым докладчики подтвердили выводы, сделанные советскими учеными еще 5 лет назад. По представлению В. Бортолотти и др., юрско-меловые офиолиты Тетиса образовались в малых океанических впадинах, в окраинных частях этого мезоокеана.

Ж. Дьюи и Р. Шаклтон, обобщив материал по обдукции и структурной эволюции офиолитов в складчатых поясах, широко используя материалы по Шотландии, Ньюфаундленду, Северной Америке и Папуа, сделали вывод о наличии двух видов офиолитов: окраинно-морского и океанического. Их мнение совпадает с предположением П. Трюрнит, согласно которому рифтогенез происходит на активных континентальных окраинах, для которых характерны трансформные разломы; им выделено два периода:

I — в палеозое, очень короткий, сопровождавшийся образованием глаукофановых сланцев, II — юрско-меловой — спрединг, а затем субдукция, протекавшие, по палеомагнитным данным, очень быстро. Такие идеи неоднократно высказывались советскими учеными и в первую очередь Н. Л. Добрецовым, А. Л. Книппером и др.

Симпозиум в Нанси показал, что изучение офиолитовых комплексов продолжается во многих странах мира на высоком научном уровне с использованием самых современных методов исследований. Ежегодные международные совещания по этой проблеме позволяют ученым обмениваться последними результатами работ и дают много сведений по эволюции океанической коры и континентальных окраин в геологическом времени.

Н. А. Богданов, В. С. Вишневецкая

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 08.07.85 Подписано к печати 19.08.85 Т-17219 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8+1 вкл. Усл. кр.-отт. 17,0 тыс. Уч.-изд. 11,6 листов Бум. л. 3,5
Тираж 1686 экз. Зак. 4514

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

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список

подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В 437

ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116

БАЛУЕВУ А С

70228

7 Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. 1977. 112 с. 1 р. 02 к.

В сборнике рассматриваются разнообразные тектонические структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Затрагиваются вопросы, касающиеся механизма развития тектонических структур, особенностей строения природы энергетического источника тектонических деформаций.

Книга рассчитана на исследователей, работающих в области региональной и теоретической геотектоники, тектонофизики, а также интересующихся вопросами методики тектонических исследований.

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ. 1974. 202 с. 1 р. 04 к.

В сборнике рассмотрены общие аспекты геологии и состава магматических ассоциаций основного, ультраосновного, щелочного и кислого состава, а также контрастных, смешанных и специфических ассоциаций пород ударно-взрывного происхождения. Суммированы представления о тектонической позиции происхождения, металлогении этих групп пород, и на их базе предложен ряд оригинальных схем классификации магматических формаций и новых подходов к формационному анализу в целом.

Издание предназначено для геологов производственных и научно-исследовательских организаций, работающих в областях металлогении, тектоники и петрологии, и на преподавателей и студентов геологических вузов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 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»