

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПОТРЕБНОСТИ

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1982

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1982

СОДЕРЖАНИЕ

Кожурин А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана	3
Исаев Е. Н. Сравнение рифтовых зон Красного моря и срединно-океанических хребтов	19
Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Болгурцев Н. Н., Завинская Г. А. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита	24
Денисова Е. А. Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)	32
Ярмолюк В. В., Тихонов В. И. Позднепалеозойский магматизм и разломная тектоника Заалтайской Гоби (МНР)	46
Ситдиков Б. Б. Новейшая тектоническая история Ферганской впадины	58
Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий	65
Сулиди-Кондратьев Е. Д., Покрышкин В. И., Козлов В. В. Тектонические особенности размещения и формирования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии	80
Шлезингер А. Е. О глубинах Средиземноморского мессинского (позднемиоценового) бассейна с позиций структурного анализа	95
Чехов А. Д., <u>Александров А. А.</u> Офиолитовые аллохтоны Пенжинского края	100

Рецензии

Пущаровский Ю. М. О книге В. Е. Хаина и Л. Э. Левина «Основные черты тектоники континентов и океанов» (М., ВНИИЗарубежгеология, 1980)	106
---	-----

Хроника

Проблемы докембрия (Международный симпозиум, Копенгаген, Дания, 27 февраля — 1 марта 1981 г.)	109
---	-----

G E O T E C T O N I C S

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1982

CONTENTS

Kozhurin A. I., Trifonov V. G. Young strike-slip faults of the Pacific fringes . . .	3
Isaev E. N. Comparison of rift zones of the Red Sea and mid-oceanic ridges . . .	19
Bylinski R. V., Glebovitsky V. A., Bolgurtsev N. N., Zavinskaya G. A. Morphology of Mohorovičić and Konrad discontinuities of the Baltic shield east . . .	24
Denisova E. A. Deformations of ultrabasic metamorphites of the Voikar-Synjin massif (the Polar Urals)	32
Yarmolyuk V. V., Tikhorov V. I. Late Paleozoic magmatism and fault tectonics of the Transaltai Gobi (Mongolian People Republic)	46
Sitdikov B. B. Neotectonic history of the Fergana depression	58
Makarov V. I., Spiridonov Kh. B. Neotectonics of the Rodopi massif and adjacent territories	65
Sulidi-Kondratiev E. D., Pokryshkin V. I., Kozlov V. V. Tectonic peculiarities of location and formation of Mesozoic and Cenozoic sedimentary formations of North Africa and Arabia	80
Shlezinger A. E. On depths of the Mediterranean Messinian (Late Miocene) basin from the position of the structural analysis	95
Chekhov A. D., Aleksandrov A. A. Ophiolitic allochthones of the Penzhina chain of hills	100

Reviews

Pushcharovsky Yu. M. On the book by V. E. Khain and L. E. Levin «The main tectonic features of the continents and oceans» (M., VNIIZarubezhgeologiya, 1980)	106
--	-----

Chronicles

Problems of the Precambrian (International Symposium, Copenhagen, Denmark, 27-th February — 1-st March 1981)	109
--	-----

УДК 551.243.6(265/266)

КОЖУРИН А. И., ТРИФОНОВ В. Г.

МОЛОДЫЕ СДВИГИ ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

В статье рассмотрены системы молодых тектонических нарушений обрамления Тихого океана. Наиболее значительными из них являются сдвиги. Показано, что сдвиги и связанные с ними тектонические нарушения не распространяются дальше и глубже участков земной коры с гранитно-метаморфическим слоем. Устанавливается верхнекоровое заложение сдвигов. Для более глубоких горизонтов литосферы и областей с океанической корой характерны иные типы и сочетания структур. Структурное своеобразие нарушенных сдвигами верхнекоровых литопластин отражает их кинематическую обособленность, т. е. тектоническую расслоенность литосферы активных окраин Тихого океана.

Тихий океан с запада, севера и востока обрамлен системами активно развивающихся новейших структур. Их возникновение и развитие определяется, согласно теории тектоники плит [5], субдукцией океанических плит под плиты обрамления, которым присуща кора континентального или переходного типа. Субдукцией объясняются образование структурно-динамической пары островная дуга (край континента) — глубоководный желоб, а также известково-щелочной дифференцированный вулканизм островной дуги и развитие сейсмофокальной зоны, обычно наклоненной от океана.

Для того чтобы понять, насколько полно указанная схема отражает кинематику современного тектонического развития периферии Тихого океана, авторы проанализировали и обобщили данные о позднечетвертичных (молодых) тектонических нарушениях и деформациях рельефа и современных землетрясениях. В первую очередь рассматривались проявления активности крупных разломов, простирающихся вдоль края континента или островной дуги и, как представляется, непосредственно отражающих характер движений и взаимодействия главных литопластин региона. Оказалось, что чаще всего эти разломы крутые и перемещения по ним являются сдвиговыми или, по меньшей мере, имеют значительную сдвиговую компоненту. Таковы Альпийский разлом Новой Зеландии, продольные разломы Филиппин и Тайваня, Срединная тектоническая линия Японии, тыловой шов в западной части Алеутской дуги, система продольных разрывов центральной и юго-восточной Аляски, система разломов Сан-Андреас на западе Северной Америки и Атакамский разлом Перуанского и Чилийского побережий (рис. 1).

Ранее делались попытки найти общие закономерности образования таких сдвигов. Бениофф [11], Гамильтон и Майерс [17], отмечая правые смещения по линиям разломов, посчитали их результатом вращения ложа Тихого океана относительно его обрамления. Однако этой гипотезе при всей ее первоначальной очевидности противоречат как общая конфигурация линии побережий [1], так и наличие в некоторых районах обрамления Тихого океана продольных левых сдвигов. Сторонники теории тектоники плит выводили сдвиговый характер перемещений из косо-го поддвига взаимодействующих литосферных плит [15], но и такое объяснение не исчерпало проблемы, так как во многих случаях не соответствовало направлению движения плит, определенному по батиметрическим, палеомагнитным и сейсмологическим данным. Невозможность свести причины развития системы разломов Тихого океана «к простому перемещению литосферных плит в обе стороны от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия» подчеркнули Ю. М. Пушаровский и его соавторы [6, с. 11].

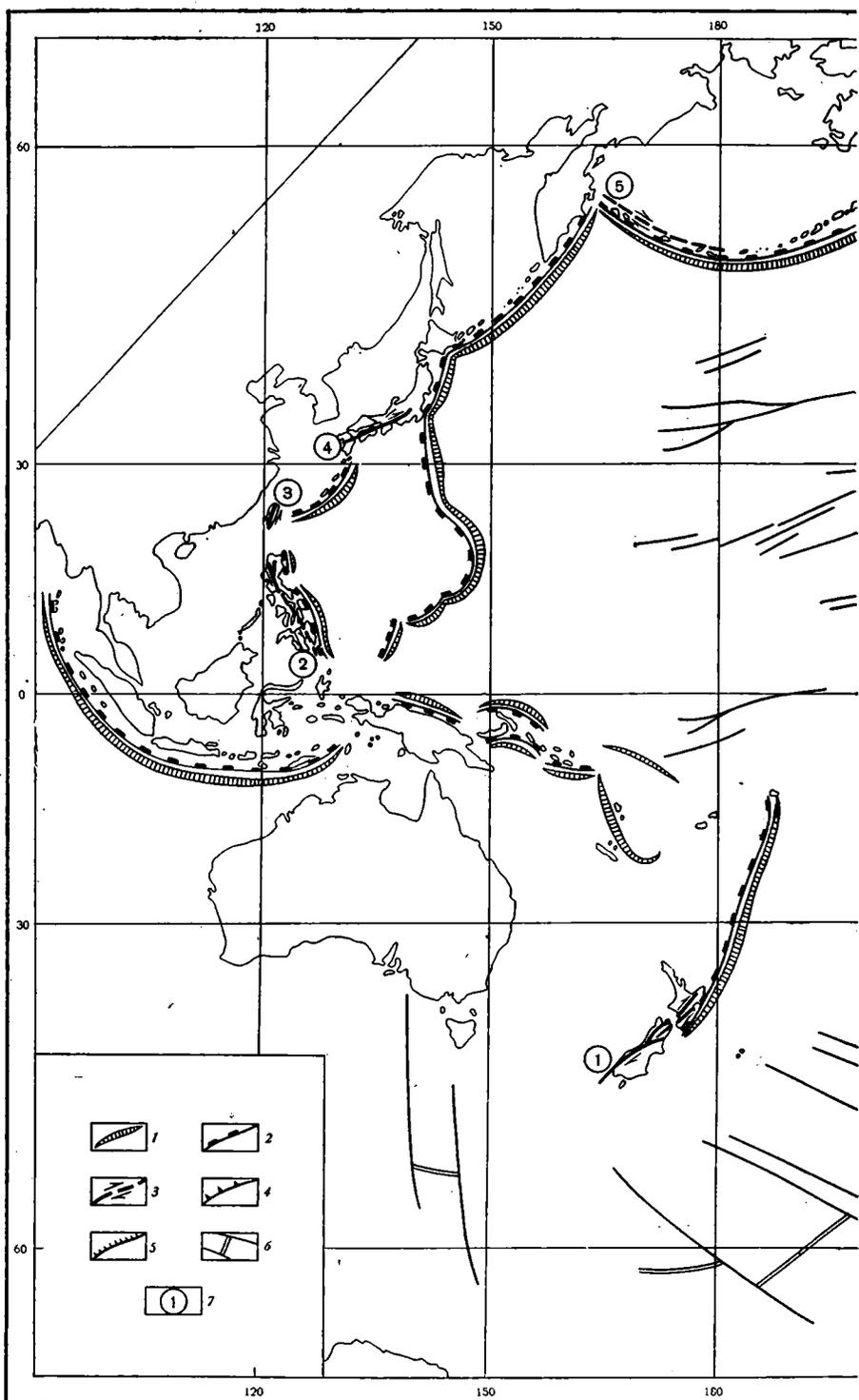
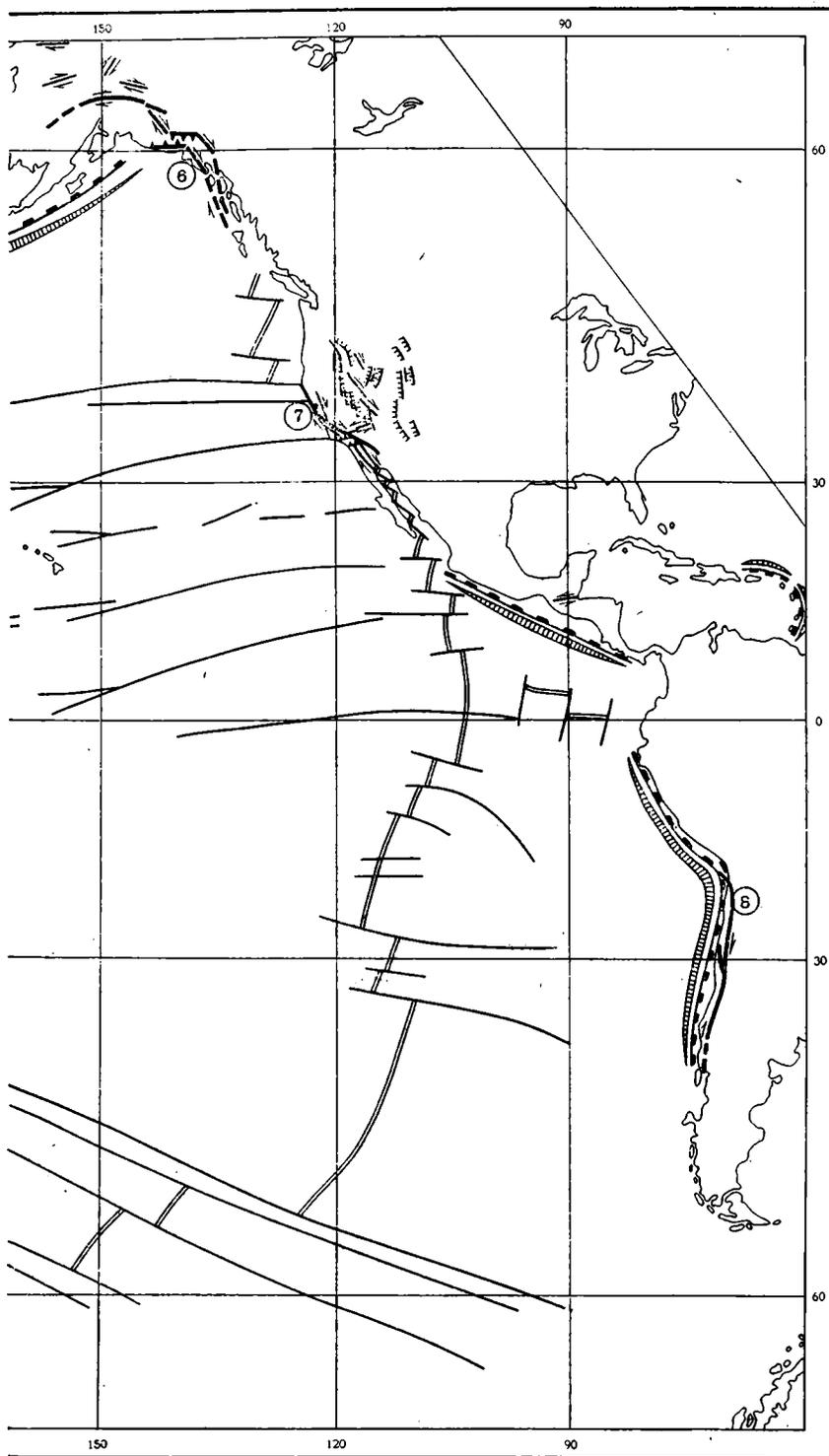


Рис. 1. Зоны молодых нарушений обрамления Тихого океана
 1 — глубоководные желоба; 2 — зоны надвигания островных дуг и активного континентальных окраин; 3—5 — системы главных коровых разрывов; 3 — сдвиги, 4 — надвиги, 5 — сбросы; 6 — рифтово-трансформная система океана; 7 — главные сдвиговые зоны: 1 — Альпийский разлом; 2 — Филиппинский сдвиг; 3 — Продольный разлом Тайваня; 4 — Срединная тектоническая линия Японии; 5 — тыловой шов западной части Алеутской дуги; 6 — сдвиг Феавеза, 7 — разлом Сан-Андреас; 8 — Атакамский разлом



Все это побудило авторов настоящей статьи вновь, с использованием новых данных, проанализировать активные сдвиговые структуры Тихоокеанского обрамления, обращая внимание не только на морфологию и кинематику, но и на характер проявлений этих структур на разных уровнях литосферы.

Проявления молодых движений по сдвигам обрамления Тихого океана

9

Название тектонического нарушения	Простирание	Местоположение	Смещенные элементы рельефа	Район смещения	Во.раст	Амплитуда смещения, м			Скорость смещения, см/год	Литературный источник
						горизонтальное	знак	вертикальное		
Альпийский	СВ 30—40°	Южный о. Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа Терраса 120 м	Районы рек Блю и Мартир	Последнее оледенение	200—300	Прав.	—	1,4—2,5	[2, 23, 24]
					Последнее межледниковье	730	»	120	?	
Уаирарапа	СВ 30°	Северный о. Новой Зеландии	Ледниковые формы рельефа		Последнее оледенение	120	»	—	1,5—2,6	
Веллингтон					140	260				
Уаирау	СВ	Северная часть Южного о. Новой Зеландии	Аккумулятивная терраса, переходящая в морену		То же	60	»	—	1,1—2,0	
Аватере					90	195				
Хоуп						45				
Портер-Пасс	СЗ	Острова Лусон, Масбат, Леуте, Минданао	Русла мелких водотоков, русловые отложения		Поздний голоцен	30	Лев.	—	≥0,п	[9, 10]
Филиппинский					Первые метры и десятки метров	»	—	≥0,п		
Продольный разлом Тайваня	Меридиональное	Восточная часть о. Тайвань	Русла мелких водотоков, современные русловые отложения		То же	То же	»	—	≥0,п	
Срединная тектоническая линия	ВСВ	Острова Кюсю, Сикоку, п-ов Кии, центр. Хонсю (ю-з Япония)	Речные долины разного порядка, водораздельные хребты Аллохтон надвига		?	Десятки метров — 1500—2000	Прав.	—		[19, 20]
					Поздний плейстоцен	300—500				
Западно-Алеутский	СЗ	В тылу западной части Алеутской островной гряды	Установлен по механизмам очагов	—	—	—	»	—	—	[14]
Денали	Субширотное	Северное ограничение Аляскинского хребта					»			
Точунда	СЗ	Центральная Аляска	Конечные и боковые морены современных ледников	Район оз. Криллон	930 ± 200	50—55	»	—	4,8—5,0	[12]
	СЗ				Север.-вост. побережье залива Аляска	Долины главных водотоков	На всем протяжении разлома	?	50000—55000	»

Сан-Андреас	S3	Протягивается от Калифорнского залива до м. Мендосино (запад Сев. Америки)	Аккумулятивная терраса	Сев.-вост. часть равнины Карризо	3500	120	»	—	3,0	[31]
	S3	Параллельные и опеляющие Сан-Андреас	Различные элементы рельефа	Долины рек Пахаро и Литтл-Рок	Позднечетвертичный	600—700	»	—	2,0	
Хэйвард, Калаверас, Аккаланка и др. Атакамский	Субмеридиональное	Чилийское побережье Южной Америки	Долины водопаков различного порядка	На всем протяжении разлома			»	—	В ср. 1,0	[32]

Альпийский разлом протягивается в северо-восточном направлении в пределах островов Новой Зеландии. Они являются центральной, наиболее возвышенной частью обширного поднятия, где широко развиты участки со сформированным гранитно-метаморфическим сломом. На северо-востоке поднятие продолжается островной дугой Тонга — Кермадек с переходным типом строения земной коры. Все структуры островной дуги в области развития гранитно-метаморфического слоя быстро выклиниваются.

На Южном острове Альпийский разлом (рис. 2) проходит вдоль северо-западного подножия Южных Альп. В северной части острова он разделяется на несколько ветвей примерно того же простираения. Это разломы Уайрау, Аватере, Хоуп, Портер-Пасс, Вангамоа, Кекеренгу и др. На Северном острове известны два тектонических нарушения северо-восточного простираения — Веллингтон и Уайрарапа [2, 24]. Разлом Веллингтон ограничивает с востока грабен, протягивающийся в центральной части острова вплоть до залива Пленти. Там он смыкается с междуговым прогибом Хавр-Клау. В грабене сосредоточены проявления современного вулканизма Новой Зеландии.

Все указанные нарушения — активные правые сдвиги (таблица). Они доминируют в разрывной тектонике Новой Зеландии. Нарушения другого морфологического и кинематического типа редки и незначительны. Это отдельные сбросы северо-восточного простираения на Северном острове (например, сброс Моумахаки). На Южном острове единственным безусловно активным нарушением является взбросо-сдвиг Уайт-Крик северо-западного простираения. Во время Мурчисонского землетрясения 1929 г. его северо-восточное крыло было взброшено на 4,5 м и сместилось к северо-западу на 2,1 м (левый сдвиг). Видимо, взбросо-сдвиг Уайт-Крик сопряжен с правыми сдвигами северо-восточного простираения и образует с ними единую систему тектонических нарушений.

Распределение гипоцентров землетрясений в пределах региона, включающего в себя не только острова Новой Зеландии, но и островную дугу Тонга — Кермадек, показывает общую тенденцию — уменьшение максимальной глубины землетрясений от примерно 600 км в средней части дуги Тонга — Кермадек до 150 км в центральной части Северного острова и 20, редко 40 км на остальной площади Новой Зеландии [2, 18]. По сравнению с островной дугой для островов Новой Зеландии характерно в общем рассеянное в плане распределение эпицентров землетрясений. Данные по микросейсмичности за 1973 г. для одного из участков юго-восточного крыла Альпийского

разлома, где он разветвляется на ряд более мелких сдвигов [28], обнаруживают следующее: во-первых, эпицентры группируются в полосы, параллельные общему простиранию Альпийского разлома, но не приуроченные ни к одному из картируемых на поверхности нарушений; во-вторых, все очаги микроземлетрясений попадают в интервал глубин от 0 до 15 км и ниже 20 км практически отсутствуют.

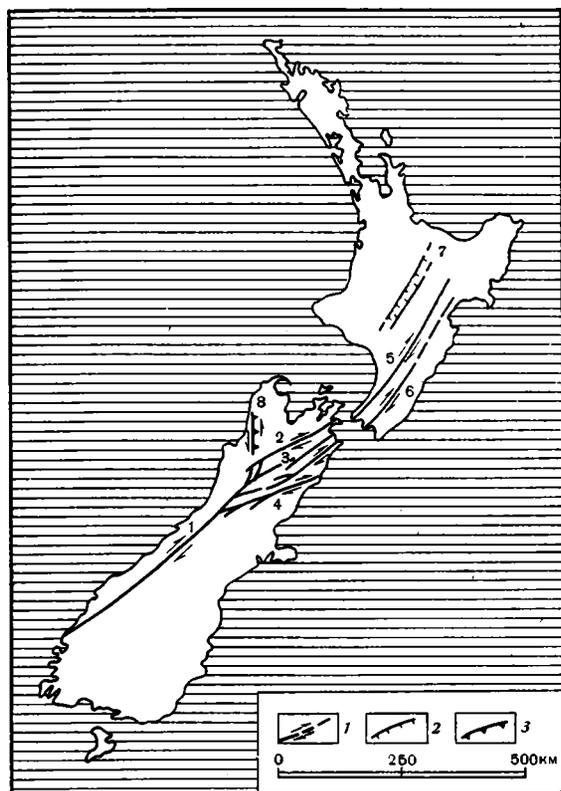


Рис. 2. Молодые разломы Новой Зеландии, по Г. В. Веллману [2] и К. Г. Шольцу [29]
 1 — сдвиги; 2 — сбросы; 3 — надвиги. Цифры на карте: 1 — Альпийский разлом, 2 — Уаирау, 3 — Аватере, 4 — Хоуп, 5 — Веллингтон, 6 — Уаирапа, 7 — Моумахаки, 8 — Уайт-Крик

Анализ фокальных механизмов землетрясений Южного острова и южной части Северного острова [28, рис. 7] позволяет сделать следующие выводы:

1) подтверждаются правые перемещения по всем продольным сдвигам Новой Зеландии;

2) для восточного крыла Альпийского разлома характерны почти чисто правосдвиговые механизмы очагов, если выбирать нодальные плоскости, параллельные простиранию сдвигов;

3) для северо-западного крыла в его южной части почти все определения механизмов очагов дают значительную, часто преобладающую надвиговую компоненту смещения в очагах с небольшой компонентой правого сдвига; в северной части этого крыла, наоборот, сдвиговая компонента преобладает над надвиговой;

4) для фокальных механизмов землетрясений средней глубины, появляющихся в южной части Северного острова, при выборе нодальных плоскостей северо-восточного простирания получается преобладание сдвиговой компоненты перемещений, но уже левой. О чем это свиде-

тельствует, говорить трудно. Можно лишь предположить, что для этих более глубоких горизонтов коры возможно другое направление современных движений.

Левые сдвиги Филиппин и Тайваня являются практически единственными значительными тектоническими нарушениями, определяющими стиль новейшего структурного рисунка этих регионов [9]. Их активность устанавливается по смещениям молодых форм рельефа (см. таблицу). Непосредственно в зонах разломов в историческое время неоднократно происходили сильнейшие землетрясения. На Тайване в результате землетрясения 25 ноября 1951 г., эпицентр которого находился в средней части Продольной долины, появился разлом длиной около 40 км. Левый сдвиг по нему достиг 163 см. Вертикальное перемещение было несовместным и выразилось в поднятии восточного крыла в среднем на 130 см. При землетрясении 28 октября этого же года в северной части Продольной долины левый сдвиг по образовавшемуся на поверхности нарушению длиной 7 км достиг 2 м и восточное крыло было взброшено на 1 м. При землетрясениях 1906 и 1935 гг. в западной части острова образовались разломы северо-восточного (60—70°) простирания с правым знаком сдвиговых смещений. Возможно, они сопряжены под острыми углами с главным Продольным разломом Тайваня.

В пределах Филиппинского архипелага уровень сейсмичности достаточно высок, но распределение эпицентров землетрясений не обнаруживает заметной связи с Филиппинским разломом. Ритсем и Вельдкамп [9] по данным о фокальных механизмах 35 землетрясений установили преобладание левосдвиговой компоненты перемещения в очагах при направлении оси максимального горизонтального сжатия около 60° СВ, т. е. перпендикулярном общему простиранию Филиппинской островной дуги и Филиппинского разлома.

Интересные данные о региональных напряжениях приводит Фитч [15, рис. 5, 12] на основе определений механизмов очагов мелкофокусных землетрясений. Землетрясения, эпицентры которых расположены в пределах самих островов архипелага, указывают на левосдвиговые перемещения. Для землетрясений, эпицентры которых попадают между островами и желобом Минданао, характерно простирание горизонтальной проекции вектора максимального сжатия примерно на восток-северо-восток (перпендикулярно островной дуге). Для отдельных землетрясений этой группы определены направления движения. Они того же простирания. Определения механизмов очагов землетрясений, эпицентры которых находятся в пределах желоба или его внешнего склона, свидетельствуют об условиях растяжения в том же восток-северо-восточном направлении.

В юго-западной Японии активные разрывы достаточно многочисленны. По морфологии, кинематике и масштабу перемещений выделяется несколько их систем [19] (рис. 3). Первую систему образуют сопряженные правые сдвиги северо-восточного и левые сдвиги северо-западного простирания в северной части юго-западного Хонсю. Это разломы Ямасаки, Митоке, Синфукуи, Неодани и др. Возникновение сети этих нарушений связывается с горизонтальным сжатием юго-западной Японии в субширотном направлении.

Вторая система — надвиги меридионального простирания: Икома Самбияку, Тонгу и др.

Третья система — надвиги субширотного простирания, вытягивающиеся вдоль Срединной тектонической линии Японии.

Четвертую систему составляют наиболее крупные нарушения, названные тектоническими линиями. Они являются характерным элементом структуры юго-западной Японии. На остальной ее территории тектонические нарушения такого типа и масштаба не установлены.

Выделяются Срединная тектоническая линия, линия Арима — Такатсуки, Ханаори и Янагасе. Первые две линии — правые сдвиги субширотного простирания, вторые две — левые сдвиги субмеридионального простирания. Самое значительное нарушение — Срединная тектоническая

линия, правосдвиговые перемещения по которой доказываются для всего позднечетвертичного времени (см. таблицу).

Распределение очагов землетрясений в плане и разрезе обнаруживает определенные различия для областей к северу от Срединной тектонической линии и к югу от нее. Выводы эти основаны на данных о землетрясениях с магнитудой ≤ 5 за время с сентября 1964 г. по июль 1968 г. [19]. В районе распространения правых и левых сдвигов северо-восточного и северо-западного простираний эпицентры землетрясений распределены по площади почти равномерно, образуя лишь слабые

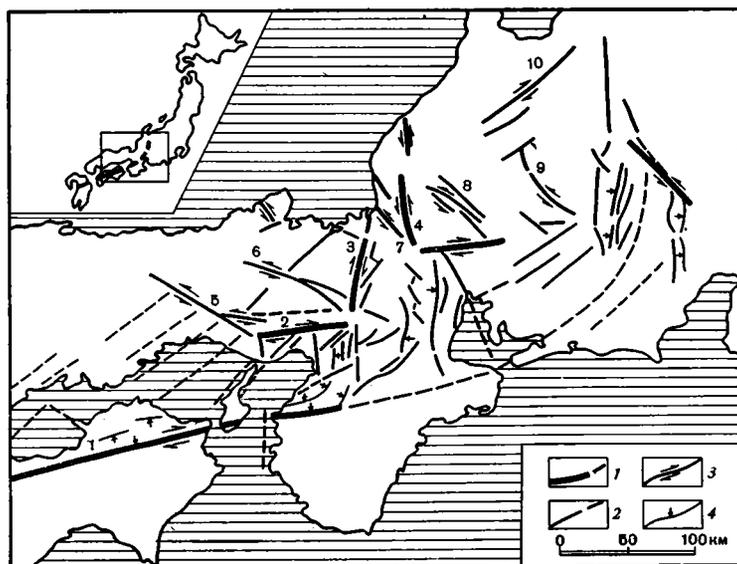


Рис. 3. Четвертичные разломы юго-западной Японии, по К. Хузита и др. [19]

1, 2 — разломы разного ранга: 1 — тектонические линии, 2 — прочие разломы; 3 — сдвиги; 4 — надвиги. Цифры на карте: 1 — Срединная тектоническая линия, 2 — Арима — Такатсуки, 3 — Ханаори, 4 — Янагасе, 5 — Ямасаки, 6 — Митоке, 7 — Синфукуи, 8 — Неодани, 9 — Атера, 10 — Атоцугава

скопления вблизи некоторых сдвигов (Ямасаки, Митоке). По распределению гипоцентров землетрясений с глубиной наблюдается четкий пик на глубине 10—13 км с быстрым убыванием до 15 км. Ниже 20 км землетрясения очень редки. Для сдвигов Ямасаки и Митоке максимальное количество землетрясений попадает в интервал глубин от 10 до 15 км. Положение оси максимального сжатия, определенное по совокупности всех землетрясений описываемой области, — горизонтальное с субширотным простиранием (порядка 105° ВЮВ), что находится в согласии с направлением оси максимального сжатия, предполагаемым по структурному рисунку разрывных нарушений.

Мелкофокусные ($H \leq 30$ км) землетрясения юго-западной Японии к югу от Срединной тектонической линии сосредоточены между ней и меридиональным разломом надвигового типа, предполагаемого сразу к западу от п-ова Кии. Они также дают субширотное направление оси максимального сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе образуют пологую сейсмофокальную зону с падением ее плоскости примерно на северо-северо-восток. Ось максимального сжатия по этим землетрясениям имеет субмеридиональное простирание. Таким образом, с определенной долей вероятности можно говорить о различии полей напряжений на разных уровнях литосферы юго-западной Японии, что, возможно, реализуется в различии тектонических движений и структур.

Для изучения геодинамики западной части Алеутской дуги (до меридиана 180°) использовались в основном сейсмологические данные [14]. Геологическим картированием этой части Алеутской островной гряды не обнаружены какие-либо протяженные молодые сдвиговые нарушения. Островная гряда не находится в условиях сжатия, что устанавливается по широкому распространению трещин и грабенов различного простирания и возраста [8]. Кроме того, в этой части Алеутской дуги нет проявлений современного вулканизма и нет землетрясений глубже 70 км.

Определения механизмов очагов позволяют выделить три группы землетрясений.

1. Землетрясения, эпицентры которых расположены в глубоководном желобе, как на его склонах, так и в днище. Определения механизмов их очагов свидетельствуют о напряжениях растяжения, причем ось максимального растяжения всегда перпендикулярна простиранию дуги. Приведены глубины двух землетрясений — 43 и 40 км, т. е. они могут отражать напряженное состояние нижних частей океанической литосферы.

2. Землетрясения в пределах островной дуги. При определениях механизмов очагов выбраны нодальные плоскости, которые при разных землетрясениях параллельны друг другу. Они показывают смещения вдоль субгоризонтальных поверхностей и позволяют говорить о движении горных масс островной дуги по ее простиранию на северо-запад. Гипоцентры землетрясений попадают в интервал глубин от 0 до 23 км. Лишь гипоцентр одного землетрясения находится глубже — 38 км.

3. Землетрясения, эпицентры которых приурочены к тыловому склону островной гряды. Определения механизмов очагов показывают правые сдвиги. Известные значения глубины двух землетрясений — 22 и 14 км примерно совпадают с глубиной землетрясений второй группы. Правые сдвиги получаются при выборе вертикальных нодальных плоскостей, простирание которых совпадает с простиранием островной гряды. В итоге, предположительно, тыловым ограничением западной части Алеутской островной дуги служит протяженное разрывное нарушение с вертикальной плоскостью сместителя и правосдвиговыми перемещениями. Они являются, возможно, следствием движения горных масс островной гряды по ее простиранию на северо-запад. Глубже 20—25 км такой тип деформаций не устанавливается.

В центральной и юго-восточной Аляске развита система протяженных правых сдвигов, активных в современную эпоху (рис. 4). Сдвиг Денали протягивается по северному подножию Аляскинского хребта и имеет дугообразную форму, изменяя простирание с северо-восточного на широтное. На восточном окончании он подставляется сдвигом Точунда северо-западного простирания. Сдвиг Феавеза того же простирания проходит юго-восточнее, по побережью Аляскинского залива. Находясь непосредственно на продолжении друг друга, разломы Точунда и Феавеза не соединяются между собой. Движение к юго-востоку северо-восточного крыла первого из них, по-видимому, реализуется в надвиге Дьюк Ривер восток-юго-восточного простирания, который в восточном окончании подставляется предположительно активным правым сдвигом Далтон северо-западного простирания [26]. Правые перемещения по разлому Феавеза трансформируются в движения по активным надвигам Коул Глейснер и Чугач — Сейнт Елиас широтного и субширотного простирания. На юго-востоке сдвиг Феавеза разделяется на несколько ветвей — предполагаемый под водой сдвиг Королевы Шарлотты, правые сдвиги Перил-Стрейт и Паттерсон-Бэй. Более мелкого порядка сдвиги и сбросо-сдвиги распространены в основном к северу от Аляскинского хребта.

Определенные данные о молодых движениях известны для сдвига Феавеза (см. таблицу). По линии разлома в историческое время неоднократно происходили землетрясения. При землетрясении 10 июля 1958 г. (магнитуда 7,9) в районе Кросс Саунд (там, где разлом начинает разветвляться) правые смещения в разных точках составили 2,4, 3,5 и 6,5 м.

В отдельных местах было взброшено юго-западное крыло с максимальной амплитудой 2 м. Анализ механизма очага, осуществленный Стаудером [26], подтвердил правый сдвиг.

Новейшую структуру Тихоркеанского побережья США и сопредельных районов Мексики также определяет система крупных разломов северо-западного простирания. Сан-Андреас, главный разлом системы, протягивается более чем на 1000 км. На юге Сан-Андреас сочленяется с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, а на севере, на краю континентального склона, примыкает под углом к океаническому разлому Мендосино (рис. 5).

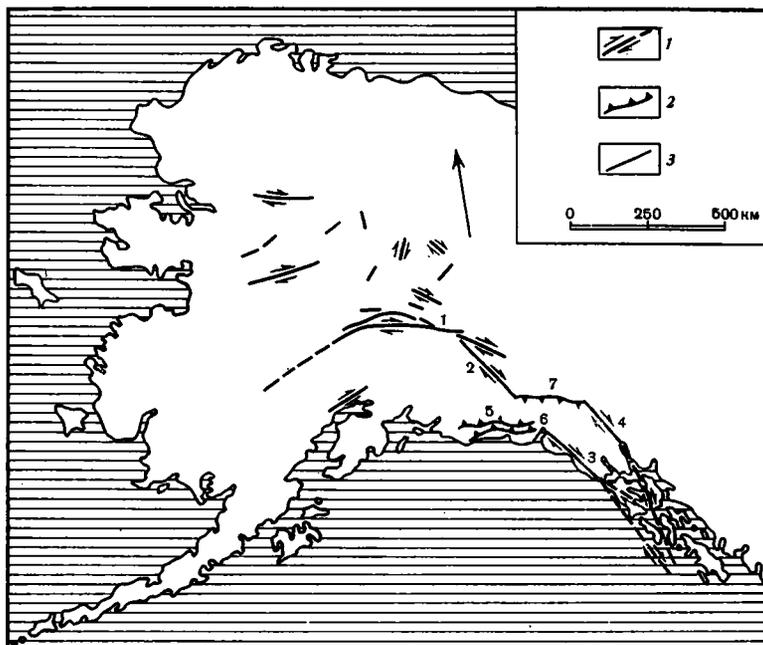


Рис. 4. Молодые разломы центральной и юго-восточной Аляски, по Дж. Брогану и др. [12] и Дж. Плафкеру и др. [26]
 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — разломы с невыясненным типом перемещений. Цифрами на карте обозначены разломы: 1 — Денали, 2 — Точунда, 3 — Феавеза, 4 — Далтон, 5 — Чугач-Сейнт Елиас, 6 — Коул Глейсиер, 7 — Дьюк Ривер

По режиму современных движений разлом Сан-Андреас разделяется на четыре участка (с севера на юг): от мыса Мендосино до Лос-Гатоса, от Лос-Гатоса до Чолама, от Чолама до перевала Кахон и от перевала Кахон до Калифорнийского залива [34]. Повсеместно молодые формы рельефа сдвинуты вдоль разлома вправо, но осуществляется этот сдвиг по-разному. На первом и третьем участках происходят резкие, с интервалами 50—300 лет, катастрофические землетрясения, в промежутках между которыми активности не отмечается. Наиболее известны Сан-Францисское землетрясение 1906 г. на первом участке и Калифорнийское (Форт-Техонское) землетрясение 1857 г. на третьем участке. Они сопровождались правосдвиговыми перемещениями на 5 и 10 м соответственно [22, 33]. Подобные перемещения имели место и во время предыдущих землетрясений. На двух других участках происходят более слабые землетрясения. Они повторяются чаще и сопровождаются крипом. Механизмы очагов землетрясений указывают на правый сдвиг вдоль разлома [3]. Скорости современных сдвиговых перемещений не выдержаны вдоль разлома. Так, на его втором участке, между с. Пейсинс и с. Чолам они варьируют от 1 до 4 см/год. На третьем участке разлома, на краю равнины Карризо скорость сдвига за конец голоцена близка к 3 см/год. Со временем скорости движений на разных участках осредняются.

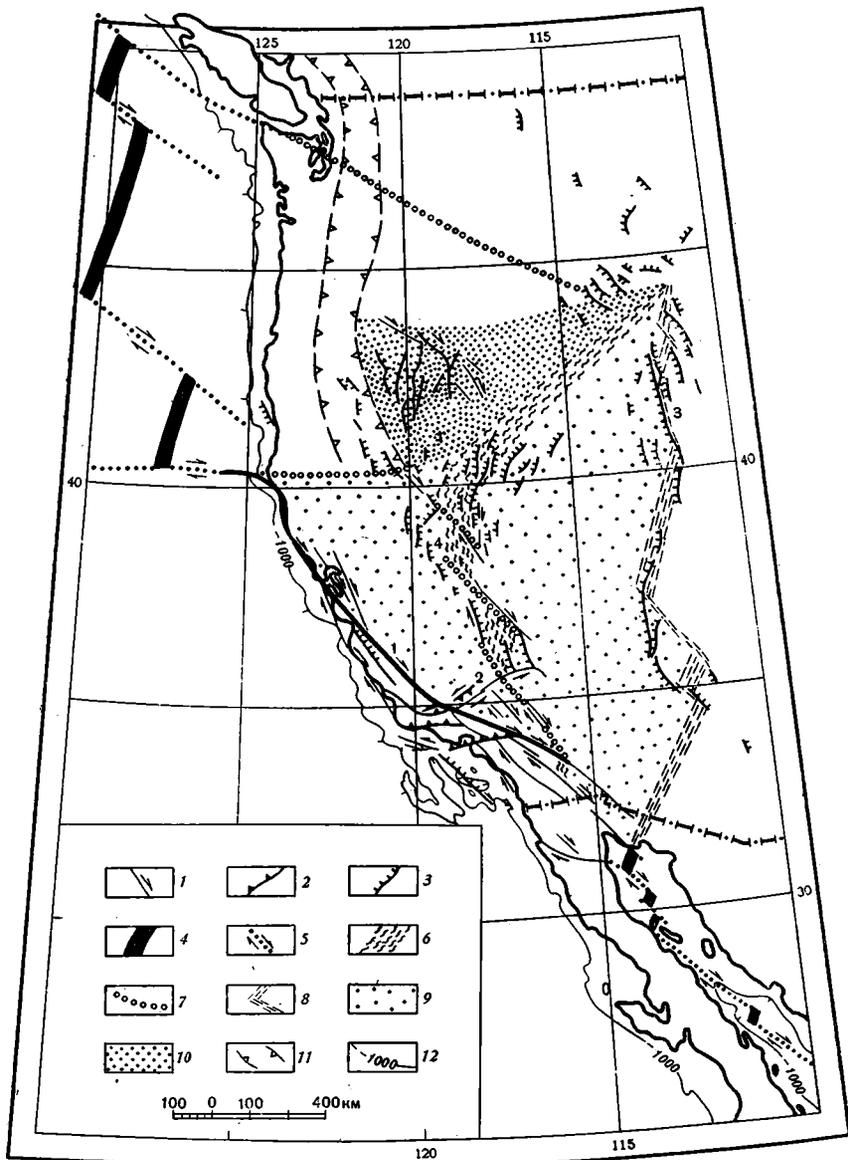


Рис. 5. Соотношения верхнекоровых и глубинных молодых структур запада Северной Америки

1—3 — верхнекоровые четвертичные разломы: 1 — сдвиги, 2 — надвиги, 3 — сбросы; 4—5 — океанические зоны: 4 — рифтов, 5 — трансформных разломов; 6—8 — зоны деформаций под верхнекоровым слоем: 6 — главные рифтового типа, 7 — главные трансформного типа, 8 — второстепенные; 9 — область срыва верхнекорового слоя; 10 — рассеянная трансформная зона; 11 — область дифференцированного известково-щелочного вулканизма; 12 — изобата —1000 м

С конца позднего плейстоцена поныне и на втором, и на третьем участках, несмотря на различия режима движений, средние скорости сдвига оказываются одинаковыми, около 2 см/год (см. таблицу), и совпадают со средней скоростью сдвига с конца миоцена.

Разлом Сан-Андреас сопровождается параллельными и оперяющими нарушениями: Хэйвард, Калаверас, Эльсинор, Аква-Бланка и др. Современные правосдвиговые перемещения регистрируются определениями механизмов очагов землетрясений, геодезическими наблюдениями, смещениями заборов, гротуаров и т. п. Суммарная скорость современных движений по этим разломам, по-видимому, достигает 1 см/год. Обнару-

жены правые смещения позднечетвертичных форм рельефа амплитудой в десятки, а по разлому Калаверас и в сотни метров.

С системой Сан-Андреас сопряжена система молодых нарушений Поперечных хребтов: левых сдвигов, надвигов и складчатых деформаций широтного и северо-восточного простираний. Современные движения наиболее активно проявились по разлому Уайт-Волф при землетрясении 1952 г. и по разлому Сан-Фернандо при землетрясении 1972 г. В обоих случаях произошли косые, левосдвигово-надвиговые перемещения амплитудой 1 м (Уайт-Волф) и 2 м (Сан-Фернандо). Изучение смещений и деформаций позднечетвертичного рельефа показало, что обычно левосдвиговая компонента превосходит надвиговую. Особенно велико их отношение для разлома Гарлок, по которому береговой вал оз. Коэн (11 000 лет) смещен влево на 75 м. Средняя скорость сдвига 0,7 см/год. Значительные левые смещения имели место также по разломам Биг-Пайн и Санта-Клара. Суммарная скорость левосдвиговых перемещений по разломам системы Поперечных хребтов, вероятно, близка к 1 см/год.

На востоке разломы системы Поперечных хребтов примыкают к молодым субмеридиональным сбросам Провинции Бассейнов и Хребтов, достигающим наибольшего распространения севернее, в Большом Бассейне. Сбросы наклонены под углами около 60° , т. е. их развитие отражает субширотное раздвигание территории. Сбросы образуют две ветви, западную и восточную. Скорость позднечетвертичного раздвигания по сбросу Уосач, главному разлому восточной ветви, — 1 мм/год и, вероятно, приближается к 2 мм/год по всем разрывам восточной ветви. В западной ветви сбросов больше, и соответственно в 2—3 раза больше скорость раздвигания. Их сейсмическая активность превосходит активность восточной ветви на порядок. При некоторых катастрофических землетрясениях западной ветви, например при землетрясении 1872 г. в долине Оуэн, наряду со сбросовой проявилась правосдвиговая компонента перемещений.

Разломы систем Сан-Андреас, Поперечных хребтов и Большого Бассейна развиваются, как показал А. В. Лукьянов [4], в единой динамической обстановке субмеридионального наибольшего сжатия и широтного наибольшего растяжения. Развитие этой структурной ассоциации определялось сдвигом вдоль системы Сан-Андреас.

Атакамский разлом, по которому предполагаются правосдвиговые смещения [9, 32], является наиболее значительным тектоническим нарушением системы правых сдвигов западного побережья Южной Америки (см. рис. 1). Других сравнимых по масштабу нарушений неизвестно. К северу от Икики, где простирание линий побережья Южной Америки становится северо-западным, правые сдвиги также приобретают северо-западное простирание. Здесь с правыми сдвигами сочленяется система левых сдвигов восточного (до северо-восточного) простирания.

Наиболее молодые смещения в различных частях Атакамского разлома запечатлены уступами в аллювиальных отложениях, что указывает лишь на вертикальные движения, но для всей истории развития разлома устанавливается преобладание правосдвиговых перемещений. Об этом свидетельствуют, во-первых, его линейность на протяжении сотен километров, во-вторых, зарегистрированные случаи правых смещений долин достаточно крупных водотоков, в-третьих, широкое распространение вертикальных зеркал скольжения с горизонтальной штриховкой в стенках шахт, расположенных в зоне разлома и параллельных ему нарушений.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СДВИГОВ

Все крупные молодые сдвиги приурочены к участкам литосферы с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Единственным исключением является сдвиговая зона в тылу западной части Алеутской дуги. Сдвиги и связанные с ними тектонические нарушения образуют системы, сходные с теми, которые описаны [4] в складчатых областях континентов. Одноранговые элементы таких систем образуются в едином поле

тектонических напряжений, причем особенности морфологии и тип смещений в той или иной зоне нарушений зависят от ее ориентировки относительно общего направления движений. На западе Северной Америки динамическим и кинематическим единством характеризуются северо-западные правые сдвиги системы разломов Сан-Андреас, перпендикулярные левые сдвиги и сдвиги-надвиги Поперечных хребтов и субмеридиональные сбросы Большого Бассейна, образующие типично континентальное сочетание структур. Общие для них условия субмеридионального сжатия — субширотного растяжения определяются правыми сдвигами по разломам системы Сан-Андреас. С направлением движений по разломам системы Сан-Андреас совпадает северо-западное направление движения смежных частей Тихоокеанской плиты, определенное по палеомагнитным и батиметрическим данным.

Несколько иная картина получается для западного обрамления Филиппинского моря. Субмеридиональные левые сдвиги Филиппин и Тайваня и правый сдвиг Срединной тектонической линии Японии также образуют сопряженную систему, сходную с теми, что описаны на континентах. Взаиморасположение этих сдвигов могло бы свидетельствовать о сближении плиты Филиппинского моря с юго-восточной окраиной Азии в северо-западном направлении. Однако существование двух взаимоперпендикулярных островных дуг, Рюкю и Филиппинской, исключает такую возможность. Нельзя предположить ни одного из направлений сближения окраины континента и Филиппинской плиты, из которого можно было бы вывести развитие и сдвигов Филиппин, Тайваня и юго-западной Японии, и островных дуг Филиппин и Рюкю. Механизмы очагов землетрясений на краю Филиппинской дуги свидетельствуют о поперечном субширотном сжатии, а не о левом сдвиге, простирающемся параллельно желобу вдоль Филиппин [15]. Почти поперечное сжатие, но уже в меридиональном направлении, характеризует полого наклоненную на север-северо-восток сейсмофокальную зону юго-западной Японии, выделенную на глубинах более 30 км [19].

При землетрясении 1964 г. в восточной части Алеутской дуги на побережье Аляскинского залива океанический край дуги надвинулся в сторону желоба на 20 м и сместился влево на 0,5 м [25], тогда как по континентальным разломам центральной Аляски, параллельным дуге, зафиксированы правосдвиговые молодые смещения. Такое же различие обнаруживается между надвиганием континентального склона Чилийского желоба при землетрясении 1960 г. и правосдвиговыми молодыми смещениями по параллельному желобу континентальному Атакамскому разлому [25].

Среди океанических активных структур подобные сдвиги и сочетания сдвигов с другими нарушениями не обнаружены. В тех случаях, когда единая активная зона продолжается из области распространения гранитно-метаморфического слоя в область с корой океанического или близкого к ней типа, характер нарушений и деформаций изменяется. Так, для Новозеландского сегмента активных структур, обрамляющих океан, характер движений определяется молодыми сдвиговыми перемещениями по Альпийскому разлому, а в зоне дуги Тонга — Кермадек и смежного желоба, находящихся на продолжении Новой Зеландии, наиболее значительной является надвиговая компонента перемещений.

Приведенные факты позволяют предполагать автономность развития сдвигов от тектонических движений океанических литопластин.

В зонах рассматриваемых сдвигов и связанных с ними тектонических структур неизвестны землетрясения глубже 20—25 км. Само по себе это не решает вопроса о том, продолжают ли сдвиги на большую глубину. Но есть другие, независимые данные о сравнительно неглубоком, коровом заложении сдвигов. Так, механизмы очагов мелкофокусных землетрясений, расположенных непосредственно к югу от Срединной тектонической линии юго-западной Японии, определяют субширотное сжатие, что согласуется со смещением южного крыла линии к западу, т. е. с правым сдвигом вдоль нее. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе

жены правые смещения позднечетвертичных форм рельефа амплитудой в десятки, а по разлому Калаверас и в сотни метров.

С системой Сан-Андреас сопряжена система молодых нарушений Поперечных хребтов: левых сдвигов, надвигов и складчатых деформаций широтного и северо-восточного простираний. Современные движения наиболее активно проявились по разлому Уайт-Волф при землетрясении 1952 г. и по разлому Сан-Фернандо при землетрясении 1972 г. В обоих случаях произошли косые, левосдвигово-надвиговые перемещения амплитудой 1 м (Уайт-Волф) и 2 м (Сан-Фернандо). Изучение смещений и деформаций позднечетвертичного рельефа показало, что обычно левосдвиговая компонента превосходит надвиговую. Особенно велико их отношение для разлома Гарлок, по которому береговой вал оз. Коэн (11 000 лет) смещен влево на 75 м. Средняя скорость сдвига 0,7 см/год. Значительные левые смещения имели место также по разломам Биг-Пайн и Санта-Клара. Суммарная скорость левосдвиговых перемещений по разломам системы Поперечных хребтов, вероятно, близка к 1 см/год.

На востоке разломы системы Поперечных хребтов примыкают к молодым субмеридиональным сбросам Провинции Бассейнов и Хребтов, достигающим наибольшего распространения севернее, в Большом Бассейне. Сбросы наклонены под углами около 60° , т. е. их развитие отражает субширотное раздвигание территории. Сбросы образуют две ветви, западную и восточную. Скорость позднечетвертичного раздвигания по сбросу Уосач, главному разлому восточной ветви, — 1 мм/год и, вероятно, приближается к 2 мм/год по всем разрывам восточной ветви. В западной ветви сбросов больше, и соответственно в 2—3 раза больше скорость раздвигания. Их сейсмическая активность превосходит активность восточной ветви на порядок. При некоторых катастрофических землетрясениях западной ветви, например при землетрясении 1872 г. в долине Оуэн, наряду со сбросовой проявилась правосдвиговая компонента перемещений.

Разломы систем Сан-Андреас, Поперечных хребтов и Большого Бассейна развиваются, как показал А. В. Лукьянов [4], в единой динамической обстановке субмеридионального наибольшего сжатия и широтного наибольшего растяжения. Развитие этой структурной ассоциации определялось сдвигом вдоль системы Сан-Андреас.

Атакамский разлом, по которому предполагаются правосдвиговые смещения [9, 32], является наиболее значительным тектоническим нарушением системы правых сдвигов западного побережья Южной Америки (см. рис. 1). Других сравнимых по масштабу нарушений неизвестно. К северу от Икики, где простирание линий побережья Южной Америки становится северо-западным, правые сдвиги также приобретают северо-западное простирание. Здесь с правыми сдвигами сочленяется система левых сдвигов восточного (до северо-восточного) простирания.

Наиболее молодые смещения в различных частях Атакамского разлома запечатлены уступами в аллювиальных отложениях, что указывает лишь на вертикальные движения, но для всей истории развития разлома устанавливается преобладание правосдвиговых перемещений. Об этом свидетельствуют, во-первых, его линейность на протяжении сотен километров, во-вторых, зарегистрированные случаи правых смещений долин достаточно крупных водотоков, в-третьих, широкое распространение вертикальных зеркал скольжения с горизонтальной штриховкой в стенках шахт, расположенных в зоне разлома и параллельных ему нарушений.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СДВИГОВ

Все крупные молодые сдвиги приурочены к участкам литосферы с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Единственным исключением является сдвиговая зона в тылу западной части Алеутской дуги. Сдвиги и связанные с ними тектонические нарушения образуют системы, сходные с теми, которые описаны [4] в складчатых областях континентов. Одноранговые элементы таких систем образуются в едином поле

тектонических напряжений, причем особенности морфологии и тип смещений в той или иной зоне нарушений зависят от ее ориентировки относительно общего направления движений. На западе Северной Америки динамическим и кинематическим единством характеризуются северо-западные правые сдвиги системы разломов Сан-Андреас, перпендикулярные левые сдвиги и сдвиги-надвиги Поперечных хребтов и субмеридиональные сбросы Большого Бассейна, образующие типично континентальное сочетание структур. Общие для них условия субмеридионального сжатия — субширотного растяжения определяются правыми сдвигами по разломам системы Сан-Андреас. С направлением движений по разломам системы Сан-Андреас совпадает северо-западное направление движения смежных частей Тихоокеанской плиты, определенное по палеомагнитным и батиметрическим данным.

Несколько иная картина получается для западного обрамления Филиппинского моря. Субмеридиональные левые сдвиги Филиппин и Тайваня и правый сдвиг Срединной тектонической линии Японии также образуют сопряженную систему, сходную с теми, что описаны на континентах. Взаиморасположение этих сдвигов могло бы свидетельствовать о сближении плиты Филиппинского моря с юго-восточной окраиной Азии в северо-западном направлении. Однако существование двух взаимоперпендикулярных островных дуг, Рюкю и Филиппинской, исключает такую возможность. Нельзя предположить ни одного из направлений сближения окраины континента и Филиппинской плиты, из которого можно было бы вывести развитие и сдвигов Филиппин, Тайваня и юго-западной Японии, и островных дуг Филиппин и Рюкю. Механизмы очагов землетрясений на краю Филиппинской дуги свидетельствуют о поперечном субширотном сжатии, а не о левом сдвиге, простирающемся параллельно желобу вдоль Филиппин [15]. Почти поперечное сжатие, но уже в меридиональном направлении, характеризует полого наклоненную на север-северо-восток сейсмофокальную зону юго-западной Японии, выделенную на глубинах более 30 км [19].

При землетрясении 1964 г. в восточной части Алеутской дуги на побережье Аляскинского залива океанический край дуги надвинулся в сторону желоба на 20 м и сместился влево на 0,5 м [25], тогда как по континентальным разломам центральной Аляски, параллельным дуге, зафиксированы правосдвиговые молодые смещения. Такое же различие обнаруживается между надвиганием континентального склона Чилийского желоба при землетрясении 1960 г. и правосдвиговыми молодыми смещениями по параллельному желобу континентальному Атакамскому разлому [25].

Среди океанических активных структур подобные сдвиги и сочетания сдвигов с другими нарушениями не обнаружены. В тех случаях, когда единая активная зона продолжается из области распространения гранитно-метаморфического слоя в область с корой океанического или близкого к ней типа, характер нарушений и деформаций изменяется. Так, для Новозеландского сегмента активных структур, обрамляющих океан, характер движений определяется молодыми сдвиговыми перемещениями по Альпийскому разлому, а в зоне дуги Тонга — Кермадек и смежного желоба, находящихся на продолжении Новой Зеландии, наиболее значительной является надвиговая компонента перемещений.

Приведенные факты позволяют предполагать автономность развития сдвигов от тектонических движений океанических литопластин.

В зонах рассматриваемых сдвигов и связанных с ними тектонических структур неизвестны землетрясения глубже 20—25 км. Само по себе это не решает вопроса о том, продолжают ли сдвиги на большую глубину. Но есть другие, независимые данные о сравнительно неглубоком, коровом заложении сдвигов. Так, механизмы очагов мелкофокусных землетрясений, расположенных непосредственно к югу от Срединной тектонической линии юго-западной Японии, определяют субширотное сжатие, что согласуется со смещением южного крыла линии к западу, т. е. с правым сдвигом вдоль нее. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе

образуют пологую сейсмофокальную зону, наклоненную на северо-северо-восток. Ось максимального сжатия в очагах почти меридиональна. Таким образом, на разных уровнях литосферы различаются не только ориентировка сейсмофокальных зон, но и геодинамическая обстановка.

Структурно-геологические, сейсмологические, гравиметрические, геотермальные и гидрохимические данные позволяют предполагать, что главные системы молодых разломов запада Северной Америки нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15—20 км, но глубже не продолжаются [7]. Под Сан-Андреасом, например, верхнемантийная высокоскоростная зона проходит с запада на восток, не испытывая смещения [16], а соотношения изотопов гелия в источниках [35] и значения теплового потока [21] указывают на отсутствие прямой связи зоны этого разлома с верхней мантией. Сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов, если их наклоны экстраполировать на глубину, выкалывают призмы мощностью до 20—25 км. Есть, однако, данные, что сбросы выпадаются с глубиной [27], т. е. охватывают еще меньшую часть коры.

О четвертичном и современном развитии более глубоких слоев литосферы запада Северной Америки свидетельствуют косвенные признаки: некоторые второстепенные аномальные элементы структурного рисунка поверхности, распределение вулканических образований и теплового потока. По ним гипотетически выделяется главная система глубинных деформаций [7], которая продолжается из Калифорнийского залива в трог Солтон-Си и далее на север под западную ветвь молодых нарушенной Провинции Бассейнов и Хребтов и прогиб Снейк-Ривер, т. е. оказывается восточнее главной системы верхнекоровых нарушений, разлома Сан-Андреас, на 300—400 км. Эта глубинная система реконструируется в виде сочленяющихся примерно под прямым углом широких, но сравнительно коротких северо-восточных зон магматической проницаемости и узких амагматичных северо-западных зон, которым на поверхности отвечают пучки малоамплитудных правых сдвигов. Таким образом, гипотетическая система глубинных деформаций сходна с рифтово-трансформными системами, развивающимися в соседних частях океана — Калифорнийском заливе и районе хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Первая из них непосредственно продолжает выделенную глубинную систему, а вторая может быть связана с ней зоной рассеянных сдвиговых деформаций на континентальном продолжении разлома Мендосино [13]. Северным продолжением глубинной системы может быть и зона, выраженная на поверхности линеamentом Олимпия-Уоллова, достигающим района о. Ванкувер и смыкающимся с молодыми сдвигами юго-восточной Аляски.

Анализ механизмов очагов землетрясений запада Алеутской дуги [14] позволяет предполагать кинематическое единство сейсмогенного правого сдвига тылового шва и зоны субгоризонтальных срывов, расположенных под дугой. Последние отражают относительное движение масс дуги, т. е. сорванного юго-западного крыла сдвига на северо-запад. Обе группы очагов охватывают глубины до 20—25 км. Более глубокофокусными (до 40—45 км) являются очаги под океаническим желобом. В них устанавливается растяжение, нормальное фронту дуги, т. е. принципиально иное поле напряжений.

Рассмотренные примеры подтверждают вывод об обособленности верхнекоровых континентальных и субконтинентальных структур обрамления Тихого океана от активных структур более глубоких горизонтов литосферы и соседних океанических литопластин. Структурное обособление верхнекорового слоя предполагает и автономность его латеральных перемещений. Зонам таких перемещений могут отвечать коровые волноводы, например волновод на глубине около 15 км под Большим Бассейном запада США [30]. На западе Алеутской дуги эффективная вязкость среды, вероятно, выше: здесь обособление верхнекорового слоя проявляется в сейсмогенных подвижках по субгоризонтальным поверхностям.

ВЫВОДЫ

1. В пределах активных окраин Тихого океана наблюдается большое морфологическое разнообразие развивающихся структур, определяемое как особенностями строения коры, так и направлением перемещений горных масс. Широко распространены активные продольные сдвиги.

2. Крупные продольные сдвиги и сопутствующие им нарушения характерны для литопластин, образованных континентальной или субконтинентальной корой с гранитно-метаморфическим слоем и не распространяются дальше и глубже них. В более глубоких слоях литосферы и областях с океанической корой они сменяются структурами иного типа. Это или структуры сжатия, которым соответствуют наклонные сейсмофокальные зоны или, реже, системы рифтово-трансформного типа.

3. Структурное своеобразие нарушенных сдвигами верхнекоровых литопластин отражает их кинематическую обособленность, т. е. тектоническую расслоенность литосферы активных окраин Тихого океана.

Литература

1. *Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Мир, 1966, с. 75—104.
2. *Веллман Г. В.* Четвертичная тектоника Новой Зеландии.— В кн.: Живая тектоника. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 306—316.
3. *Гутенберг Б.* Критический обзор вопроса о перемещении континентов.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 452—464.
4. *Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— М.: Наука, 1965. 211 с.
5. Новая глобальная тектоника (тектоника плит): Сб. статей/Под ред. Зоненшайна Л. П., Ковалева А. А. М.: Мир, 1974. 471 с.
6. *Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д.* Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
7. *Трифонов В. Г.* Новейшая структура запада США как проявление тектонической расслоенности литосферы.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1225—1229.
8. *Шмидт О. А.* Проблемы тектонического развития Командорских островов.— Геотектоника, 1974, № 6, с. 105—117.
9. *Allen C. R.* Circum-Pacific faulting in the Philippine-Taiwan region.— J. Geophys. Res., 1962, № 12, p. 4795—4812.
10. *Allen C. R.* Geological criteria for evaluating seismicity.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 1041—1057.
11. *Benioff H.* Circum-Pacific tectonics.— Publ. Dominion Obs. Ottawa, 1957, v. 20, № 2.
12. *Brogan G. F., Cluff L. S., Korringa M. K., Stemmmons D. B.* Active faults of Alaska.— Tectonophysics, 1975, v. 29, p. 73—85.
13. *Christiansen R. L., McKee E. H.* Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia Intermountain Regions.— In: Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera/Eds Smith R. B., Eaton G. R. Geol. Soc. Amer. Mem., 1978, № 152, p. 283—312.
14. *Cormier V. F.* Tectonics near the junction of Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for Middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, № 4, p. 443—453.
15. *Fitch T. J.* Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, № 23, p. 4432—4460.
16. *Hadley D., Kanamori H.* Seismic structure of the Transverse Ranges, California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 10, p. 1469—1478.
17. *Hamilton W. B., Myers W. B.* Cenozoic tectonic relationships between the western United States and the Pacific Basin.— In: Proc. of Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI, p. 342—359.
18. *Hatherton Tr.* Upper mantle inhomogeneity beneath New Zealand.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 2, p. 269—284.
19. *Huzita K., Kishimoto J., Shiono K.* Neotectonics and seismicity in the Kinki Area, Southwest Japan.— J. Geosci. Osaka Univ., 1973, v. 16, art. 6, 93.
20. *Kaneko Sh.* Transcurrent displacement along the Median Tectonic Line, South-Western Japan.— New Zealand J. Geol. and Geophys., 1966, v. 9, p. 45—59.
21. *Lachenbruch A. H., Sass J. H.* Thermo-mechanical aspects of the San Andreas fault system.— In: Proc. of the Conference on tectonic Problems of the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII, p. 192—205.
22. *Lawson A. C. et al.* The California earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Committee.— Carnegie Inst. Publ., Washington, 1908, v. 1, p. 451.

23. *Lensen B. J.* The Wellington Fault from Cook Strait to Manawaty Gorge.— *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, 1958, v. 1, № 1, p. 178—196.
24. *Lensen B. J.* Earth-deformation studies in New Zealand.— *Tectonophysics*, 1975, v. 29, p. 541—551.
25. *Plafker G.* Alaskan Earthquake of 1964 and Chilean Earthquake of 1960: Implications for Arc Tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1972, v. 77, № 5, p. 901—925.
26. *Plafker G., Hudson T., Bruns T., Rubin M.* Late Quaternary offsets along the Fair-weather Fault and Crustal Plate Interactions in Southern Alaska.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, № 5, p. 805—816.
27. *Proffett J. M., Jr.* Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, p. 247—266.
28. *Rynn J. M. W., Scholz C. H.* Seismotectonics of the Arthurs Pass Region, South Island, New Zealand.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, v. 89, p. 1373—1388.
29. *Scholz C. H.* A comparison of the San Andreas Fault System with the Alpine Fault (abstract).— *Proc. of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1973, v. XIII, p. 186—191.
30. *Shubert D. N., Cebull S. E.* Crustal low-velocity layer and regional extension in the Basin and Range Province.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, № 12, p. 3241—3244.
31. *Sieh K. E.* Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, № B8, p. 3907—3939.
32. *St. Amand, Allen C. R.* Strike-slip faulting in northern Chile (abstract).— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1960, v. 71, p. 1965.
33. *Wallace R. E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California.— *Proc. of Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System* Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 1968, v. XI, p. 6—20.
34. *Wallace R. E.* Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, № 10, p. 2875—2890.
35. *Welhan J. A., Lupton J. E., Craig H.* Helium isotope ratios in Southern California fault zones.— 1978 Fall Meeting, abstracts EOS, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, v. 59, № 12, p. 1197.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.V.1981

УДК 551.242.2

И С А Е В Е. Н.

СРАВНЕНИЕ РИФТОВЫХ ЗОН КРАСНОГО МОРЯ И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

На основании геофизических данных выделен Красноморский хребет, протягивающийся вдоль Красного моря более чем на 1200 км. Время заложения хребта оценивается как миоценовое.

Динамика формирования Красноморского хребта аналогична медленно раздвигающимся срединно-океаническим, что подтверждается гравиметрическими данными.

Современные представления о структуре литосферы Красного моря основываются на относительном раздвижении Аравийской и Африканской плит под действием горизонтальной составляющей конвективных перемещений масс астеносферы.

В глобальной системе рифтов Красное море рассматривается как продолжение индоокеанской и восточноафриканской рифтовых систем. Несмотря на принципиальную общность физических явлений, определяющих процесс рифтогенеза в океане и на континенте, структура литосферы рифтовых поясов в том и другом случае имеет существенные индивидуальные особенности. Если в океанических областях зоны рифтогенеза приурочены главным образом к срединным хребтам, рассеченным вдоль оси глубокими рифтовыми долинами, то на континентах они представляют собой погребенные или зияющие грабены и не всегда имеют однозначную связь с современными положительными элементами рельефа. Красное море, в котором выделяется главный трог и рассекающий его осевой трог, тяготеет по своему морфологическому проявлению к континентальному типу. В то же время известно, что в осевой части Красного моря земная кора океанического типа, а на периферии имеет смешанный состав. Поэтому Красноморскую рифтовую зону относят к межконтинентальной категории [4].

Проведенные в Красном море и на африканском побережье в Красноморских горах геофизические исследования [1, 3, 6, 7] дают возможность на основе новых данных расширить представления о структурной модели зоны Красноморского рифта.

Анализ сейсмических данных [1] позволяет выделить в составе земной коры Красного моря три слоя: осадочный (2,0 км/с), вулканогенно-осадочный и комплекс основания, подстилаемый мантией (рис. 1). Вулканогенно-осадочная толща в свою очередь разделяется на слои, отвечающие скоростям 3,6 и 4,5 км/с, а комплекс основания — на 5,9 и 6,9 км/с. При этом ни в одном разрезе, зафиксированном скоростью 6,9 км/с, не встречен слой со скоростью 5,9 км/с, что свидетельствует о существовании в пределах главного трога двух типов комплекса основания, образующих в целом смешанный тип коры. В зоне осевого трога комплекс основания характеризуется скоростью 6,5 км/с, типичной для океанического типа коры, и подстилается, как правило, астеносферной мантией (7,3 км/с).

На основании сейсмических данных была построена обобщенная модель земной коры Красного моря (рис. 2), представляющая двухслойный разрез, состоящий из чехла (вулканогенно-осадочного комплекса) и комплекса основания. На модельном разрезе обращает на себя внимание резкое различие глубины залегания границы раздела в осевой и краевых частях моря. На модели не выделен осевой трог, так как для построения использовались только фактические сейсмические данные, сгруппированные по осевой и двум краевым зонам без строгого учета

расстояния пункта измерения от осевой линии моря. Поэтому к группе осевой зоны были отнесены измерения как в осевом трого, так и в прилегающих к нему бортах хребта.

На сейсмических разрезах вблизи осевого трого комплекс основания залегает на глубине 3,4—4,4 км, в то время как в краевых частях главного трого он погружается на 5—7,4 км, а в экстремальных случаях — до 10 км. Такая закономерность выдерживается на всем протяжении Красного моря от Суэцкого залива и залива Акаба до Баб-эль-Мандебского пролива.

Рельеф поверхности комплекса основания, построенный по статистическим данным, подтверждается сейсмическим профилем вдоль 20° с. ш., на котором прослежено погружение этой поверхности от бортов осевого трого в стороны континентов. Таким образом, по геофизическим данным в структуре коры Красного моря выделяется погребенное под вулканогенно-осадочной толщей главного трого срединное Красноморское поднятие, протягивающееся более чем на 1200 км (рис. 3).

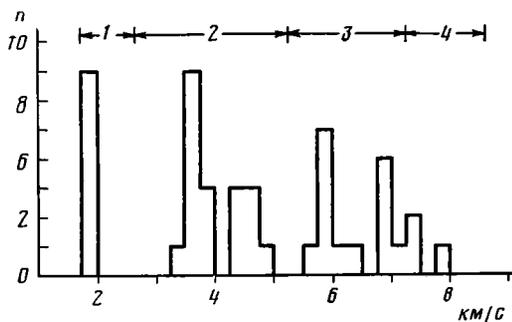


Рис. 1. Гистограмма скоростей преломленных волн в земной коре Красного моря
1 — осадочный слой, 2 — вулканогенно-осадочный слой, 3 — комплекс основания, 4 — мантия

Осевой трог Красного моря по существу представляет собой рифтовую долину Красноморского поднятия, ограниченную крутыми бортовыми уступами с углами наклона 40—60°, местами приближающимися к вертикальным. Глубина трого

в его центральной (19—25° с. ш.) наиболее погруженной части составляет около 1800 м. К северо-западу и к юго-востоку от нее глубины дна уменьшаются с одновременным увеличением мощности осадков в осевой части моря.

Принимая в первом приближении морфометрические параметры центральной, практически свободной от осадков части осевого трого в качестве характеристик Красноморского рифта, сравним их с аналогичными характеристиками океанических рифтовых зон [5] для медленно раздвигающихся хребтов:

	Океан	Красное море
Ширина рифтовой долины (км)	30	40
Высота бортов (км)	2	1,8
Крутизна бортов (град)	60	50

Приведенные данные указывают на весьма близкую сходимость морфометрических характеристик осевых трогов океана и Красного моря.

Оценим геодинамические факторы, определяющие формирование структуры Красного моря, используя зависимости, установленные для океанических областей.

Скорость относительного раздвижения Аравийской и Африканской плит, определенная по магнитным аномалиям, составляет 1,1—1,4 см/год [11] и по кинематической модели движения литосферных плит — 1,4 см/год [8]; эти данные позволяют принять ее величину равной 1,4 см/год. Отсюда время формирования Красноморского осевого трого средней шириной 40 км составит 2,8 млн. лет, т. е. начало его раскрытия соответствует плиоценовому времени. Если предположить, что такая же скорость раздвижения Нубийской и Аравийской плит имела место и при формировании главного трого, то начало его заложения должно соответствовать возрасту 12,8 млн. лет, т. е. в бортовых частях главного трого нижняя часть разреза осадочного чехла должна быть сложена среднемиоценовым комплексом.

Скважиной Дурвара-2, пробуренной на коралловых рифах, под четвертичными отложениями (744 м) вскрыта толща эвапоритов мощностью 3060 м, подстилаемая среднемиоценовыми мергелями (450 м). До глубины 4105 м отложения представлены нижнемиоценовыми мергелями, которые залегают на туфоконгломератах и базальтах с прослоями красноватых кремнистых песчаников, прослеженных до забоя скважины (4154 м). На таких же глубинах в этом районе залегает поверхность магнитного фундамента, вычисленная по аэромагнитным данным [2].

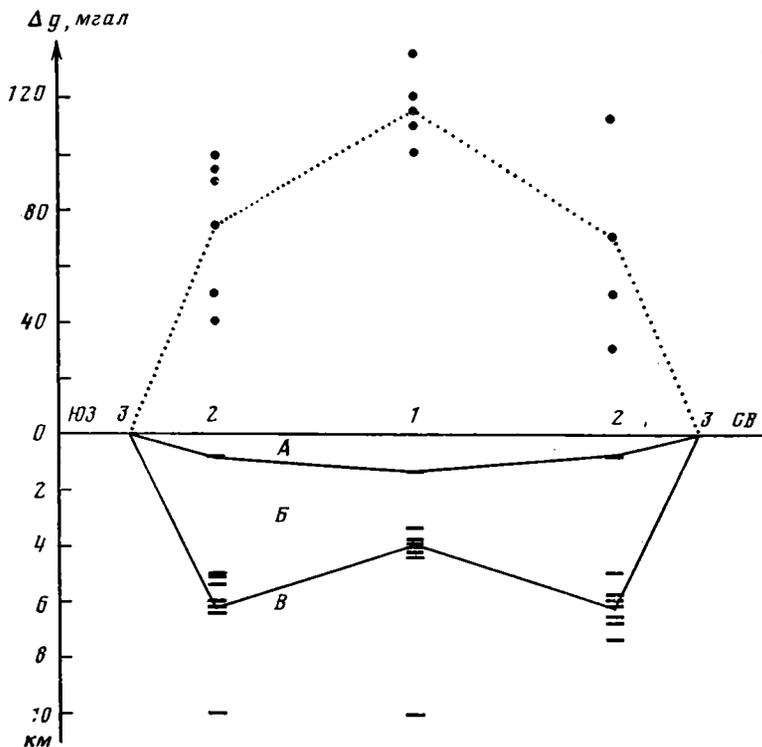


Рис. 2. Модель земной коры Красного моря
 А — вода, Б — чехол (осадочный и вулканогенно-осадочные слои), В — комплекс основания
 1 — осевая зона, 2 — краевые зоны, 3 — зона шельфа. Горизонтальные штрихи — границы раздела по сейсмическим данным, точки — аномалии Буге

Если принять, в соответствии с данными по скважине Дурвара-2, возраст нижних частей литосферы в краевой зоне главного трога равной 20—25 млн. лет (нижний миоцен), то средняя скорость раздвижения Красного моря составит 0,7—0,9 см/год. Мощность литосферы $H(t)$ в бортах главного трога может быть оценена по зависимости от времени (t) ее формирования $H(t) = 9,4\sqrt{t}$ [10], согласно которой ее величина составит около 45 км.

Исходя из термической модели остывания литосферы и зависимости глубины ее поверхности от возраста, полученной для Тихого и Атлантического океанов [9], глубина дна у краев главного трога Красного моря должна составить 3,8—4,2 км вместо фактического уровня, близкого к нулю. Такое расхождение связано с тем, что в океанических областях отсутствует мощный слой осадков. Совершенно иной результат позволяет получить аналогичная зависимость [5], учитывающая влияние осадочной толщи при условии изостатического равновесия литосферы. Принимая среднюю плотность литосферы 3,3 г/см³, астеносферы — 3,2 г/см³ и мощность осадков 4,5 км, получим глубину дна 0,4 км. Несмотря на неопределенность разности плотностей на границе литосферы и астеносферы, которая наибольшим образом влияет на результат рас-

чета, порядок полученной глубины имеет весьма хорошую сходимость с фактической.

Выполненные построения могут быть оценены по гравиметрическим данным. Средняя относительная высота Красноморского поднятия составляет 2,3 км при расстоянии от наиболее возвышенных участков вдоль бортов осевого трога до подножия, соответствующего в плане основанию континентального склона, около 90 км. Плотность слагающих его пород, характеризующихся скоростями 5,95 и 6,94 км/с, составляет соответственно 2,7 и 2,9 г/см³ и в среднем может быть принята равной 2,8 г/см³.

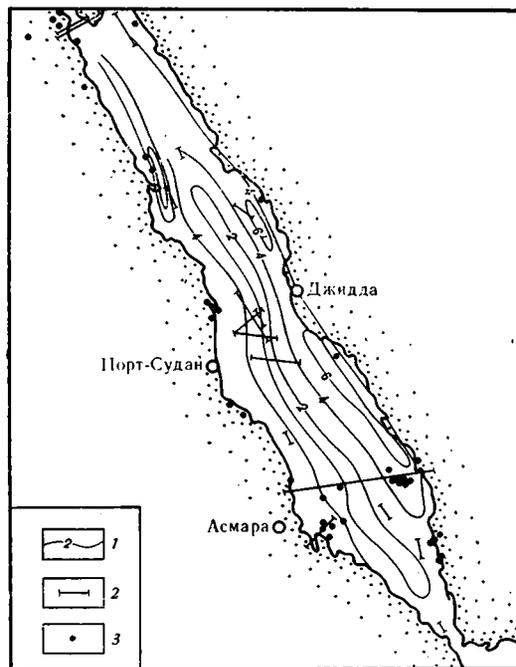


Рис. 3. Схема глубин поверхности комплекса основания. Сечение изолиний — 2 км
1 — изолинии мощности осадочного чехла (сечение 2 км), 2 — сейсмические профили, 3 — скважины

Учитывая, что вышележащая толща осадочного чехла, по данным скважины Дунгунаб-2, имеет плотность 2,5 г/см³, средняя эффективная плотность на границе чехла — комплекс основания составит 0,3 г/см³, а гравитационный эффект этой границы в бортовой части моря около 30 мгал. Так как аномалии Буге для рассматриваемого региона вычислены с плотностью 2,67 г/см³, соответствующей средней плотности комплекса основания Нубийского и Аравийского щитов [7], должна быть произведена коррекция аномалий Красного моря в среднем на +15 мгал. После внесения соответствующих поправок в приосевой части Красного моря аномалия возрастает в среднем до 130 мгал, а в краевой составит около 60 мгал. Приращение аномалий в 70 мгал связано с плотностными неоднородностями консолидированной части литосферы, а также может быть обусловлено эффектом нижней границы литосферы и поверхности Мохо. Если принять амплитуду границы раздела литосфера — астеносфера равной 30 км и $\Delta\sigma=0,1$ г/см³, то ее эффект составит 120 мгал. В этом случае в краевой части Красного моря нижняя граница литосферы должна залегать на 4 км ниже поверхности Мохо, т. е. на глубине около 40 км. Несмотря на удовлетворительный результат оценки глубины залегания нижней границы коры, полученная величина требует

дополнительной аргументации по другим, не зависящим от гравитационного поля данным, так как принятые эффективные плотности для границы раздела весьма условны, а их незначительное изменение может повлечь существенные вариации глубин залегания поверхности Мохо.

Таким образом, в пределах Красного моря по геофизическим данным выделяется Красноморское поднятие, которое по своим морфологическим и геофизическим характеристикам аналогично медленно расширяющемуся срединно-океаническому хребту, перекрытому мощной толщей осадков.

Литература

1. Гирдлер Р. В. Роль смещения и вращательных движений в образовании Аденского залива, Красного моря и депрессии Афар в Эфиопии. Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 61—74.
 2. Исаев Е. Н. Структура земной коры в зоне контакта Красноморских гор и Красного моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, № 1, с. 53—70.
 3. Исаев Е. Н., Русьянов Ю. Г. Особенности машинной обработки и интерпретации данных региональных гравимагнитных съемок на примере Красноморских гор Судана.— Разведочная геофизика. Вып. 85. М.: Недра, 1978, с. 76—81.
 4. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
 5. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 3. М.: ВИНТИ, 1978. 272 с.
 6. Allan G. D. Magnetic and gravity fields over Red Sea.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1970, v. 267, p. 153—180.
 7. Isaev E. N., Ayed M. A., Mitwally M. A. Gravity field of the Sudan. *Geol. Soc. Afr.*, 3-rd Conf. Afr. Geol. Khartoum, 1976, p. 128.
 8. Minster I. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E. Numerical Modelling of Instantaneous Plate Tectonics.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, v. 36, p. 541.
 9. Parson B., Sclater J. C. An analysis of the variation of ocean floor Bathymetry and heat flow with age.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 803—807.
 10. Parker R. L., Oldenburg D. W. Thermal models of oceanic ridges.— *Nature Phys. Sci.*, 1973, v. 242, p. 137—139.
 11. Roeser H. A. Magnetic anomalies of the African Red Sea Shelf, their implications for the anomalies of Atlantic continental margin.— *J. Geophys.*, 1976, v. 13, p. 82.
- «Зарубежгеология» 14.IV.1980

Объединение

Поступила в редакцию

УДК 551.241(470.2)

БЫЛИНСКИЙ Р. В., ГЛЕБОВИЦКИЙ В. А., БОЛГУРЦЕВ Н. Н.,
ЗАВИНСКАЯ Г. А.

МОРФОЛОГИЯ РАЗДЕЛОВ МОХОРОВИЧИЧА И КОНРАДА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

На основании совместной обработки сейсмических и гравиметрических данных составлены схематические карты стратоизогипс разделов Мохоровичича (M) и Конрада (K). Сопоставление их с данными по эндогенным процессам приводит к заключению о раннедокембрийском возрасте главных элементов структуры разделов M и K . Образование крупных конформных поднятий M и K связывается с изостатическим выравниванием после гранитизации верхних частей литосферы. Показана возможность выявления фрагментов зон растяжения литосферы и зон субдукции.

При составлении схем стратоизогипс разделов Мохоровичича (M) и Конрада (K) авторы использовали для всего Карело-Кольского региона следующие материалы Западного геофизического треста (ЗГТ): 1) данные по гравиметрии, 2) карту аномального магнитного поля, 3) 10 региональных сейсмических профилей, 4) пять сейсмологических профилей (600 км), 5) восемь расчетных геолого-геофизических разрезов земной коры.

В результате совместной обработки гравиметрических и грависейсмических данных с помощью тренд-анализа на ЭВМ М-222 в ВЦ ЗГТ были получены системы опорных точек глубин залегания разделов M (H_m) и K (H_k) по сети 20×25 км, по которым на графопостроителе «Атлас» составлены предварительные схемы изопакит земной коры и «надбазальтового» слоя, преобразованные далее в предлагаемые схемы после привлечения всех перечисленных данных. При этом по региональным сейсмическим и расчетным гравиметрическим данным принята четырехслойная модель строения земной коры [3]. Кроме осадочно-вулканогенного (α), «гранитного» (γ) и «базальтового» (β) был выделен промежуточный, «диоритовый» слой, залегающий выше раздела K . Плотности пород слоя α , принятые при обработке геофизической информации, колеблются в очень широких пределах — от 2,5 до 2,9 г/см³. Средние плотности слоев γ , δ и β составляют соответственно 2,65, 2,8 и 2,9 г/см³. Плотность верхней мантии считалась равной 3,3 г/см³.

Полученная система стратоизогипс земной коры (рис. 1) свидетельствует о колебании H_m от 28 до 42 км; наиболее частым значением H_m является 37 км. Максимальная H_m отмечена в районе Печенги (42 км) и в периферических «желобах» Ладожского мегаблока (40 км). Минимальная H_m выявлена под Белым морем и Ладожским озером, а также в Западной и Южной Карелии и на востоке Кольского полуострова, под Кейвской структурой.

На схеме отчетливо выделяется пять областей с различными формами поверхности M : I — Лапландская, II — Кольская, III — Беломорская, IV — Карельская и V — Ладожская, которые соответствуют одноименным мегаблокам Кольско-Карельского (I—IV) и Свекофеннского (V) геоблоков [3].

Геологическое строение и эволюция исследованной территории рассмотрены в специальной работе [3]. Здесь мы обратимся лишь к тем особенностям геологии, которые имеют отношение к формированию структуры поверхностей M и K , сосредоточив внимание на корреляции эндогенных процессов.

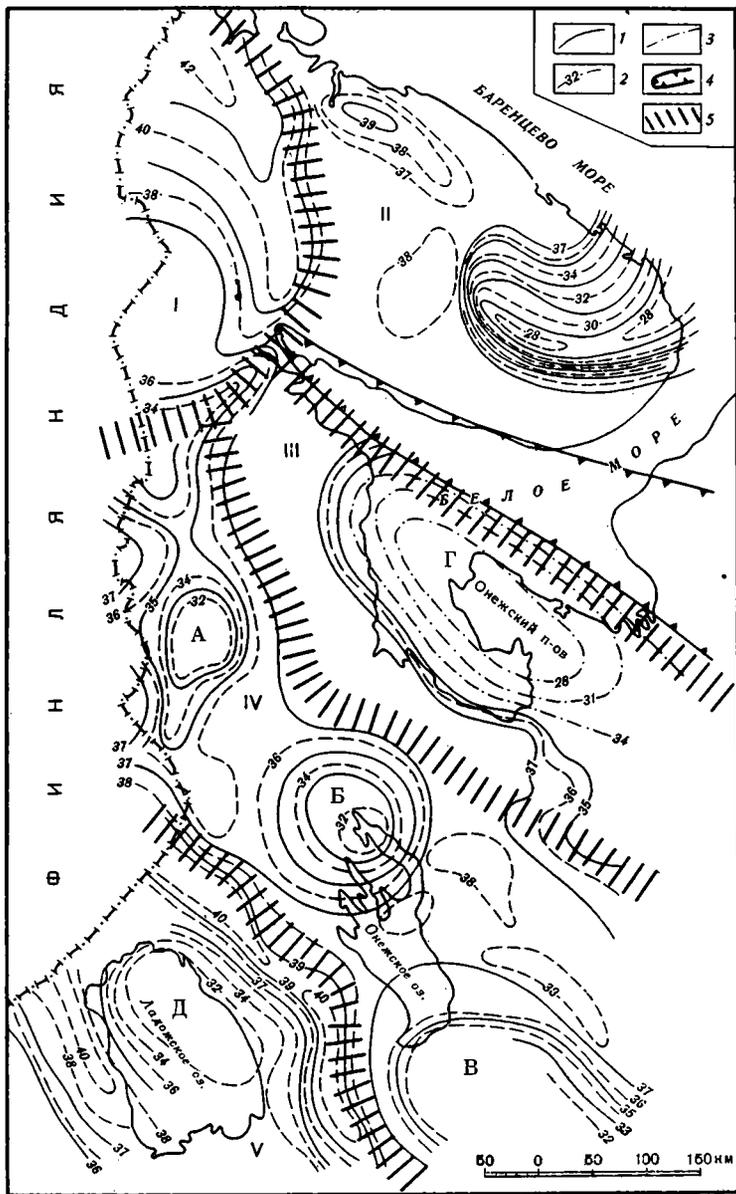


Рис. 1. Схема стратонизогипс раздела Мохоровичича восточной части Балтийского щита. Составили Р. В. Былинский и Г. А. Завинская
 Стратонизогипсы: 1 — опорные, 2 — вспомогательные, 3 — условные, 4 — условная граница Двинско-Беломорского авлакогена (рифт Белого моря) на глубине раздела М; 5 — границы мегаблоков коры по гравиметрическим данным. Области с различными формами раздела М, отвечающие мегаблокам земной коры: I — Лапландская, II — Кольская, III — Беломорская, IV — Карельская, V — Ладожская. Куполовидные структуры Карельского мегаблока: А — Костомукшская, Б — Онежская, В — Белозерская. Сводные поднятия: Г — Беломорское (Соловецкое), Д — Ладожское

Взаимная временная увязка магматизма и метаморфизма производилась на основании построения шкал последовательности образования складок и разрывов для отдельных блоков земной коры и корреляции их друг с другом, а в качестве синхронных событий брались появления структур, непосредственно прослеживающихся из одного блока в другой. Сопоставление структурно-геологических и изотопно-геохронологических данных позволило оценить достоверность расчленения и корреляции магматических и метаморфических комплексов.

В процессе изучения глубинного строения региона главное внимание уделялось тем особенностям эндогенных режимов, которые прямо связаны с режимами тектонических движений и мало зависят от глубины эрозионного среза. К их числу относятся геотермический режим глубинного петрогенезиса и составы исходных магм, давших начало всему разнообразию комагматических изверженных пород, объединяемых в интрузивные комплексы. Действительно, геотермическое состояние земной коры, характеризующее средним вертикальным градиентом температуры, полностью определяется интенсивностью теплового потока, поступающего в основание коры, а также направлением и скоростью вертикальных движений, т. е. тектоническим режимом. Составы же магм определяются глубиной зарождения расплавов при фракционном плавлении вещества коры и мантии или при магматической дифференциации на определенных глубинах, что в свою очередь тесно связано с геотермическим режимом глубинного петрогенезиса.

В работе [5] показано, что на основании объективных критериев можно выделить экстремальные термодинамические режимы эндогенных процессов. В раннем докембрии при минимальных геотермических градиентах (при высоких давлениях, т. е. на больших глубинах и при умеренно высоких температурах) возникают эклогито-гнейсовые комплексы. Их формирование соотносится с этапами и зонами быстрых нисходящих движений. При максимальных геотермических градиентах развиваются сланцево-гнейсовые комплексы с более или менее выраженной горизонтальной зональностью кианит-силлиманитового (относительно глубинные) и андалузит-силлиманитового (малоглубинные) типов в тесной связи с ультраметаморфизмом и гранитообразованием. Эти процессы соотносятся с этапами и зонами быстрых восходящих движений, обусловленных часто гравитационным всплыванием больших, разуплотненных, гранитизированных масс.

Анализ данных по эндогенной геологии и изотопной геохронологии восточной части Балтийского щита [3] позволил провести периодизацию раннего докембрия этого региона и выделить четыре тектонических цикла: доробольский (древнее 3000—3100 млн. лет), ребольский (древнее 2700—2800 млн. лет), селецкий (2700—2200 млн. лет) и свекофенский (2200—1700 млн. лет).

Сведения о доробольском цикле крайне ограничены. Можно лишь констатировать, что в это время в пределах Кольской и Карельской областей существовала сиалическая кора. В сравнительно узкой Беломорско-Лапландской зоне такая кора, если и существовала, то она подвергалась сильной магматической базификации, признак которой — появление в рассматриваемый период эволюции больших масс основных пород. В этой же зоне проявляется метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений ($T \approx 800^\circ$, $P \approx 9$ кбар) в отличие от Кольской и Карельской областей [3].

Во время ребольского цикла отчетливо проявилась латеральная дифференциация тектонических режимов. Кольская и Карельская области отличались интенсивным гранитообразованием и метаморфизмом при значительных вертикальных градиентах температуры (под действием тепловых потоков повышенной плотности), что приводило, например, к формированию на Кольском полуострове зональности андалузит-силлиманитового типа. В Беломорско-Лапландской зоне в это время формировался один из древнейших эклогито-гнейсовых комплексов при давлении, меняющемся от 11 до 9 кбар, и при температуре около $700-750^\circ$.

В селецкую эпоху геологической эволюции режимы тектонических движений и термодинамические режимы глубинного петрогенезиса в общем наследовались от предшествующего цикла. Существенная же перестройка структуры Балтийского щита произошла в свекофенскую эпоху, когда стабилизировались карельские и северная часть Кольской области. Геосинклинальный режим сохранился в Беломорско-Лапландской зоне, а также в зоне Северного Приладожья, входящей в состав Свекофенской складчатой области.

В это время в Беломорско-Лапландской зоне проявился полный цикл эндогенных процессов. Начался он с формирования взаимосвязанных магматических комплексов, относящихся к дунит-гарцбургитовой и габбро-анортозит-чарнокитовой формациям, и метаморфических эклогито-гнейсовых комплексов (в том числе гранулитов лапландского типа) при давлении около 11—12 кбар и температуре, достигающей 800°. О таких условиях свидетельствует появление парагенезисов двупироксеновых эклогитоподобных пород с магнезиальным гранатом (около 50% пиропового минала), появление кислых гнейсов с ассоциацией гиперстена и силлиманита при полном отсутствии в них кордиерита, а также данные термо- и барометрии. Следующим событием было формирование метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа (при $P \approx 7,5$ кбар и температуре от 450 до 700°), свидетельствующей о существовании значительного горизонтального градиента температуры в зонах, ограничивающих Лапландский и Беломорский мегаблока. Завершался свекофеннский цикл проявлением в Лапландском мегаблоке малоуглубинного метаморфизма (при P около 3—4 кбар). Формирование зональности и последующие явления сопровождалось интенсивной гранитизацией коры, что особенно характерно для Лапландского мегаблока.

В отличие от только что рассмотренных областей, в Свекофенском геоблоке в данный период проявлялся зональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа (при давлении около 4 кбар), сопровождавшийся образованием гранитоидов как существенно натриевых и калиево-натриевых, так и существенно калиевых.

Сопоставление перечисленных геофизических материалов с данными по строению и геологической эволюции исследованных участков земной коры [2, 3] позволяет прийти к заключению о том, что выделенные области отличаются друг от друга типом эндогенного структурообразования, а наблюдаемый рельеф поверхности M , по крайней мере отчасти, сформировался в раннем докембрии.

Карельская область (IV) характеризуется серией куполовидных поднятий раздела M (А, Б, В), которым соответствуют конформные купола в кровле и подошве «базальтового» слоя, а выше — ареалы ребольской (2800 млн. лет), а возможно, и доребольской гранитизации. Последняя явилась причиной значительного селективного редуцирования промежуточного «диоритового» слоя [3]. Образование таких форм «рельефа» отдельных горизонтов коры и подкорового слоя верхней мантии можно объяснить в альтернативном плане. Если селективное выплавление «гранитного» слоя является преимущественно процессом коровым и происходит за счет разуплотнения «диоритового» слоя, с одновременным увеличением мощности β -слоя, то утонение коры в наиболее гранитизированных блоках следует объяснять в основном восстановлением изостатического равновесия. В то же время вполне вероятно, что наблюдаемая структура является следствием более глубокой (корово-мантийной) дифференциации вещества литосферы, причем разуплотнение верхних ее частей компенсировалось уплотнением нижних, что и выражается в локальном воздымании раздела M . Сходным образом можно объяснить возникновение нелинейных поднятий раздела M в восточной части Кольского мегаблока (II), но формирование легкого надбазальтового слоя (щелочные гранитоиды) относится здесь (Кейвы), вероятно, к более позднему — селецкому (2000—2200 млн. лет) периоду эволюции.

Отмечается сходство глубинного строения Ладожской (V) и Беломорской (III) областей, завершивших свое активное развитие одновременно в свекофенскую эпоху тектогенеза (1800 млн. лет). Они характеризуются крупными сводовыми поднятиями мантии (Г, Д). Однако существуют и значительные различия в строении и развитии этих структур. Формирование Ладожского свода (Д) сопровождалось возникновением линейных компенсационных периферических прогибов («желобов»), значительно менее четко выраженных на окраинах Беломорского мегаблока (III). Для Ладожской области (V) характерна полная конформность границ M и K , чего нельзя сказать о Беломорском своде

(Г). Образование последнего сопровождалось возникновением рифтовой зоны в свекофенское время, когда юго-восточная часть Кольского мегаблока перемещалась на север с одновременным вращением против часовой стрелки [1]. Если момент заложения этого раздвиги датируется достаточно определенно, то вопрос о возрасте всего Беломорского поднятия мантии не решается однозначно. Можно предполагать, что западный склон свода является фрагментом ребольской (2800 млн. лет) зоны глубинного поддвига, возникшего на границе сближавшихся литосферных плит, различавшихся мощностью и составом коры. В пользу такого предположения могут свидетельствовать данные о термодинамических режимах глубинного петрогенезиса ребольского периода, начальные этапы которого ознаменовались формированием эклогито-гнейсового комплекса в условиях умеренно высоких температур и давлений, а такие режимы характерны для зон быстрых нисходящих движений [2].

Лапландская область [1] в целом характеризуется средней глубиной залегания раздела M ($H_m = 37$ км) при средней же глубине поверхности Конрада (16—18 км). Интерес представляют границы этой области, отчетливо выраженные в рельефе M . На южной ее окраине вырисовывается вытянутый в субширотном направлении вал, в плане с-зоной Кукаозеро — Панаярви — Сала. Образование этой структуры, вероятно, следует связывать с подъемом мантийного материала, что выразилось в широком проявлении основного и ультраосновного магматизма в селецкое и свекофенское время. Комплементарной по отношению к данному линейному поднятию поверхности M является Лапландская шовная структура [3], представляющая северное ограничение рассматриваемой области. Указанная шовная структура выражена здесь серией падающих на север пологих зон интенсивного расщепления, сопровождающегося метаморфизмом высоких температур и давлений [4] и последовательным внедрением высокоглиноземистых андезито-базальтовых, оливин-толеитовых и пикритовых магм. В самой шовной зоне широко развиты толеиты, иногда немного обогащенные натрием, а параллельно ей располагается Нотозерский пояс гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Все это свидетельствует о реализации в свекофенское время эндогенных режимов, свойственных зонам быстрых нисходящих движений, охватывавших не только земную кору, но и верхнюю мантию. Одной из возможных форм такого движения является субдукция. Такая трактовка северного ограничения Лапландской области хорошо согласуется с заключением о формировании в свекофенское время рифта Белого моря в тыловой зоне Кольского мегаблока, в связи с чем происходило перемещение последнего на север с одновременным вращением против часовой стрелки. Результатом движения Кольского мегаблока было фронтальное сжатие в северо-западной части Главного Беломорского шва и поддвижение Лапландского мегаблока под Кольский.

Рассмотрим выдвинутые гипотезы в свете материалов по структуре поверхности K (рис. 2).

«Базисным уровнем» для раздела K является глубина $H_k = 17$ км, от него развитие форм «рельефа» K происходило в интервале значений H_k от 7,5 до 23 км.

Основными морфологическими элементами «рельефа» поверхности K в пределах Кольско-Карельского геоблока и зоны его сочленения со Свекофенским геоблоком являются: Лапландский свод (a), Кейвский вал (b), Южно-Кольский желоб ($в$), Беломорский желоб, проявлявшийся на разных этапах геологической эволюции как рифт Белого моря, или Двинский авлакоген ($г$), Соловецкий свод ($д$), Чупинский желоб ($е$), Центральнокарельский вал ($ж$), Южнокарельский желоб ($з$), Ладожский свод ($и$). Сравнение данной схемы (рис. 2) со схемой стратонизогипс раздела M (см. рис. 1) свидетельствует об общей конформности структур разных уровней глубинности.

Сопоставление данных по глубинной структуре земной коры с материалами по геологической эволюции Кольско-Карельского и отчасти Свекофенского геоблоков позволяет сделать некоторые предположения

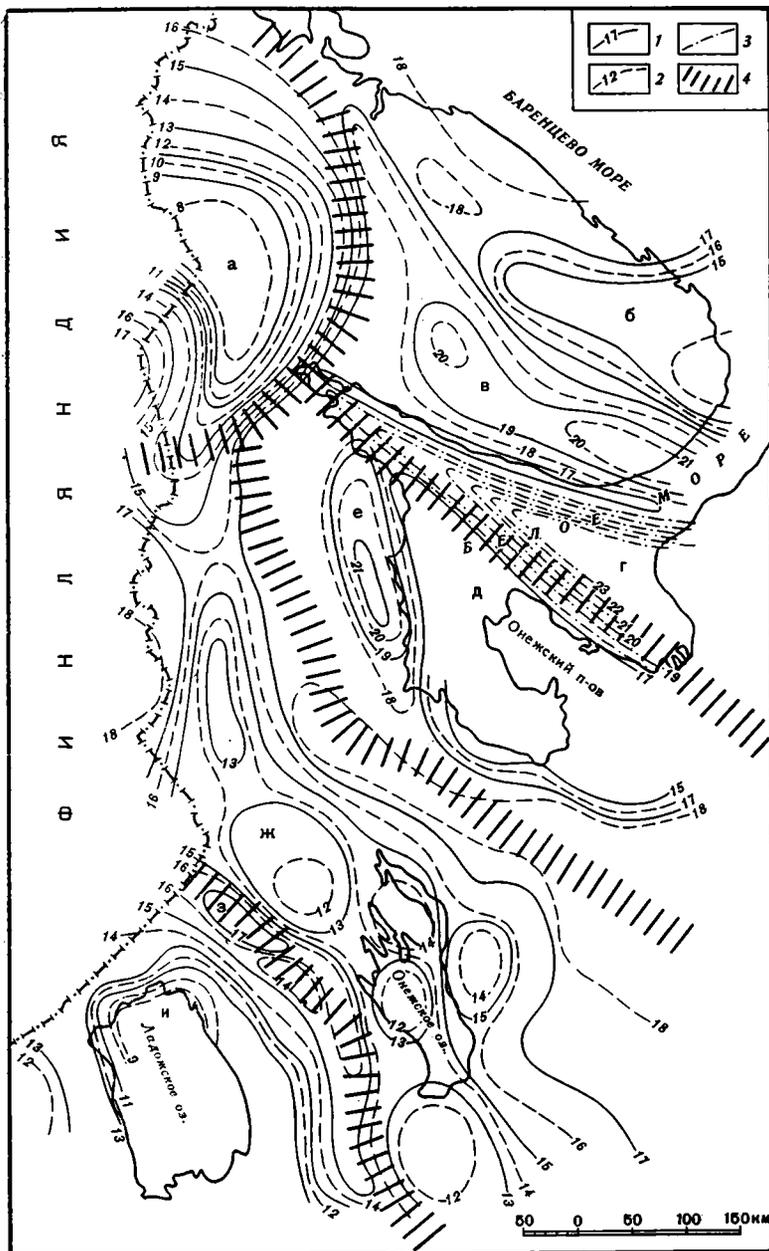


Рис. 2. Схема стратоизогипс раздела Конрада восточной части Балтийского щита. Составили Р. В. Былинский и Г. А. Завинская
 Стратоизогипсы: 1 — опорные, 2 — вспомогательные, 3 — предполагаемые. 4 — границы мегаблоков коры по гравиметрическим данным. Основные морфологические элементы рельефа раздела Конрада: а — Лапландский свод, б — Кейвский вал, в — Южнокольский желоб, г — Беломорский желоб (рифт Белого моря или Двинский авлакоген), д — Соловецкий свод, е — Чупинский желоб, ж — Центральнокареельский вал, з — Южнокареельский желоб, и — Ладожский свод

о возрасте и природе перечисленных элементов рельефа раздела К. К наиболее древним формам рельефа поверхности К, по-видимому, относится Центральнокареельский вал (ж), распадающийся на серию изометрических на юге и эллиптических на севере поднятий β -слоя, которые примерно совпадают с ареалами ребольской (2800 млн. лет), а частично доребольской гранитизации коры, приводившей к разуплотнению верхних ее частей и редуцированию δ -слоя. Можно предположить, что одновременное поднятие поверхностей К и М явилось следствием изостати-

ческого выравнивания после разуплотнения коры. В таком случае следует допустить, что привнос вещества, необходимого для гранитизации, шел с очень больших глубин, отчего не происходило заметного уплотнения подкорового слоя верхней мантии или нижних горизонтов коры. Вероятно, таким же образом можно объяснять образование Кейвского вала (б), но вопрос о времени разуплотнения верхней части коры не решается здесь однозначно.

Судя по широкому проявлению изометрических форм в фундаменте беломорского комплекса и по четкому унаследованию структурой последнего этих форм, можно предположить, что ареальное структурообразование играло определенную роль еще в начале ребольского этапа эволюции. Начиная с селецкого этапа, в Кольско-Карельском геоблоке всецело преобладало формирование линейных структур шовного типа.

К ребольской эпохе также следует относить заложение Чупинского желоба (е) на западном склоне Соловецкого поднятия (д) разделов *K* и *M* [3]. На относительно ранних стадиях данного этапа эволюции существенная роль в эндогенном структурообразовании принадлежала радиальным движениям, явившихся следствием подъема больших сиалических масс при плотностной инверсии. Одновременно на уровень современного среза выводились продукты инициального метаморфизма, возникавшие в режимах умеренно высоких температур и повышенных давлений (эклогиты и ассоциирующиеся с ними гнейсы), что может свидетельствовать о быстрых нисходящих движениях, реализуемых в зонах субдукции [2]. Отсюда можно предполагать, что Чупинский желоб представляет собой фрагмент краевой части древнейшей континентальной плиты — архейского протоконтинента. Этот протоконтинент сформировался в доребольское время в процессе ареального структурообразования и становления первичного тоналит-гранитного слоя. В результате взаимодействия указанной протоконтинентальной плиты и протоокеанической и поддвижения последней происходила интенсивная дифференциация вещества литосферы, приводившая к увеличению мощности слоев γ и δ вблизи границы плит. Этим же можно объяснить активную гранитизацию надбазальтового слоя в смежной области, где вследствие изостатического выравнивания образовался Центральнокарельский вал (ж).

Существенная перестройка структуры Балтийского щита произошла в период свекофеннского тектогенеза (2200—1800 млн. лет). К этому времени относится формирование Южнокольского желоба (в), совпадающего с Имандра-Варзугской мобильно-проницаемой зоной (з). Для него характерно залегание раздела *M* на среднем уровне ($H_m = 37$ км), повышенная мощность α -слоя, практически повсеместное отсутствие γ -слоя и по крайней мере локальное залегание α -слоя непосредственно на β (или δ)-слое (по данным расчетной гравиметрии). К этому же времени относится начало развития Беломорского желоба (г) на северо-восточном склоне Соловецкого свода (д). Этот желоб продолжал существовать как отрицательная структура в рифее и в более поздние эпохи геологической истории (Двинский авлакоген). Предполагается, что в период свекофеннского тектогенеза эта структура была зоной раздвига (рифт Белого моря), вследствие чего Кольский мегаблок перемещался на север с одновременным вращением против часовой стрелки. При этом на юго-западной окраине названного мегаблока создавалась фронтальная зона интенсивного тангенциального сжатия, сформировались тектонические покровы вблизи Главного Беломорского шва, взбросы и надвиги на южных бортах Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Этому предшествовала деформация литосферы, выразившаяся в образовании линейной зоны быстрых нисходящих движений, свидетельством чего является метаморфизм высоких давлений [4], сопровождавшийся внедрением высокоглиноземистых андезит-базальтовых и пикрит-базальтовых глубинных магм. Приуроченность к этому же шву гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и толеитовых толщ, отличающихся

низкой щелочностью, но ярко выраженной натровой специализацией, позволяют высказать предположение о том, что указанные выше магмы являются продуктом глубинной переработки протоокеанической коры, погружающейся в зону субдукции.

Наиболее существенно глубинная структура земной коры была переработана свекофенским тектогенезом в пределах Лапландского и Ладожского сводов, возникших на границе Кольско-Карельского и Свекофенского геоблоков. Здесь происходит резкое сокращение мощности надбазальтовых слоев с одновременным их разуплотнением за счет почти полной гранитизации δ -слоя. Механизм образования этих структур, вероятно, сходен с механизмом ребольского сводообразования в Карельском мегаблоке.

Предлагаемая авторами трактовка генезиса форм рельефа разделов *М* и *К* во многом гипотетична. Однако намеченная корреляция внутрикоровой структуры и геологического строения региона свидетельствует о том, что многие элементы рельефа разделов *М* и *К* сформировались в разные эпохи раннедокембрийского тектогенеза.

Литература

1. *Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Леманов Е. В.* Роль космических снимков в изучении движений земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и география. Т. V. М.: ВИНТИ, 1976, с. 148—160.
2. *Глебовицкий В. А.* Термодинамический режим метаморфизма и проблема тектоники плит в раннем докембрии.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 36—46.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1977. 230 с.
4. *Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Шлайфштейн Б. А.* О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского пояса.— В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л., 1975, с. 56—59.
5. Цикличность и общая направленность метаморфических процессов. Л., 1977. 288 с.

Западный геофизический трест
Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР
Ленинград

Поступила в редакцию
30.V.1980

УДК 551.254(234.851)

ДЕНИСОВА Е. А.

**ДЕФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МЕТАМОРФИТОВ
ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Приведены результаты петрографического и петроструктурного изучения ультраосновных метаморфитов: массивной и рассланцованной оливин-антигоритовых пород, пегматоидного дунита и регенерированного гарцбургита; описаны их деформационные особенности и охарактеризованы петроструктуры (статистические замеры осей оптической индикатрисы оливина и энстатита и кристаллографических осей диопсида). Зафиксированы следы следующих механизмов деформаций: катакластического течения, синтетектонической рекристаллизации и внутрикристаллического скольжения в оливине по системе $\{0kl\}$ $[100]$ (в порядке уменьшения важности).

Выделено два этапа динамического метаморфизма: 1) образование массивных оливин-антигоритовых пород, пегматоидных дунитов и регенерированных гарцбургитов при дифференциальном стрессе 390—160 бар; 2) рассланцевание части оливин-антигоритовых пород, сопровождающееся частичной или полной переориентировкой петроструктуры, дифференциальный стресс достигал 700 бар. Скорость деформаций на обоих этапах составляла 10^{-13} — 10^{-15} с⁻¹. Сделан кинематический анализ петроструктурных данных.

Изучение массивов альпинотипных ультрабазитов приводит исследователей к выводу о сложной истории этих образований. Наряду с наиболее ранними породами (гарцбургитами, лерцолитами, дунитами), претерпевшими пластическое течение в верхней мантии [2, 3, 6, 17, 27, 29, 30 и др.], почти во всех массивах имеются продукты большего или меньшего преобразования исходных пород в коровых условиях. Среди этих преобразований помимо ранней петельчатой серпентинизации, приводящей к появлению изотропной сетки серпентиновых прожилков и не влияющей на ориентировки первичных породообразующих минералов, и контактового метаморфизма, обусловленного термальным воздействием на ультрабазиты со стороны гранитных и габбровых интрузий, широко распространены процессы динамотермального метаморфизма, сопровождающие расчленение массивов на блоки или пластины и последующее их перемещение друг относительно друга. Продукты динамического преобразования ультрабазитов распространены во внутренних [5, 9, 31] и приподошвенных частях массивов [5, 16, 22, 26]. Эти процессы обычно синхронны с образованием динамометаморфических ореолов под подошвами аллохтонов [7, 22, 23, 26, 32].

В статье приводятся результаты петрографического и петроструктурного изучения деформаций ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива. Необходимость подобного исследования связана со слабой изученностью процессов динамического преобразования ультрабазитов во время выведения в верхние горизонты коры, тектонического становления в геологической структуре и в процессе последующей тектонической истории.

Изучение коровых деформаций ультрабазитов заключается в выявлении особенностей деформирования пород (механизмы, условия и т. д.) на этом этапе эволюции. Сравнение их с особенностями пластического течения раннего этапа, приведшего к образованию тектонизированных ультрабазитов, позволит в дальнейшем надежно разграничивать коровые и мантийные деформации в этих породах.

Результаты неоднократно обсуждались с Г. Н. Савельевой и С. А. Щербаковым, которым автор выражает свою благодарность.

Войкаро-Сыньинский массив представляет собой типичную офиолитовую ассоциацию и рассматривается как наклоненный на восток пакет пластин, в котором снизу вверх по разрезу выделяются дунит-гарцбургитовый комплекс, полосчатая дунит-клинопироксенит-верлитовая серия, габбро, диабазы и тоналиты [8, 11 и др.]. Породы дунит-гарцбургитового комплекса, занимающие нижнюю часть офиолитового разреза, несут следы интенсивных высокотемпературных деформаций, предположительно происходивших в условиях верхней мантии [10].

Предметом изучения являлся комплекс ультраосновных метаморфитов, образовавшийся по породам первичного дунит-гарцбургитового комплекса и включающий оливин-антигоритовые, оливин-куммингтонитовые и оливин-тальковые породы, а также рекристаллизованные породы: пегматоидные дуниты и регенерированные гарцбургиты. Минеральные парагенезисы оливин-антигоритовых пород формировались в условиях хлоритоидной субфации зеленосланцевой фации (400—450°), пегматоидные дуниты отвечают верхней границе зеленосланцевой фации (500°), а остальные типы пород — оливин-тальковые, оливин-куммингтонитовые породы и регенерированные гарцбургиты — метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации (до 700—750°) [7, 9].

Характерно для комплекса широкое развитие антигорита, для образования которого наиболее благоприятны условия дифференциального стресса [18, 20].

Ультраосновные метаморфиты слагают полого залегающие линейные зоны, ориентированные субсогласно с общим северо-восточным и восточным простиранием массива и с залеганием подошв отдельных пластин. В то же время эти зоны резко дискордантны по отношению к внутренней складчатой структуре дунит-гарцбургитовых полей.

Для комплекса ультраосновных метаморфитов характерна большая неоднородность по степени и способу деформаций, особенно при переходе от одного типа пород к другому. Снизу вверх по разрезам линейных зон наблюдается закономерная смена пород и соответственно типа и степени деформаций.

В подошвах линейных зон залегают наиболее интенсивно деформированные оливин-антигоритовые породы, для которых доказывается апогарцбургитовая природа. Нижние части разреза рассланцованы, и сланцеватость обычно имеет юго-восточное или восточное падение, согласное с залеганием линейных зон. Среди оливин-антигоритовых сланцев наблюдаются будинированные линзы и угловатые обломки пегматоидных дунитов, образовавшихся при перекристаллизации первичных дунитов. Выше по разрезу оливин-антигоритовые сланцы сменяются массивными оливин-антигоритовыми породами. Остальные типы пород: оливин-тальковые, оливин-куммингтонитовые породы и регенерированные гарцбургиты — менее распространены в Войкаро-Сыньинском массиве и залегают в верхних частях линейных зон. Регенерированные гарцбургиты, вероятно, образовались при перекристаллизации серпентинизированных гарцбургитов [7, 9].

Предполагается, что метаморфические зоны внутри ультрабазитов сформировались при относительном проскальзывании пластин во время выведения блоков океанической коры в верхние горизонты коры. По структурно-геологическим и петрологическим данным, метаморфизм в ультрабазитах происходил одновременно с образованием части амфиболитов и пород динамометаморфического ореола, представленного хлорит-лавсанитовыми, глаукофановыми и гранат-глаукофановыми сланцами и залегающего в основании всего пакета офиолитовых пластин [7, 8].

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ УЧАСТКОВ

Петроструктурное изучение ультраосновных метаморфитов проводилось в северной части Войкаро-Сыньинского массива на породах двух участков: Лагортинского и Хойлинского, расположенных в пределах

Главного Уральского водораздельного хребта на расстоянии 20 км друг от друга. Оба участка находятся в области широкого развития оливин-антигоритовых и связанных с ними пород, которая разделяет две крупные пластины, сложенные породами дунит-гарцбургитового комплекса. В пределах области метаморфизованные ультрабазиты слагают линейные зоны мощностью до 400 м, нередко сливающиеся и образующие обширные поля. Лагортинский участок расположен в той части области, которая имеет типичное северо-восточное простирание. Хойлинский участок находится в пределах локальной линейной зоны мощностью 300—400 м, также имеющей северо-восточное простирание, но располагающейся в той части, где область ультраосновных метаморфитов меняет свое простирание на субширотное.

На **Лагортинском участке** (верховья р. Лагорта-Егарт) обнажаются оливин-антигоритовые сланцы, переходящие в массивные оливин-антигоритовые породы, и пегматоидные дуниты. Сланцеватость имеет крутое падение ($70-80^\circ$) на юго-восток. В плоскости рассланцевания чрезвычайно слабо выражена субгоризонтальная линейность по вытянутости зерен рудного минерала и ориентировке их агрегатов. В оливин-антигоритовых сланцах встречаются будинированные линзы пегматоидных дунитов размерами от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Сланцеватость окружающих оливин-антигоритовых пород обычно плавно облекает эти тела. Микроскопически пегматоидные дуниты обладают массивной текстурой, однако есть слабо выраженная плоскостная ориентировка зерен и агрегатов зерен рудного минерала, которая согласна с ориентировкой сланцеватости в окружающих оливин-антигоритовых породах. В пределах Лагортинского участка изучены три типа пород: оливин-антигоритовый сланец (277-1), массивная оливин-антигоритовая порода (277-3) и пегматоидный дунит (277-2). Эти породы характеризуют нижнюю часть разреза линейных зон ультраосновных метаморфитов.

На **Хойлинском участке** (Хойлинский перевал) обнажаются массивные и рассланцованные оливин-антигоритовые породы, пегматоидные дуниты и регенерированные гарцбургиты. Сланцеватость оливин-антигоритовых пород имеет крутое до вертикального юго-восточное и южное падение. Слабо выраженная полосчатость в регенерированном гарцбургите падает на северо-северо-запад под углами $70-80^\circ$. Иногда в породах этого участка фиксируется субвертикальная линейность по форме зерен рудного минерала и ориентировке их агрегатов. На участке изучены оливин-антигоритовый сланец (267-2) и регенерированный гарцбургит (267-7), последний представляет верхнюю часть разреза линейных зон ультраосновных метаморфитов.

Петрографическое изучение пород проводилось в ориентированных шлифах, обычно в трех взаимно перпендикулярных плоскостях, одна из которых была горизонтальной, а две другие ориентированы по залеганию сланцеватости или минеральной уплощенности. При этом выявлялись особенности ориентировки породообразующих минералов и обращалось особое внимание на признаки деформированности их: волнистое и мозаичное погасание, полосы излома, характер границ, изгибы спайности.

277-1. Оливин-антигоритовый сланец. Обладает катакластической структурой и сланцеватой текстурой: обломки оливина погружены в тонкозернистую оливин-антигоритовую массу (рис. 1). *Оливин* ($40-60\%$, $2V=88^\circ$) представлен сильно вытянутыми ($1:2-1:10$) веретенообразными зернами ($0,5-3,0$ мм) в поперечном срезе сланцеватости и почти изометричными в плоскости сланцеватости. Оливин имеет спайность по (010) и сильно деформирован: подроблен, характерно волнистое и мозаичное погасание. Лейстовидный *антигорит* ($35-50\%$, $0,3-0,5$ мм), слабдеформированный и недеформированный, ориентирован субпараллельно сланцеватости; иногда образует сплошные участки с перекрестно-листоватой структурой. *Магнетит* (2%), замещающий хромшпинелид, имеет зерна от крупных (до $0,3-0,5$ мм) слегка вытянутых (до $1:2$) по-

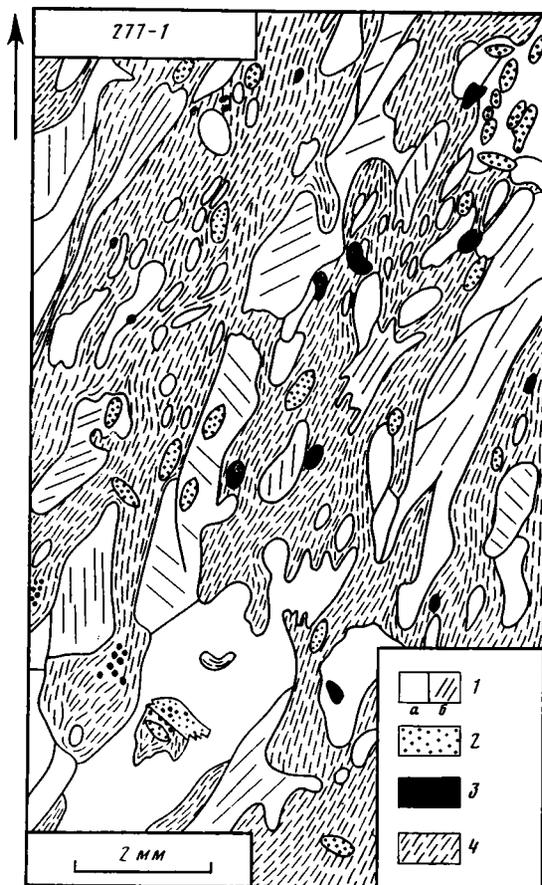


Рис. 1. Оливин-антигоритовый сланец Лагортинского участка.
Горизонтальный шлиф, стрелка на север
1 — оливин (а — без спайности, б — со спайностью), 2 —
диопсид, 3 — магнетит, 4 — оливин-антигоритовая основная
масса

сланцеватости до мелких зернышек (0,01—0,05 мм), образующих скопления и являющихся, вероятно, конечным результатом дезинтеграции крупных зерен. Крупные магнетиты зональны: имеют изометричные ядра, по-видимому, реликтового хромшпинелида и слабо вытянутую периферию с зубчатыми краями в направлении сланцеватости. Новообразованный *диопсид* (2—3%, $2V=62^\circ$, $c:Ng=40^\circ$) представлен призматическими зернами (0,4—0,6 мм) с округленными или зубчатыми концевыми гранями. Диопсид одинаково вытянут (1:3—1:5) и в плоскости сланцеватости, и в поперечных срезах ее. Призмы ориентированы обычно субпараллельно сланцеватости, иногда косо к ней.

В целом микроскопически сланцеватость хорошо выражена, а в плоскости сланцеватости слабо проявлена субгоризонтальная линейность по вытянутости зерен магнетита и преимущественной ориентировке антигоритовых лейст.

277-2. Пегматоидный дунит. Имеет пегматоидную структуру и хорошо выраженную уплощенность оливинов и хромшпинелидов, параллельную рассланцеванию вмещающих оливин-антигоритовых сланцев. Для *оливина* (95%, $2V=82-84^\circ$) характерна неравномерная зернистость: наиболее крупные (больше 10 мм) почти изометричные зерна разделены участками, сложенными более мелкими (0,3—5 мм), слабо вытянутыми (до 1:3) оливинами; эти участки ориентированы параллельно минеральной уплощенности. Оливин обладает хорошей спайностью по (010),

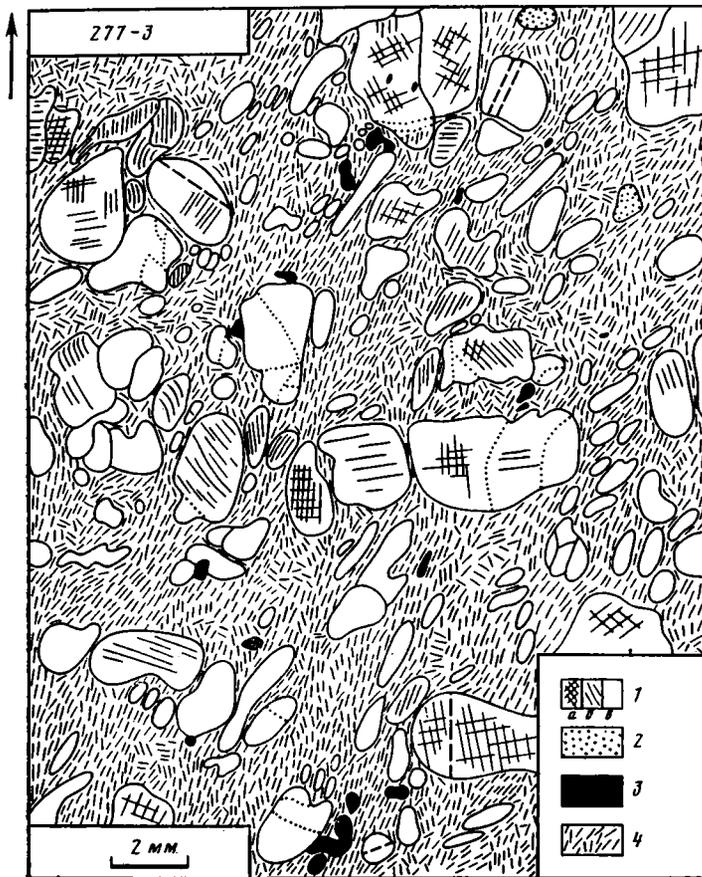


Рис. 2. Массивная оливин-антигоритовая порода Лагортинского участка.
 Горизонтальный шлиф, стрелка на север
 1 — оливин (а, б — со спайностью, в — без спайности), 2 — диопсид, 3 — магнетит, 4 — оливин-антигоритовая основная масса. Пунктиром показаны полосы излома, точками — границы субзерен

значительно реже по (001) и по (100). В породе спайность (010) ориентирована закономерно: есть две ортогональные ориентировки (крутое падение на юго-восток и более пологое — на юго-запад), которые располагаются примерно под углом 45° к уплощенности, а следовательно, и к общему простиранию линейной зоны метаморфитов. Ориентированное расположение спайностей в пегматоидных дунитах отмечалось Г. М. Виноградской [1]. Границы зерен обычно зубчатые, пилообразные. Наиболее деформированы крупные зерна: для них характерны мозаичное и волнистое погасание, изгибы спайности и полосы излома. Последние субвертикальны и субмеридиональны, т. е. располагаются приблизительно под 45° к уплощенности, или перпендикулярно к одной из ориентировок спайностей. *Хромшпинелид* (3—4%) представлен крупными незональными зернами (0,5—1,5 мм), слабо уплощенными (до 1:2), с зубчатыми краями в направлении уплощенности. *Антигорит* (1—2%) в ассоциации с тонкозернистым оливином встречается по границам зерен и субзерен.

Таким образом, пегматоидный дунит обладает хорошо выраженной минеральной уплощенностью.

277-3. Массивная оливин-антигоритовая порода. Имеет массивную текстуру и порфирокластовую структуру: крупные порфирокласты оливина погружены в оливин-антигоритовую мелкозернистую массу (рис. 2). *Оливин* (60—70%) двух типов: крупные (до 4—6 мм) изометричные или слабо вытянутые (до 1:2) в разных направлениях порфи-

рокласты и более мелкие зерна (0,1—3,0 мм), как правило, вытянутые (1:2—1:10) и ориентированные субпараллельно рассланцеванию рядом расположенных сланцев. Оливин имеет спайность в двух или трех направлениях: по (010), (001) и (100). Наиболее деформированы мелкие оливины из основной массы: они сильно раздроблены, имеют волнистое и мозаичное погасание, изгибы спайности. Порфирокласты деформированы слабее. Полосы излома встречаются только в порфирокластах. Лейстовидный *антигорит* (30—40%, 0,3—0,5 мм) субпараллелен ориентировке оливинов основной массы и ориентирован хуже, чем в оливин-антигоритовом сланце; слабо деформирован или не деформирован. *Магнетит* (2%) представлен изометричными или уплощенными (до 1:5) в том же направлении зернами (0,3—0,5 мм). *Диопсид* встречается в единичных зернах изометричной или слабо вытянутой таблитчатой формы (0,5—1,0 мм).

В целом оливиновые порфирокласты не обнаруживают преимущественной ориентировки, а основная оливин-антигоритовая масса слабо рассланцевана согласно с рассланцеванием обнажающихся рядом оливин-антигоритовых сланцев.

267-2. Оливин-антигоритовый сланец. Отличается от сланца Лагортинского участка 277-1 тем, что оливины менее деформированы и имеют полосы излома, незакономерно ориентированные; и перпендикулярные, и параллельные вытянутости оливина. Сланцеватость четко выражена уплощенностью оливина и магнетита и ориентировкой лейст антигорита.

267-7. Регенерированный гарцбургит. Обладает массивной текстурой и гранобластовой структурой (рис. 3). *Оливин* (65—80%, $2V=86^\circ$) без спайности имеет изометричные или слабо вытянутые зерна (до 1:3, 0,2—2,0 мм) неправильных форм с плавновылистыми границами. Почти нет зерен с волнистым и мозаичным погасанием, однако есть полосы излома, ориентированные в основном субмеридионально, перпендикулярно к преимущественной уплощенности оливинов. *Энстатит* (10—25%, 0,5—3,0 мм) распределен неравномерно: есть полосы, обогащенные крупными таблицами, которые отражают слабо видную макроскопически полосчатость. Энстатит, как правило, не несет следов деформаций. *Диопсид* (3—5%, $2V=58^\circ$, $c:N_g=36^\circ$) имеет зерна неправильной формы (0,2—1,5 мм) и равномерно распределен в породе. *Хромшпинелид* (3—4%, 0,1—1,0 мм), слабо уплощенный (1:2) в том же направлении, что и оливин, располагается не только между другими минералами, но и внутри оливинов и реже внутри энстатитов.

Таким образом, микроскопически в регенерированном гарцбургите выявлена минеральная уплощенность, круто падающая на северо-северо-восток и расположенная косо по отношению к полосчатости. Поэтому гранобластовая структура не совсем типична. Это подтверждается и замераами двугранных углов в точках тройных сочленений оливинов.

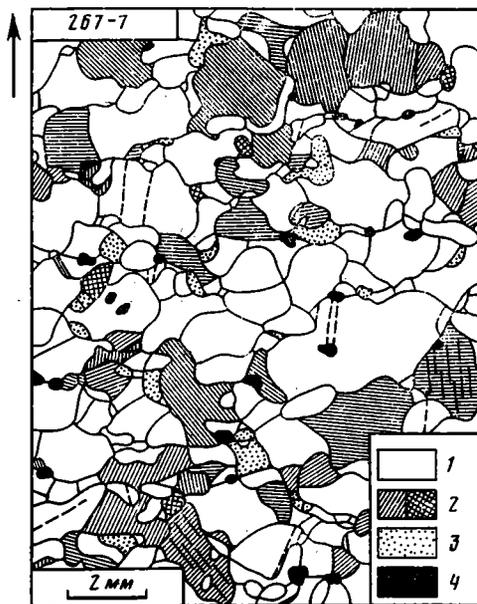


Рис. 3. Регенерированный гарцбургит Хойлинского участка. Горизонтальный шлиф, стрелка на север
1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — диопсид; 4 — хромшпинелид. Пунктиром показаны полосы излома

Кривые распределения двугранных углов близки к нормальному распределению с 17%-ным максимумом в районе 120° ; но имеются дополнительные боковые максимумы (2—3%) в интервалах $30—60^\circ$ и $170—200^\circ$, позволяющие считать породу умеренно деформированной [4]. Следует отметить, что уплощенность зерен в рекристаллизованных породах рассматривается как признак синтетектонической рекристаллизации [27].

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

В процессе изучения ультраосновных метаморфитов были определены петроструктуры порообразующих минералов: ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита и ориентировка кристаллографических осей диопсида.

Вначале рассмотрим петроструктуры Лагортинского участка.

277-1. Оливин из оливин-антигоритового сланца обладает слабой ориентировкой с 4%-ными максимумами всех осей (рис. 4, а). Тем не менее можно говорить о закономерной связи ориентировки со сланцеватостью: максимум Np перпендикулярен к сланцеватости, Nm образует неполный пояс в плоскости сланцеватости, а Ng дает еще слабее выраженный пояс, расположенный косо к сланцеватости, с максимумом вблизи линейности. Такая петроструктура может быть объяснена либо внутрикристаллическим скольжением по системе (010) [100] следов которого, как будет показано ниже, не обнаружено; либо синтетектонической рекристаллизацией [13]; либо катакластическим течением. Из двух последних механизмов предпочтение отдается катаклазу, так как порода обладает ярко выраженной катакластической структурой.

Диопсид имеет весьма четкую петроструктуру (рис. 4, б): ось a перпендикулярна сланцеватости, ось c дает хорошо выраженный пояс в сланцеватости, ось b ориентирована вблизи плоскости сланцеватости наименее закономерно. Такую петроструктуру можно объяснить либо внутрикристаллическим скольжением по системе (100) [001] [15], либо катакластическим течением; предпочтение также, по-видимому, следует отдавать последнему механизму.

277-2. Оливин пегматоидного дунита имеет хорошо ориентированную петроструктуру (рис. 4, в). Вокруг наиболее четкого максимума Np (13%) оси $Ng—Nm$ образуют пояс. Ng также дает максимум (10%), вокруг него выявляется пояс осей $Np—Nm$. Максимумы Np и Ng имеют двувершинные формы с минимумами между вершинами, в которые и попадает след минеральной уплощенности. Двойные вершины в петроструктуре соответствуют двум системам преимущественных ориентировок оливина, выявленным по залеганию спайности и описанным выше. Расшифровка этой петроструктуры требует дальнейшего изучения.

277-3. В массивной оливин-антигоритовой породе изучены ориентировки *оливиновых порфирокластов и мелких оливинов из основной массы* (рис. 4, г, д): их петроструктуры близки друг другу. Наибольшие максимумы образуют оси Ng (7 и 9%), вокруг них оси $Np—Nm$ дают нечеткие пояса. Важно отметить, что максимумы всех осей занимают косое положение по отношению к плоскостной ориентировке основной массы. Отсутствие связи с плоскостной ориентировкой затрудняет интерпретацию петроструктуры и позволяет предполагать одновременность образования петроструктуры и плоскостной ориентировки. Петроструктура массивных оливин-антигоритовых пород формировалась, по-видимому, под действием разных механизмов деформаций: катакластического течения, рекристаллизации и в меньшей степени внутрикристаллического скольжения.

Сопоставление петроструктур оливина из обеих оливин-антигоритовых пород приводит к выводу о некоторой их близости. Это подтверждается также дополнительными петроструктурными измерениями в оливин-антигоритовом сланце 277-1. Оказалось, что от шлифа к шлифу петроструктура несколько меняется. В частности, Ng образует максимумы либо как на рис. 4, а, либо как в массивной оливин-антигоритовой

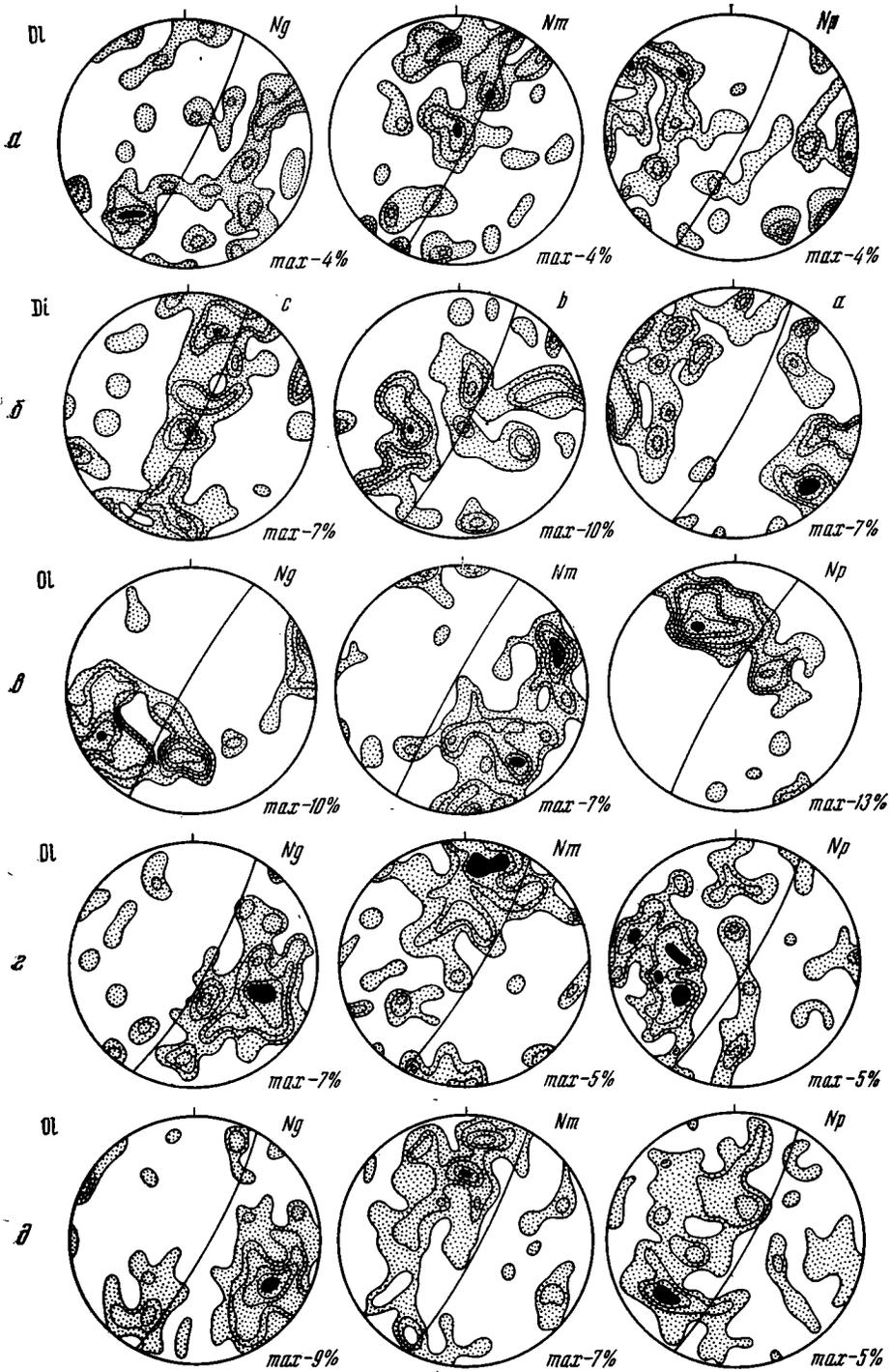


Рис. 4. Петроструктурные диаграммы минералов пород Лагортинского участка. Нижняя полусфера равноплощадной проекции. Изолинии — 1, 2, 3, 5, 7, 10%. Сплошные линии — минеральная уплотненность. *a, б* — оливин-антигоритовый сланец 277-1: *a* — два шлифа, 118 зерен, *б* — два шлифа, 62 зерна; *в* — пегматоидный дунит 277-2, два шлифа, 83 зерна; *г, д* — массивная оливин-антигритовая порода 277-3; *г* — оливиновые порфирокласты, 90 зерен, *д* — оливины основной массы, 104 зерна

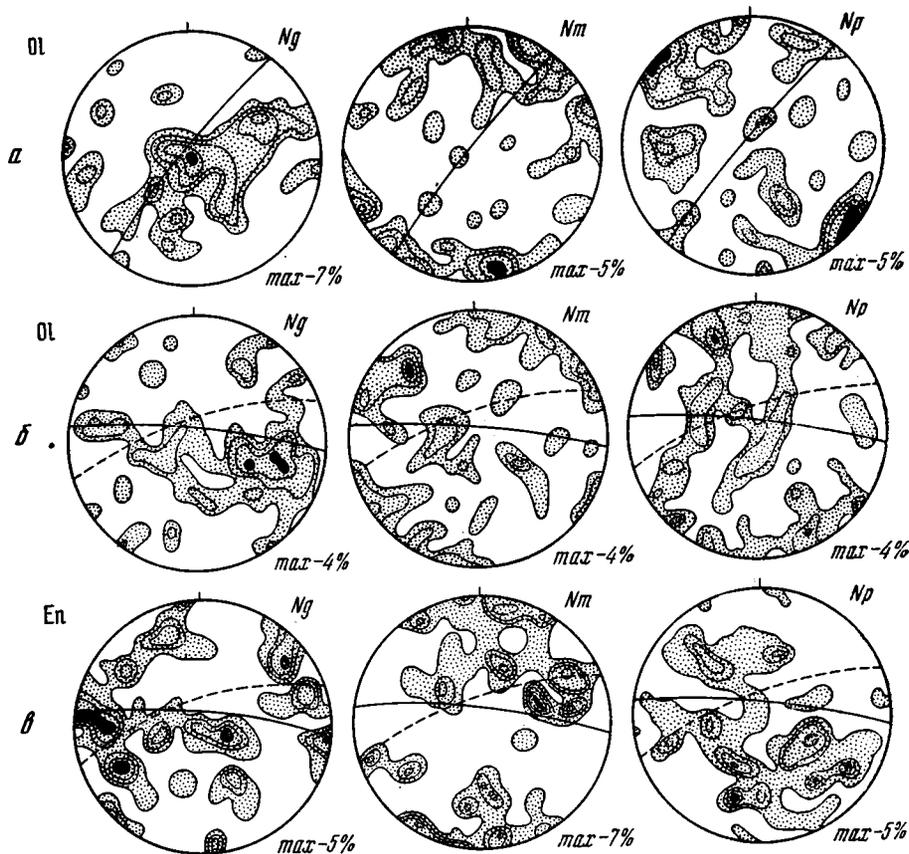


Рис. 5. Петроструктурные диаграммы минералов пород Хойлинского участка. Нижняя полусфера равноплоскостной проекции. Изолинии — 1, 2, 3, 5%. Сплошные линии — минеральная уплощенность, пунктир — полосчатость, а — оливин-антигоритовый сланец 267-2, 120 зерен; б, в — регенерированный гарцбургит 267-7: б — 135 зерен, в — 55 зерен

породе (рис. 4, г, д), либо оба максимума одновременно. Такая же ситуация выявляется и в отношении оси *Np*. Также обращает на себя внимание появление в петроструктуре оливина из основной массы в массивной породе второстепенного максимума *Ng* (рис. 4, д) такой же ориентировки, что и максимум в оливин-антигоритовом сланце. Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что петроструктура оливина из оливин-антигоритового сланца представляет собой результат незавершенной переориентировки петроструктуры оливина массивной оливин-антигоритовой породы. Аналогичное вращение осей оливина выявлено при изучении процесса образования перидотитового милонита, окружающего тело гранатовых перидотитов в Арамийских Альпах [16].

Рассмотрим теперь петроструктуры Хойлинского участка.

267-2. Оливин из оливин-антигоритового сланца обладает петроструктурой, связанной со сланцеватостью (рис. 5, а): максимум *Np* (5%) перпендикулярен сланцеватости, а *Ng* образует субвертикально ориентированный максимум (7%) и частичный пояс в плоскости сланцеватости. Интерпретация аналогична рассмотренной выше для оливин-антигоритового сланца Лагортинского участка.

267-7. Оливин из регенерированного гарцбургита довольно слабо ориентирован: величины максимумов всех осей — 4% (рис. 5, б). *Ng* образует максимум и пояс в плоскости минеральной уплощенности. Пространственная ориентировка максимума *Ng* такая же, как и в массивной оливин-антигоритовой породе Лагортинского участка (см. рис. 4, г, д).

В ориентировке энстатита (рис. 5, в) преимущественно залегание осей *Ng* и *Nm* близко к плоскостям полосчатости и уплощенности, а *Np* занимает косое положение к обеим этим плоскостям.

При сопоставлении петроструктур оливина и энстатита выявляется, что ориентировки осей Ng оливина и Np энстатита близки друг другу и ось Ng оливина близка к плоскости минеральной уплощенности. К сожалению, из петроструктуры нельзя сделать вывод о том, что она образовалась путем рекристаллизации, но нечеткость ориентировки не позволяет отрицать этот механизм.

Таким образом, оливины из оливин-антигоритовых сланцев обоих участков сходны друг с другом по связи своей петроструктуры со сланцеватостью. Другими пространственными ориентировками обладают оливины из массивной оливин-антигоритовой породы и регенерированного гарцбургита.

Для всех изученных пород, кроме оливин-антигоритового сланца Лагортинского участка, были определены системы внутрикристаллического скольжения по полосам излома в оливине [6, 13, 29]. Почти все из сделанных 40 определений отвечают системе скольжения $\{0kl\}$ $[100]$. Скольжение по этой системе широко проявлено в оливинах из разных массивов и также зафиксировано в породах дунит-гарцбургитового комплекса Войкаро-Сыннинского массива [10]. Необходимо отметить то, что в изученных породах полосы излома и соответственно системы скольжения нельзя считать реликтовыми, оставшимися от дометаморфического этапа, так как, во-первых, часть пород, имеющих эти деформационные черты, полностью перекристаллизована во время образования метаморфитов (пегматоидные дуниты и регенерированные гарцбургиты), и, во-вторых, есть наблюдения, позволяющие говорить о том, что по крайней мере часть полос излома образовалась после появления спайности в оливине, которая характерна только для пород изученного комплекса. К этим наблюдениям относятся следующие: полосы излома нередко кончаются внутри зерна, ограничиваясь плоскостями спайности; бывают случаи, когда спайность «смещает» полосы излома, но определенные системы скольжения на разных участках «смещенных» полос иногда свидетельствует о разных плоскостях скольжения из системы $\{0kl\}$ $[100]$. Таким образом, спайность разделила единые зерна на части, которые деформировались независимо друг от друга.

МЕХАНИЗМЫ, ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ДЕФОРМАЦИИ

В породах комплекса ультраосновных метаморфитов зафиксированы следы следующих механизмов деформаций: внутрикристаллического скольжения, синтетектонической рекристаллизации и катакластического течения.

Почти во всех породах, за исключением оливин-антигоритового сланца Лагортинского участка, в оливине есть полосы излома, которые рассматриваются как показатели **внутрикристаллического скольжения** [29]. В изученных породах количество полос излома в оливине примерно одинаково и в несколько раз меньше, чем в оливинах пород дунит-гарцбургитового комплекса. Разориентировка соседних блоков кристаллической решетки возрастает в ряду: регенерированный гарцбургит (меньше $5-7^\circ$) — оливин-антигоритовые породы — пегматоидный дунит ($5-10^\circ$).

Большая роль при образовании пород комплекса принадлежит **синтетектонической рекристаллизации**, что подтверждается появлением гранобластовых и пегматоидных структур; расположением зерен хромшпинелида или магнетита внутри оливинов и пироксенов; пилообразными (пегматоидный дунит) и плавновзвилыстыми (регенерированный гарцбургит) границами зерен, свидетельствующими о перекристаллизации в твердом состоянии в разных температурных условиях [12]. Перекристаллизация наиболее ярко проявлена в пегматоидном дуните и регенерированном гарцбургите.

Оливин-антигоритовые породы обнаруживают признаки еще одного механизма деформаций — **катакластического течения**, или разламыва-

ния и межзернового скольжения обломков. Действие этого механизма приводит к появлению катакластических и порфирокластовых структур, в которых обломки оливина погружены в высокопластичную оливин-антигоритовую массу. Этот механизм наиболее важен для оливин-антигоритовых сланцев, где разламывание оливиновых зерен сопровождается сильными внутризерновыми деформациями.

Сравнивая особенности деформирования пород метаморфического и дунит-гарцбургитового комплексов Войкаро-Сыньинского массива [10], следует отметить, что в изучаемых породах относительная роль механизма рекристаллизации по сравнению с внутрикристаллическим скольжением увеличена, а такой механизм, как катаклаз, характерен только для ультраосновных метаморфитов и имеет для них наибольшее значение.

Данные петроструктурного анализа подтверждают выводы, сделанные по геологическим и петрографическим данным о двух этапах деформаций ультраосновных метаморфитов.

На первом этапе происходила коренная структурная и минералогическая перестройка исходных пород дунит-гарцбургитового комплекса: образование массивных оливин-антигоритовых пород, пегматоидных дунитов, регенерированных гарцбургитов и других пород, здесь не рассмотренных. Синхронность образования пород и деформаций доказывается наличием как деформированных, так и недеформированных главных порообразующих минералов — оливина и антигорита — в массивной оливин-антигоритовой породе и регенерированном гарцбургите. Минеральная уплощенность в регенерированном гарцбургите также подтверждает синтетектоническое образование этой породы.

Основными механизмами формирования пород и их петроструктуры были катакластическое течение (особенно для оливин-антигоритовых пород), синтетектоническая рекристаллизация (особенно для пегматоидных дунитов и регенерированных гарцбургитов) и внутрикристаллическое скольжение (вероятно, в равной степени для всех пород).

Знание механизмов деформаций позволяет использовать петроструктурные данные для определения ориентировки кинематических осей во время синтетектонического образования пород. При рекристаллизации по экспериментальным данным N_g оливина занимает положение, близкое к оси относительного растяжения, а N_p становится параллельной оси относительного сжатия [14]. При катакластическом течении преимущественные ориентировки оливина образуются при вращении зерен и определяются их формой: нормаль к уплощенности (в данном случае для оливина — N_p) становится близкой к оси относительного сжатия, а удлинение (в данном случае N_g) ориентируется по оси растяжения. При внутрикристаллическом скольжении по системе $\{0kl\}$ [100] направление скольжения, т. е. N_g занимает положение, близкое к оси относительного растяжения. Исходя из всего вышеизложенного, можно говорить, что во время первого этапа пластическое течение происходило по оси, склоняющейся на восток-юго-восток под углом $30-50^\circ$, а ось относительного сжатия на Лагортинском участке склонялась на запад или юго-запад под углами $30-60^\circ$, а на Хойлинском участке — на юго-юго-запад под углами $20-40^\circ$ (последнее определено не по ориентировке максимума N_g оливина, а по залеганию минеральной уплощенности)¹.

Были сделаны предварительные оценки дифференциального стресса ($\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$) и скорости деформаций (ϵ) на этом этапе по среднему размеру необластов оливина (800—900 мк) из регенерированного гарцбургита и пегматоидного дунита (мелкая генерация зерен). Оценки дифференциального стресса сделаны по формулам: $\sigma = 11d^{-0.5}$ [19], $\sigma = 19d^{-0.67}$ [28], $\sigma = 40d^{-0.81}$ [24], где σ — дифференциальный

¹ Эти и нижеследующие пространственные ориентировки кинематических осей приведены без учета возможных более поздних разворотов блоков. В дальнейшем при детальном геолого-структурном картировании и при петроструктурном изучении большего количества участков и точек, по-видимому, поздние деформации выявятся и будут учтены при палеокинематических реконструкциях.

стресс в кбар, d — средний размер необластов в микронах. Формулы взяты из сводной работы А. Николая [25]. Получены следующие результаты: 390—370 бар, 220—200 бар, 180—160 бар. Далее определена скорость деформаций по формуле $\dot{\epsilon} = A \cdot \delta^n \exp\left(\frac{Q}{RT}\right)$, где A , n — экспериментально полученные постоянные, Q — энергия активации, R — универсальная газовая постоянная (2 кал/моль·град), T — абсолютная температура. Используя вывод о синтетектоническом образовании минеральных парагенезисов ультраосновных метаморфитов, можно говорить, что температуры деформаций меняются от 400—500° (парагенезисы водосодержащих минералов) до 700—750° (безводные парагенезисы) вверх по разрезам линейных зон. Для безводных парагенезисов при $A = 1,8 \cdot 10^8$, $n = 3$, $Q = 96$ ккал/моль [21] для стресса 390—160 бар и температуры 700—750° С скорость деформаций — 10^{-14} — 10^{-15} с⁻¹; при $A = 1,2 \cdot 10^{10}$, $n = 4,8$, $Q = 120$ ккал/моль [17] получаем 10^{-12} — 10^{-10} с⁻¹. Для парагенезисов водосодержащих минералов при $A = 1,2 \cdot 10^{10}$, $n = 2,4$, $Q = 80$ ккал/моль [17] для того же интервала стресса и температуры 500° получена скорость деформаций $4 \cdot 10^{-14}$ — $4 \cdot 10^{-15}$ с⁻¹. В целом наиболее вероятными скоростями деформаций этого этапа являются скорости 10^{-12} — 10^{-15} с⁻¹.

На втором этапе происходила главным образом структурная перестройка части ранее образованных оливин-антигоритовых пород — интенсивное их расланцевание. В остальных оливин-антигоритовых породах, а также в пегматоидных дунитах наблюдаются такие черты строения, которые позволяют говорить, что и эти породы во время второго этапа испытали большие или меньшие преобразования. К ним относятся слабое расланцевание основной массы в массивных оливин-антигоритовых породах; образование минеральной уплоченности в пегматоидных дунитах, согласной с расланцеванием вмещающих оливин-антигоритовых сланцев; а также формирование субзерновой структуры крупных оливинов из пегматоидных дунитов, явно более поздней по отношению к образованию этих зерен.

Основным механизмом деформирования на этом этапе было катакластическое течение, приведшее к частичной или полной переориентировке петроструктуры первого этапа.

Ось относительного сжатия на этом этапе была субгоризонтальна и ориентирована в северо-западном направлении, а основное направление течения на Хойлинском участке — субвертикально, а на Лагортинском — субгоризонтально.

Предварительная оценка дифференциального стресса по среднему размеру субзерен в крупных оливинах пегматоидного дунита (400 мк) сделана графически [30] — получено около 700 бар. Этой величине для температур 500—400° соответствует скорость деформаций 10^{-12} — 10^{-15} с⁻¹ (для водных условий) [17].

ВЫВОДЫ

1. Для деформаций ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива в отличие от деформаций дунит-гарцбургитового комплекса характерно наличие такого специфического механизма, как катакластическое течение, и относительное увеличение роли синтетектонической рекристаллизации по сравнению с внутрикристаллическим скольжением. Система внутрикристаллического скольжения в оливине является той же, что и в породах дунит-гарцбургитового комплекса — {0kl} [100].

2. Изученные деформации не могут рассматриваться как реликтовые, мантийные, так как в геологической структуре комплекс ультраосновных метаморфитов тесно связан с надвиговой тектоникой, и в составе комплекса наибольший объем занимают парагенезисы водосодержащих минералов. Таким образом, деформации ультраосновных метаморфитов отражают историю динамического преобразования ультраосновных пород в коровых условиях.

3. В геологической истории ультраосновных метаморфитов выделено два этапа синкинематического метаморфизма. На первом этапе сформировались массивные оливин-антигоритовые породы, пегматоидные дуниты и регенерированные гарцбургиты в условиях дифференциального стресса 390—160 бар. На втором этапе часть ранее образованных оливин-антигоритовых пород была рассланцована — образовались оливин-антигоритовые сланцы; остальные породы частично также испытали небольшие преобразования. Дифференциальный стресс на этом этапе достигал 700 бар. Оценки скорости деформаций для обоих этапов — 10^{-13} — 10^{-15} с⁻¹.

Литература

1. *Виноградская Г. М.* О генезисе некоторых оливиновых пород.— Докл. АН СССР, 1952, т. 87, № 5, с. 841—843.
2. *Гончаренко А. И.* О типах метаморфизма альпинотипных гипербазитов юга Сибири.— В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 127). Свердловск, 1977, с. 96—107.
3. *Грин П. Х. У.* Пластичность оливина в перидотитах.— В кн.: Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979, с. 427—447.
4. *Делицин И. С.* Стереометрическая характеристика пластической деформации мономинеральной кварцевой породы (на основе распределения двугранных углов).— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2, с. 433—435.
5. *Коновалова О. Г., Прусевич Н. А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира (геологические особенности, условия формирования и хромитонность). Новосибирск: Наука, 1977. 167 с.
6. *Меляховецкий А. А.* О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий.— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 349). Новосибирск, 1977, с. 84—111.
7. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)/Добрецов Н. Л., Молдавцев Ю. Е., Казак А. П., Пономарева Л. Г., Савельева Г. Н., Савельев А. А. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
8. *Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
9. *Савельева Г. Н.* Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 127). Свердловск, 1977, с. 3—17.
10. *Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисова Е. А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.
11. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала)/Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. М.: Наука, 1977. 120 с.
12. *Флинн Д.* Деформация при метаморфизме.— В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 49—77.
13. *Щербаков С. А.* Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 44—56.
14. *Avé Lallemant H. G.* Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite.— Geology, 1975, v. 3, № 11, p. 653—656.
15. *Avé Lallemant H. G.* Experimental deformation of diopside and websterite.— Tectonophysics, 1978, v. 48, № 1/2, p. 1—27.
16. *Buiskeool Toxopeus J. M. A.* Petrofabrics, microtextures and dislocation substructures of olivine in a peridotite mylonite (Alpe Arami, Switzerland).— Leidse Geol. Meded., 1978, d. 51, a. 1, p. 1—36.
17. *Carter N. L., Avé Lallemant H. G.* High-temperature flow of dunite and peridotite.— Geol. Soc. America Bull., 1970, v. 81, № 8, p. 2181—2202.
18. *Francis G. H.* The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotland.— Amer. J. Sci., 1956, v. 254, № 4, p. 201—226.
19. *Goetze C.* Textural and microstructural systematics in olivine and quartz.— EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 1975, v. 56, № 6, p. 455.
20. *Hess H. H., Smith R. J., Dengo G.* Antigorite from vicinity of Caracas, Venezuela.— Amer. Mineralogist, 1952, v. 37, № 1/2, p. 68—75.
21. *Kirby S. H., Raleigh C. B.* Mechanisms of high-temperature solid-state flow in minerals and ceramics and their bearing on the creep behavior of the mantle.— Tectonophysics, 1973, v. 19, № 2, p. 165—194.
22. *Malpas J.* The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite.— Canad. J. Earth Sci., 1979, v. 16, № 11, p. 2086—2101.
23. *Malpas J., Stevens R. K., Strong D. F.* Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite: its classification and tectonic significance.— Geology, 1973, v. 1, № 1, p. 45—47.
24. *Mercier J. C.* Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle. Ph. D. thesis, Earth and Planetary Science Department, University of New York, Stony Brook, 1976.

25. *Nicolas A.* Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1978, ser. A, v. 288, № 1350, p. 49—57.
26. *Nicolas A., Le Pichon X.* Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites.— *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1980, v. 46, № 3, p. 397—406.
27. *Nicolas A., Poirier J. P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley and Sons, London — New-York, 1976. 444 p.
28. *Post R.* The flow laws of MT Burnett dunite. Ph. D. thesis, Geophysics Department, University of California, Los Angeles, 1973.
29. *Raleigh C. B.* Mechanisms of plastic deformation of olivine.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 14, p. 5391—5406.
30. *Raleigh C. B., Kirby S. H.* Creep in the upper mantle.— *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, № 3, p. 113—121.
31. *Vance J. A., Dungan M. A.* Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan areas, Cascade Mountains, Washington.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1977, v. 88, № 10, p. 1497—1508.
32. *Williams H., Smyth W. R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples.— *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, № 7, p. 594—621.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
25.VI.1980

ЯРМОЛЮК В. В., ТИХОНОВ В. И.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ (МНР)

Территория Заалтайской Гоби расчленена субширотными, северо-западными и северо-восточными разломами. Субширотные разломы в позднем палеозое служили магмовводящими зонами. В карбоне над этими зонами формировались крупные субширотные вулканические котловины. В ранней перми субширотные разломы контролировали образование вулканических грабенов, в которых формировались бимодальные вулканические ассоциации с комендитами, пантеллеритами и трахилипаритами. Северо-западные разломы проявляли активность на протяжении всего позднего палеозоя. Они расчленили территорию Заалтайской Гоби на ряд блоков, в том числе поднятий, разграничивших распространение вулканических полей в широтном направлении. Эти разломы не достигали глубин магмообразования, однако контролировали позицию интрузивных массивов и вулканических построек. Северо-восточные разломы в течение позднего палеозоя активности не проявляли.

Земная кора разбита системой разрывных нарушений, обусловленных напряженностью и энергетическими процессами Земли. Естественно, что и магматическая деятельность и ее проявления в земной коре будут связаны причинной зависимостью с возникновением и историей развития различных систем разломов, некоторые из которых являются глубинными структурами.

Исследование взаимоотношений между разломами и магматическими образованиями было проведено для территории Заалтайской Гоби. Она охватывает западную часть вулканического пояса Южной Монголии, который является фрагментом описанного А. А. Моссаковским [4] трансконтинентального верхнепалеозойского вулканического пояса Евразии, протягивающегося от Западной Европы до северо-восточных районов Китая. На территории МНР вулканические образования формировались на герцинском складчатом основании. Область их распространения с севера ограничивалась Главным Монгольским линейным элементом, а с юга — позднегерцинской эвгеосинклинальной зоной Внутренней Монголии.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ

Позднепалеозойские магматические образования представлены породами известково-щелочной и щелочной магматических серий и характеризуются широким диапазоном составов и разнообразием фациального проявления пород — лавами, туфами, субвулканическими и гипабиссальными интрузиями. Вулканические образования принадлежат двум разновозрастным комплексам пород. Ранний комплекс сложен андезитовыми и базальтовыми порфиритами, как правило, залегающими на отложениях нижнего карбона, а также обычными и спекшимися туфами и лавами дацитов и липаритов. Эти образования широко распространены по всей территории Южной Монголии, слагая крупные поля. Мощность пород комплекса достигает 1,5—2 км, а диапазон формирования охватывает верхи нижнего карбона (визе — намюр), средний карбон и, вероятно, значительную часть верхнего карбона.

Каменноугольные вулканы без существенных несогласий перекрыты серией пород, включающих базальты, андезиты, трахидациты, трахилипариты, комендиты, их лавобрекчии, туфы и игнимбриты. Иногда эти породы образуют гомодромные последовательности от андезито-

базальтов до трахидацитов, но чаще наблюдаются в виде ассоциаций контрастно переслаивающихся андезито-базальтов, базальтов и трахилипаритов — комендитов [7]. Мощность этой серии вулканических образований достигает 1,5—2 км. Флора, собранная в ее нижних горизонтах в хр. Ноён-Тост, определена М. В. Дуранте как позднекаменноугольная — раннепермская. В ряде районов вулканыты перекрыты верхнепермскими терригенными породами. Исходя из этого, а также данных абсолютной геохронологии, определяющих калий-аргоновым методом возраст пород в 260—250 млн. лет, интервал их формирования определяется в диапазоне верхи позднего карбона — ранняя пермь. Выходы вулканических образований целиком вписываются в контуры полей каменноугольных вулканигов и обычно приурочены к центральным участкам последних.

Породы вулканических комплексов не разделены структурными несогласиями, однако местами отделены друг от друга поверхностями размыва или сравнительно маломощными пачками вулканогенно-осадочных пород. По-видимому, во времени эти образования не были разобщены достаточно крупными перерывами и были связаны с общим процессом формирования вулканического пояса.

Интрузивные образования Заалтайской Гоби представлены породами габбро-диоритовой, гранодиоритовой, гранитной, лейкогранитовой формаций [2]. Наиболее ранними являются гранодиоритовые интрузии. Они прорывают толщи каменноугольных вулканигов, но неизвестны среди пород пермского комплекса; на этом основании они в целом определены как каменноугольные.

Более молодые интрузии нередко являются многофазными и сложены габбро, диоритами и граносиенитами, лейкократовыми или щелочными гранитами. Интрузии приурочены к выходам пермских вулканигов и параллелизуются с ними по составу, а также по общей возрастной последовательности поступления магматических расплавов к земной поверхности [8]. Более того, интрузии размещаются в пределах тех же магмовыводящих структур, что и корневые зоны вулканигов и нередко расположены в центральных участках глубоко эродированных пермских вулканов. Таким образом, эти интрузии и пермские вулканыты образуют вулканоплутонические комплексы, связанные с завершающим этапом формирования вулканического пояса.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ

Территория Заалтайской Гоби расчленена многочисленными разломами, группирующимися в системы широтного (субширотного) северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 1). Система субмеридиональных направлений в Заалтайской Гоби проявлена слабо.

Наиболее крупные разломы — Главный Монгольский линеамент и Гоби-Тяньшаньская зона разломов. Главный Монгольский линеамент отделяет каледонские структуры Монгольского и Гобийского Алтая от герцинид Заалтайской Гоби. Он представлен широкой зоной разломов, среди которых и геологически и морфологически лучше всего выражена его шовная часть, прослеживающаяся по южному фасу хребтов Монгольского и Гобийского Алтая. В пределах рассматриваемой территории линеамент имеет сложную форму и меняющиеся простирания. В районе хр. Джинст и далее к востоку он прослеживается в широтном направлении; к западу от хребта шов изгибается к северо-западу согласно со структурой Монгольского Алтая. В районе Барунхурайской котловины он вновь приобретает широтную ориентировку и с юга срезает хребты Монгольского Алтая.

Это нарушение представляет собой огромный надвиг, по которому структура Гобийского и южная часть Монгольского Алтая надвинуты на структуру Заалтайского Гоби. Плоскость надвига погружается на север под углом 20—30°. К северу от основного шва располагается широкая (до 15—20 км) полоса сильно рассланцованных и метаморфизо-

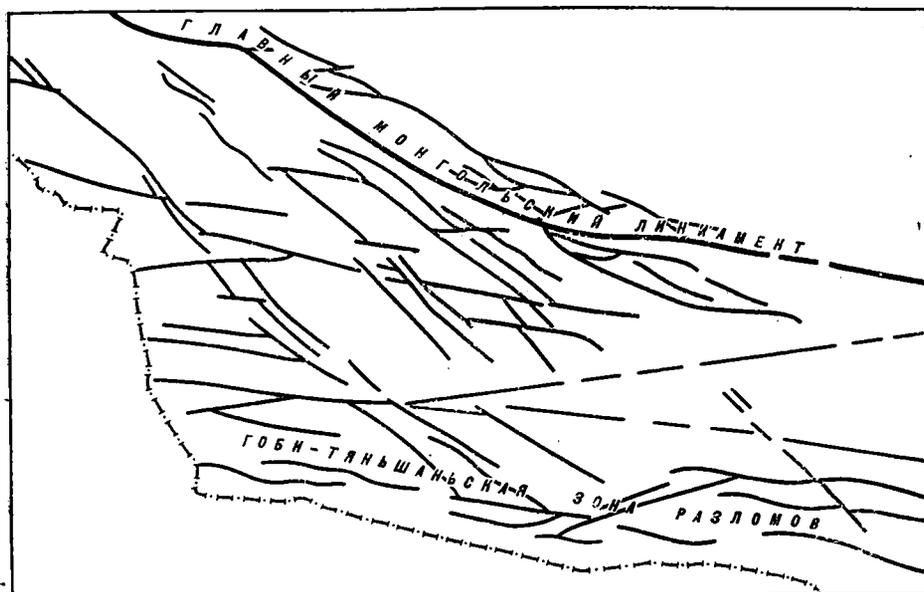


Рис. 1. Схема размещения систем разломов в Заалтайской Гоби

ванных пород, для которых характерны гранатовые сланцы и многочисленные жилы пегматитов. Надвиговая природа Главного Монгольского линейного элемента хорошо видна на спутниковых и аэрофотоснимках и подтверждена полевыми исследованиями [11]. В ряде случаев с фронтальной части нарушения наблюдаются надвиговые и покровные чешуи.

Гоби-Тяньшаньский разлом протягивается в широтном направлении вдоль цепи хребтов Гобийского Тянь-Шаня. По данным Н. Г. Марковой [3], в пределах Южной Монголии он разделяет участки с фундаментом различного возраста заложения. Это нарушение прослеживается на многие сотни километров и в отличие от Главного Монгольского линейного элемента очень прямолинейно в плане, что дает основание считать его крутопадающим разломом.

Другие широтные и субширотные разломы представлены протяженными нарушениями, расчленяющими территорию на систему вытянутых блоков, которые в современной структуре выражены приподнятыми участками хребтов и разделяющими их понижениями, перекрытыми рыхлыми образованиями.

Разломы северо-западного направления в пределах Южной Монголии явно продолжают разломы Монгольского Алтая, образуя с ними единую систему. На территории Заалтайской Гоби они пересекают субширотную структуру, смещая ее правосторонними сдвигами, а в современном рельефе обособливают отдельные участки хребтов и впадин. На участке северо-западного простираения Главного Монгольского линейного элемента они параллельны ему, и, возможно, в данном месте он приспособился к этой системе.

Разломы северо-восточного простираения слабо выражены в геологической структуре и орографии Заалтайской Гоби, однако на спутниковых снимках в юго-восточной части территории прекрасно проявлена система таких нарушений. Наиболее мощный разлом, прослеживающийся непрерывно более чем на 1000 км, пересекает под небольшим углом северо-западную оконечность хр. Атас-Богд, далее к северо-востоку погружается под отложения молодых мезозойско-кайнозойских депрессий, проходит к югу от хр. Арц-Богд и следует далее в направлении сомоны Хара-Айраг, где, по-видимому, переходит в систему разломов Монголо-Охотского глубинного разлома. В Заалтайской Гоби к северо-западу от разлома разрывные нарушения этого направления выражены

слабо, но к востоку и юго-востоку от него прослеживается ряд обычно одиночных и протяженных разломов.

Время заложения всех систем разломов, по-видимому, относится к наиболее ранним стадиям развития региона. Эта оценка не вызывает сомнений в отношении Главного Монгольского линеамента и Гоби-Тяньшаньской зоны разломов, являющихся крупными структурно-формационными границами. То же самое можно сказать и о других субширотных нарушениях, определяющих общую широтную ориентировку герцинских складчатых структур.

Разломы северо-западного простирания продолжают на территории Заалтайской Гоби структурообразующие разломы каледонид Монгольского Алтая, и соответственно возраст их активного становления следует отнести по меньшей мере к раннему палеозою.

Северо-восточные разломы, судя по их продолжению в северную Монголию и сосуществованию с ее каледонскими структурами, также, вероятно, заложены в раннем палеозое.

РАЗМЕЩЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В СИСТЕМЕ РАЗРЫВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

На территории Заалтайской Гоби позднепалеозойские вулканические образования слагают ряд разобщенных полей, характеризующихся линейно-вытянутыми формами. Вулканические поля обладают сходными общей структурой и построением разрезов, однако различаются мощностями разрезов, соотношениями различных по составу и фациальной принадлежности пород, а также особенностями химизма пород, что указывает на автономность их развития.

Для примера рассмотрим вулканическое поле, большая часть которого расположена в хр. Эдренгийн-Нуру (рис. 2). Оно вытянуто в широтном направлении более чем на 90 км при ширине 30—40 км и пересекает хребет, имеющий северо-западную ориентировку, в районе колодца Хярин-гун-Худук. В его пределах вулканы моноκлиально погружаются к югу и с юга обрываются разломом, за которым следуют складчатые образования девона.

Позднепалеозойские вулканические образования согласно и местами с переслаиванием залегают на морских терригенных толщах нижнего карбона. Нижняя часть вулканического разреза сложена базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. В центральной части вулканического поля эти образования представлены монотонной серией лавовых покровов мощностью до 1 км. К западу и северо-западу порфириты сменяются пирокластическими и туфогенно-осадочными образованиями, а мощность толщи уменьшается вплоть до полного выклинивания к западу от родника Оджими-Булак.

Вверх по разрезу порфириты согласно перекрыты толщей лав, туфов и игнимбритов дацитового состава. В наиболее полном объеме эти образования наблюдаются в центральной части вулканического поля к востоку от колодца Хярин-гун-Худук, где они представлены серией покровов спекшихся туфов и отдельными экструзивными телами общей мощностью до 1,2 км. К западу от хр. Эдренгийн-Нуру толща сложена экструзивными дацитами и липарито-дацитами и туфогенно-осадочными породами, тогда как пирокластические породы и в особенности спекшиеся туфы распространены ограниченно. Мощность толщи здесь не превышает 0,5 км. Возраст толщи дацитов не моложе позднего карбона.

Порфириты и дациты наиболее широко распространены в пределах вулканического поля. Фациальная структура толщ и вариации мощности вулкаников показывают, что формирование пород происходило в крупной котловине, вытянутой в широтном направлении. Вулканическая деятельность в основном была связана с центральной ее частью, которой были свойственны и наибольшие прогибания. На флангах котловины накапливались вулканогенно-осадочные образования, а доля вулкаников сокращалась.

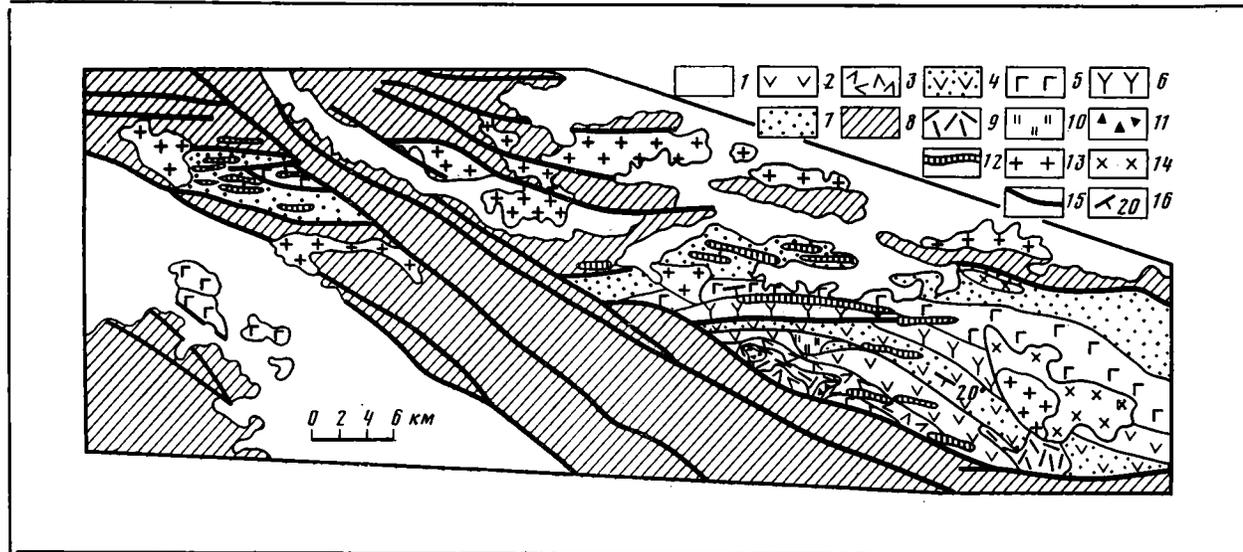


Рис. 2. Схема геологического строения позднепалеозойских магматических образований хр. Эндренгийн-Нуру
 1 — рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения, 2 — андезито-базальты и андезиты (P); 3 — трахидациты, их туфы и игнимбрты (P₁); 4 — туфы андезитов (P); 5 — базальты и андезито-базальты (P и C₁₋₂); 6 — дациты, их туфы и игнимбрты (C₂₋₃); 7 — песчаники, алевролиты и гравелиты (C₁); 8 — допозднепалеозойские образования; 9—11 — экструзивные образования; 9 — трахилипариты, 10 — трахидациты, 11 — вулканические брекчии; 12 — дайки липаритов, граносиенитпорфиров, андезито-базальтов и андезитов; 13 — граносиениты и лейкограниты; 14 — габбро-диориты; 15 — разломы; 16 — элементы залегания

В центральной части вулканического поля дацитовые туфы и игнимбриты перекрыты более молодыми вулканическими образованиями, возраст которых по данным абсолютной геохронологии определен в 254 млн. лет (калийаргоновый метод) и отвечает ранней перми. Распространение вулканитов ограничено центральными участками вулканического поля — северными склонами хр. Эдренгийн-Нуру, где они образуют узкую полосу среди вулканических образований карбона. В нижней части разреза пермского комплекса распространены туфогенно-осадочные породы и туфы андезитов и дацитов мощностью до 50—150 м. Верхняя часть сложена серией перемежающихся андезито-базальтов, андезитов, трахидацитов и трахилипаритов, их туфов и игнимбритов общей мощностью до 2,5 км. Строение толщи отличается фациальной неоднородностью и сменой по простиранию вулканических образований одного состава другими, что является показателем геологически одновременных излияний разных по составу расплавов. Фациальная структура этих вулканических образований свидетельствует, что андезито-базальты и андезиты слагали щитовые вулканы, а трахидациты и трахилипариты образовывали крупные экструзии и выдержанные по площади и по мощности игнимбритовые покровы, аналогичные игнимбритам полей больших объемов [5, 6]. Игнимбриты извергались через трещинные каналы, приуроченные к разломным границам вулканического поля. Каналы извержений трассируются мощными накоплениями вулканических брекчий и скоплениями широтноориентированных даек, а также крупными экструзиями, венчающими игнимбритовое плато.

Важным элементом строения поля пермских вулканических образований являются гипабиссальные интрузии с фазами габбро-диоритов, граносиенитов и лейкогранитов. С ними тесно связаны субвулканические интрузии, среди которых преобладают дайки липаритов, граносиенит-порфиров и андезито-базальтов и андезитов. В осевой части хр. Эдренгийн-Нуру от массива лейкогранитов отходит мощный рой даек. Среди выходов пермской толщи такие же дайки контролируют участки распространения вулканических брекчий и трахилипаритовых экструзий. Являясь корнями вулканических излияний и связанным с интрузивным массивом, эти дайки объединяют вулканические образования и интрузии района в генетически связанную вулкано-плутоническую ассоциацию.

В пределах вулканического поля различные по составу дайки обычно проявлены совместно и образуют ряд линейных широтноориентированных скоплений или дайковых поясов. Наиболее широкий пояс приурочен к южной разломной границе вулканического поля. Здесь дайку представлены маломощными вертикальными или круто наклоненными телами. Они группируются в полосу около 2—3 км, где на дайковые тела приходится свыше 7% общего объема пород. Другой крупный пояс трещинных тел прослеживается в 15 км севернее в пределах выходов нижнекаменноугольных отложений. Он образован серией параллельных широтноориентированных трещинных тел граносиенит-порфиров и габбро-диоритов. Мощность некоторых из них достигает 100 м. Дайки наблюдаются и в других участках вулканического поля. Их общая мощность в поперечном сечении вулканической котловины составляет более полукилометра.

Принимая во внимание локальное распространение пермских вулканитов между двумя протяженными субширотными зонами магмовыводящих разломов и достаточно большую их мощность, а также общий линейный контроль над размещением корневых зон вулканитов, вулканических аппаратов и интрузивных тел, можно сделать вывод о формировании пермских вулканитов в вулканическом грабене, вероятные размеры которого составляли 20×70 км. Грабен расположен в осевой части каменноугольной вулкано-тектонической котловины, где были сосредоточены центры вулканических излияний порфиритовой и дацитовой толщ, и таким образом связан с ее развитием.

Другие вулканические поля Заалтайской Гоби также приурочены к удлиненным в широтном направлении вулcano-тектоническим котловинам. В их пределах каменноугольные вулканиты распространены наиболее широко и характеризуются двучленным строением разрезов с базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами в нижней части и дацитами, липаритами, их туфами и игнимбритами — в верхней. Пермские вулканические образования распространены более узко — обычно в центральных частях вулканических котловин. Они представлены андезито-трахидацит-трахилипаритовой (вулканическое поле хр. Арслан - Хаирхан) и андезито - базальт - комендит - трахилипаритовыми (хр. Ноён-Тост, хр. Сумен-Хаирхан) вулканическими ассоциациями [8, 10].

Вулканические поля разделены выходами среднепалеозойских и нижнекаменноугольных толщ, в пределах которых отсутствуют позднепалеозойские вулканические образования, а также комплексы субвулканических интрузий, которые могли бы зафиксировать корни денудированных вулканов. Все это доказывает, что наблюдаемое размещение вулканических полей на территории Заалтайской Гоби отвечает их первоначальному распределению и что формирование вулканитов происходило в вулканических котловинах и наследуемых их грабенах.

В строении Заалтайской Гоби размещение вулканических полей контролируется разломами, продольными по отношению к простиранию вулканического пояса (рис. 3). Так, расположенное в северной части Заалтайской Гоби вулканическое поле хр. Сумен-Хаирхан ориентировано вдоль северо-западного отрезка Главного Монгольского линеамента и ограничено с бортов параллельными разломами — с северо-востока шовным разломом линеамента, а с юго-запада — разломным фасом хр. Сумен-Хаирхан.

Вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру контролируется двумя протяженными субширотными разломами, которые с севера и юга ограничивают распространение верхнепалеозойских вулканитов и пересекают северо-западную структуру хребта правосторонними сдвигами. На спутниковых снимках разломы прослеживаются от хребта на запад более чем на 150 км, а в восточном направлении погружаются под рыхлые отложения межгорных впадин. На территории, ограниченной разломами, вулканические образования карбона распространены непрерывной полосой вплоть до родника Оджими-Булак, где вулканическая котловина замыкается. В пределах вулканической котловины пермские вулканиты заключены между двумя крупными разломами северо-западного простирания, формирующими хребты Эдренгийн-Нуру и Сумен-Хаирхан. Дайковые пояса вулканических корневых зон пермских вулканитов также не прослеживаются за пределы этих разломов, а отвечающий вулканитам вулканический грабен к западу от хр. Эдренгийн-Нуру совершенно не выражен, несмотря на то, что в хребте его основание погружено относительно вмещающих толщ на 2,5 км. Таким образом, если область каменноугольного вулканизма контролировалась в основном широтными разломами, то зона пермского вулканизма ограничивалась площадью пересечения этих разломов и двух разломов северо-западного простирания.

В строении вулканического поля хр. Арслан-Хаирхан, расположенного в южной части Заалтайской Гоби, ведущую роль играют субширотные разломы. Наиболее крупные из них с севера и юга ограничивают распространение вулканических образований. Другие широтные разломы контролируют распределение многочисленных субширотных даек граносиенит-порфилов, липаритовых порфирилов и базальтовых порфирилов.

Наиболее крупной в Южной Монголии вулканическое поле хр. Ноён-Тост связано с вулcano-тектонической впадиной, протягивающейся в широтном направлении более чем на 250 км при ширине до 70 км [7]. Ее положение контролируется Гоби-Тяньшаньской зоной разломов, отдельные нарушения которой определяют борта впадины и важнейшие ее структурные элементы. Пермские вулканические образования распрост-

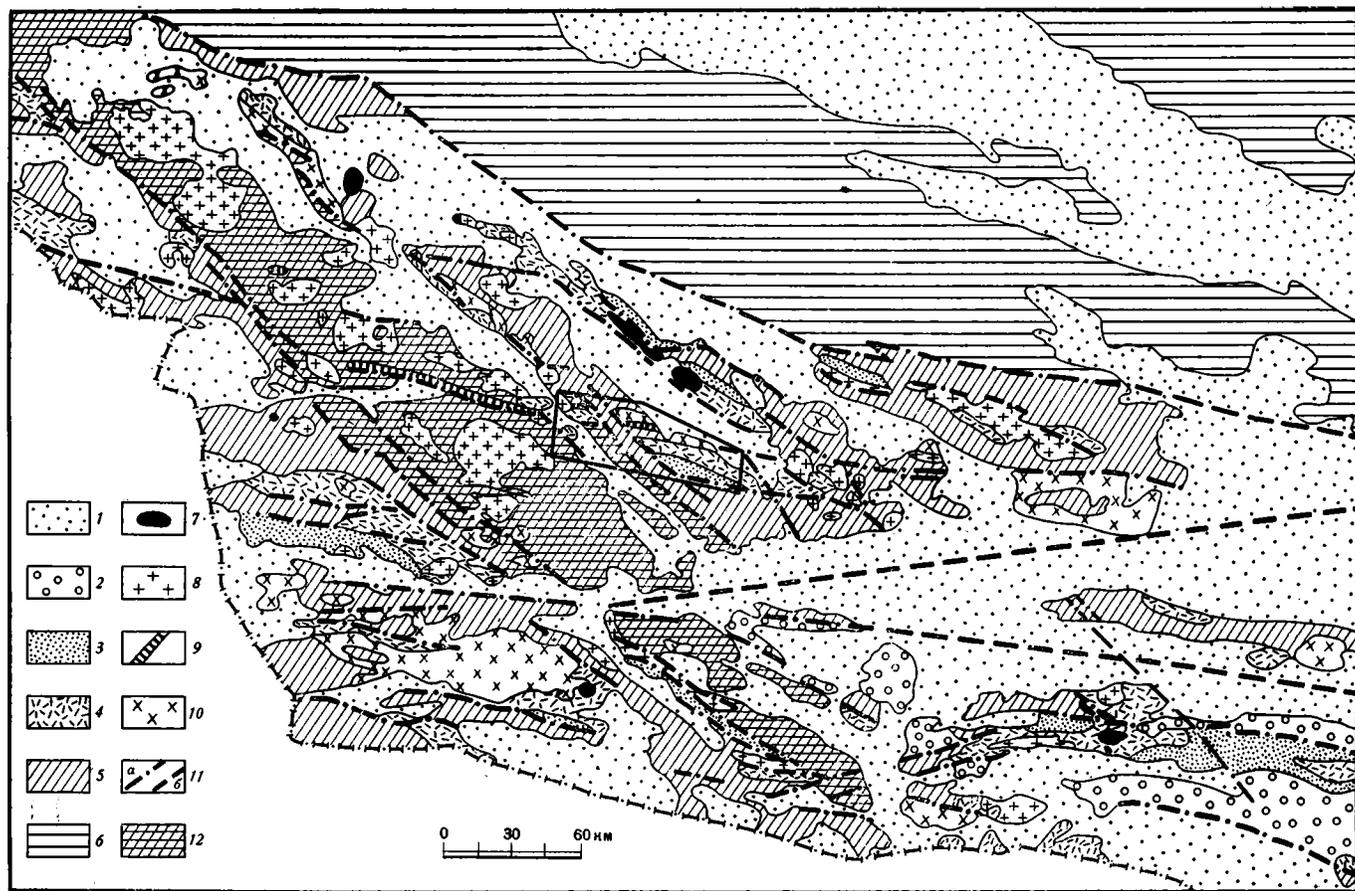


Рис. 3. Схема размещения позднепалеозойских магматических образований в Заалтайской Гоби

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — конгломераты (P₂—T); 3 — пермские вулканы; 4 — каменноугольные вулканы; 5 — допозднепалеозойские образования Заалтайской Гоби; 6 — каледонские структуры Северной Монголии; 7—9 — пермские интрузии; 7 — щелочные граниты, 8 — лейкограниты и граносиениты, 9 — габбро и габбро-диориты; 10 — каменноугольные интрузии; 11 — разломы: а — явные, б — скрытые под мезозойско-кайнозойскими отложениями; 12 — Аджбогдинское поднятие. В прямоугольнике показано местоположение вулканического поля хр. Эдренгейн-Нуру

ранены в осевой части вулcano-тектонической котловины, где слагают полосу выходов шириной до 20 и протяженностью до 150 км. Важным элементом пермского вулканического комплекса являются многочисленные дайки гранит-порфиров, комендитов, пантеллеритов и базальтоидов. Они образуют широтноориентированный пояс, достигающий местами в поперечнике 7 км при концентрации даек в его пределах до 50% общего объема пород. Этот пояс контролирует размещение крупных вулканических построек, кальдерных вулканов и интрузий и, таким образом, являлся основной магмовыводящей зоной пермских вулканитов. В строении магмовыводящей зоны конкретное положение вулканов и интрузивных массивов определяется узлами пересечения с разломами северо-западного простирания.

Рассматривая общие закономерности распределения позднепалеозойских вулканитов, следует обратить внимание на районы, расположенные к юго-западу от хр. Эдренгийн-Нуру. Здесь в пределах широкой полосы распространения верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований отсутствуют выходы позднепалеозойских вулканитов. Указанная территория ограничена двумя протяженными зонами разломов северо-западного простирания. Одна из них следует параллельно хр. Эдренгийн-Нуру и трассируется системой впадин, ограничивающих хребет с запада. Другая зона разломов также выражена полосой мезозойско-кайнозойских впадин и прослеживается вдоль юго-западного фаса хр. Адж-Богд и далее на юго-восток, пересекая пустыню Номин-Гоби и хребты Гобийского Тянь-Шаня. Позднепалеозойские вулканические поля подходят к этим разломам, но на ограниченную ими территорию не прослеживаются. Дайковые пояса корневых зон вулканических полей также не протягиваются в ее пределы.

Учитывая данные о выклинивании вулканических толщ по мере приближения к указанной структуре, следует говорить об ее относительной приподнятости, а также об изначальном отсутствии на этой территории вулканических образований позднего палеозоя. Таким образом, эта структура являлась поднятием, разделявшим вулканически активные участки вулканической области. В ее пределах находится хр. Адж-Богд, поэтому для удобства описания назовем эту структуру Аджбогдинским поднятием.

На территории Заалтайской Гоби большинство интрузивных массивов приурочено к площади Аджбогдинского поднятия. Размещение отдельных интрузий определяется участками пересечения бортов поднятия мощными (до 20 км в поперечнике) зонами разломов субширотного простирания. Субширотные направления проявлены в соответствующей ориентировке контактов массивов, общей их вытянутости и распределении интрузий в виде широтноориентированных цепочек тел. Такая цепь массивов прослеживается на продолжении зоны разломов, которая контролирует вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру. За пределами поднятия в строении вулканической котловины такие же по составу массивы имеют общие источники питания с пермскими вулканитами, что свидетельствует о принадлежности интрузий поднятия к тому же магматическому комплексу, который сформировал вулканические образования.

В других районах Заалтайской Гоби интрузии обычно расположены в узлах пересечения широтных и северо-западных нарушений. В местах сочленения разломов, представленных мощными зонами дробления или системами сближенных параллельных нарушений, нередко расположены крупные многофазные интрузии или группы из нескольких обычно изометричных интрузий. Такая группа расположена на юго-восточном окончании хр. Сумен-Хаирхан, где зона разломов северо-западного простирания мощностью до 20 км пересекается с зоной широтных разломов такой же мощности. Подобные скопления интрузивных тел свидетельствуют о повышенной магматической проницаемости участков пересечения разломов и о неоднократных внедрениях магматических расплавов на этих площадях.

Особое значение для анализа связей магматизма и разрывной тектоники имеют щелочные породы, которые, по существующим представлениям, являются индикаторами наиболее глубинных зон магмообразования. В Заалтайской Гоби они представлены щелочными гранитами, комендитами, пантеллеритами и трахилипаритами [1] и связаны с пермским магматическим этапом. Размещение щелочных пород определяется двумя крупными структурами рифтогенного типа, протягивающимися вдоль всей Южной Монголии [9]. Одна из них контролируется зоной разломов Главного Монгольского линеамента, другая — разломами Гоби-Тяньшаньской зоны. В пределах рифтогенных структур щелочные породы образуют вулcano-плутонические комплексы, связанные с вулканическими постройками центрального типа. Так, в хр. Сумен-Хаирхан они слагают два крупных вулкана, в центральных глубоко эродированных участках которых выведены на поверхность массивы щелочных гранитов. Структурная позиция массивов по спутниковым снимкам определяется участками пересечения хребта широтными разломами. В хр. Ноён-Тост щелочные граниты наблюдаются в строении вулканических жерловин и, кроме того, слагают значительный по размерам массив в центральной части крупного вулкана со щелочными вулканитами. Вулканические постройки располагаются вдоль широтного дайкового пояса, являющегося основной магмовыводящей структурой вулканического поля, и в его пределах контролируются участками пересечения с северо-западными разломами [10].

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В СИСТЕМЕ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

В строении Заалтайской Гоби магмовыводящие зоны позднепалеозойских вулканических образований контролируются широтными и системами разломов. Наиболее мощные зоны связаны с крупнейшими разрывными структурами Южной Монголии — Главным Монгольским линеamentом и Гоби-Тяньшаньским разломом. В их пределах вулканические поля по ширине достигают 70 км, по длине — 250 км и более, а по объему вулканических продуктов — 25000 км³ [3]. Меньшие по размерам поля (хр. Эдренгийн-Нуру, хр. Арслан-Хаирхан и др.) образовались над менее протяженными системами магмовыводящих разломов.

Формирование вулканических образований сопровождалось опусканиями блоков фундамента в зонах магмовыводящих разломов, в результате чего вулканические продукты накапливались в вытянутых вдоль разломов котловинах. Выделяется два этапа структурного и магматического развития вулканических полей. Первый охватывал большую часть каменноугольного периода и получил отражение в образовании крупных котловин и в накоплении толщ андезитовых и базальтовых порфиритов и дацитовых и липаритовых вулканических образований. Следующий этап охватывал конец карбона и раннюю пермь. В этот период образовались бимодальные серии в зонах Главного Монгольского линеамента и Гоби-Тяньшаньской системы разломов и андезито-трахидацит-трахилипаритовые вулканические ассоциации в других участках территории. Вулканические образования выполняли грабены, расположенные в осевых участках каменноугольных вулcano-тектонических котловин. В строении грабенов широко представлены разнообразные субвулканические интрузии. Они группируются в протяженные дайковые пояса, мощность которых в некоторых районах достигает 7 км, а концентрация даек достигает 50% общего объема пород. Внедрение даек не сопровождалось деформацией, раздавливанием и выжиманием вмещающих пород, поэтому их появление можно связать с заполнением трещин растяжения, и, следовательно, дайковые пояса фиксируют поперечные к простиранию вулканической области растяжения с амплитудой раздвига до 3,5 км в пределах отдельных вулканических полей.

Бимодальный базальт-комендитовый состав вулканических ассоциаций, связанных с наиболее крупными зонами разломов, и их приуроченность к грабеным структурам, возникшим в зонах растяжения, сближает пермские вулканы Заалтайской Гоби с вулканическими ассоциациями континентальных рифтовых структур [12]. Следует отметить, что вдоль Главного Монгольского линеамента и Гоби-Тяньшаньской системы разломов раннепермские бимодальные вулканические серии со щелочными вулканиитами прослеживаются за пределы Заалтайской Гоби через эсю Южную Монголию на расстоянии свыше 1300 км. Они образуют два субширотных пояса, каждый шириной до 60 км. В их пределах вулканические ассоциации постоянно сопровождаются продольными дайковыми поясами, поэтому можно говорить, что в ранней перми системы разломов, контролирующее распределение щелочных образований, на всем своем протяжении являлись зонами поперечного раздвига. Это позволяет сопоставить их с рифтовыми структурами и связать формирование пермского вулканического комплекса с рифтогенезом, охватившем территорию Южной Монголии в позднем палеозое.

На территории Заалтайской Гоби вулканические грабены наследуют каменноугольные впадины и тем самым свидетельствуют об оживлении структурообразующих и магмовыводящих каменноугольных разломов в связи с пермским рифтогенезом. Следует отметить, что по сравнению с каменноугольным этапом развития магматизма для пермского этапа характерно более глубокое погружение зон магмообразования. Об этом свидетельствует постоянный состав базальт-комендитовых вулканических ассоциаций в зонах наиболее крупных рифтогенных разломов, не зависящий от строения фундамента и составов предшествующих им каменноугольных вулканиитов. Для вулканических грабенов остальной части Заалтайской Гоби эффект погружения магмовыводящих разломов отмечается в увеличении общей щелочности пород, являющейся показателем глубины магмообразования.

Среди разломов **северо-западного** простирания магмовыводящими в позднем палеозое являлись лишь те, которые непосредственно примыкали к северо-западному отрезку Главного Монгольского линеамента. С ними связано формирование вулканического поля хр. Сумен-Хаирхан.

Другие разломы северо-западного простирания определяли блоковую дифференциацию территории. Основной структурой региона, разделившей поля вулканиитов в широтном направлении, стало Аджбогдинское поднятие. В прилегающих к нему районах над магмовыводящими широтными зонами разломов формировались вулканические котловины с мощным чехлом вулканических образований. В пределах поднятия на продолжении этих зон вулканические процессы не протекали. Вероятно, это было связано с тем, что избыточное магматическое давление реализовалось в ходе извержений в вулканических котловинах, в которых выводящие участки располагались гипсометрически ниже поверхности поднятия. В пределах последнего магма не имела достаточной динамической силы для подъема на поверхность и остановилась на уровне промежуточных камер, где зафиксировалась в виде крупных интрузивных массивов.

Следует отметить, что многие северо-западные разломы играли большую роль в распределении магматических образований и, таким образом, являлись магмоконтролирующими. Большинство интрузивных массивов, а также вулканические постройки и кальдерные вулканы приурочены к узлам пересечения широтных магмовыводящих и северо-западных разломов, что указывает на наибольшую проницаемость таких участков в отношении магматических расплавов. Выделяются узлы нескольких видов. Наиболее простой характеризуется пересечением одиночных разломов, в местах сочленения которых формировались относительно небольшие в поперечнике глубоко погружающиеся колодеобразные зоны дробления. С такими узлами связаны относительно небольшие интрузивные тела. Более сложные узлы приурочены к участкам пересечения многокилометровых зон дробления или систем сближенных парал-

дельных разломов и фиксируют крупные по площади «шахтообразные» зоны проницаемости. К ним приурочены скопления интрузивных тел и крупные многофазные массивы.

Приведенные данные указывают на функционирование северо-западных разломов в период формирования вулканического пояса. По-видимому, сфера их активности не затрагивала глубины магмообразования и ограничивалась более высокими оболочками литосферы. Подобное их поведение способствовало возникновению в узлах пересечения с широтными магмовыводящими разломами глубоко погружающихся колдцеобразных ослабленных зон, по которым наиболее легко поднимались магматические расплавы к земной поверхности.

Северо-восточные разломы практически не влияют на распределение магматических образований. Лишь в единичных случаях позиция интрузивных массивов или вулканических аппаратов определяется участками пересечения этих разломов с широтными. Это показывает, что в позднем палеозое на территории Заалтайской Гоби северо-восточные разломы не проявляли активности, в большинстве своем были залечены и поэтому не могли существенно влиять на распределение магматических образований.

Литература

1. Горегляд А. В., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Абрамова Е. Е. Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1467—1471.
2. Карта магматических формаций МНР.— В кн.: Геология и магматизм МНР. М.: Наука, 1979, с. 25—31.
3. Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с.
4. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
5. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы теплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 371—477.
6. Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геохимические аспекты проблемы гинимбритов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 3—15.
7. Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
8. Ярмолюк В. В. Щелочные магматические образования хребта Сумен-Хаирхан (Заалтайская Гоби, МНР).— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 936—938.
9. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Самойлов В. С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1248.
10. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Верхнепалеозойские базальт-комендитовые вулканические аппараты Монголии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 198—202.
11. Тихонов В. И. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии — Геотектоника, 1974, № 4, с. 54—63.
12. Macdonald R. Tectonic settings and magma associations.— Bull. volcanol., 1975, v. 38, № 3, с. 575—593.

Советско-Монгольская
научно-исследовательская экспедиция

Поступила в редакцию
21.IV.1980

УДК 551.248.1(575.12/13)

СИТДИКОВ Б. Б.

**НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФЕРГАНСКОЙ
ВПАДИНЫ**

На основе анализа фаций, мощностей и условий залегания кайнозойских моласс, а также особенностей строения современного рельефа поэтапно расшифрована тектоническая история одной из крупнейших отрицательных структур Тянь-Шаня в течение олигоцена, неогена и четвертичного периода. Выделены шесть крупных стадий новейшей истории. Каждая стадия складывалась из двух противоположных по тектоническому режиму фаз: относительно кратковременной фазы горообразования и более длительной фазы равнинообразования. Четвертичный период в целом отнесен к еще незавершенной фазе горообразования.

Тектоническая история территории Ферганской впадины четко разделяется на три крупных этапа: геосинклинальный, платформенный и постплатформенный орогенный или новейший этап.

Данные изучения литолого-фациальных особенностей и условий залегания кайнозойских отложений показывают, что в Ферганской впадине новейшие тектонические движения начались в раннем олигоцене. Этому времени в стратиграфическом разрезе соответствует граница между красноцветными молассами и подстилающими их зелеными глинами эоцена.

Перед началом новейших движений площадь Ферганской впадины была затоплена Туранским морем, которое простиралось далеко за пределы впадины и перекрывало также площади современных горных хребтов, окружающих впадину с севера и юга. Континентальные условия и положительные формы рельефа существовали в восточные впадины, на месте современного Ферганского хребта. Тектонический режим района был в то время спокойным, платформенным.

Такая палеогеографическая обстановка сохранялась до раннего олигоцена. С раннего олигоцена начинается качественно новый этап — этап новейшей тектоники, этап постплатформенной активизации тектонических движений и этап, в течение которого Ферганская впадина обособилась как крупная отрицательная структура и приобрела свой современный облик.

Однако в современном виде впадина была создана не сразу, ее новейшая история включает несколько стадий (таблица).

Олигоцен-раннемиоценовая стадия. Состоит из двух последовательных фаз: предсумсарской горообразования и сумсарской равнинообразования (термины В. И. Попова) [4].

Предсумсарская фаза горообразования устанавливается на основании изучения фациального состава и условий залегания олигоцен-нижнемиоценовых отложений (сумсарских слоев). В Южной Фергане сумсарские слои залегают на денудационной поверхности несогласно и представлены в верхней части разреза морскими, а в нижней — континентальными осадками. В северных районах Ферганы контакт между сумсарскими слоями и подстилающими отложениями согласный и фациальный состав их исключительно морской.

Наличие предсумсарской денудационной поверхности говорит о проявлении предсумсарских тектонических движений положительного знака. Судя по тому факту, что предсумсарская денудационная поверхность выработана на разновозрастных отложениях — палеогеновых, мезозойских и даже палеозойских, которые, имея широтное простирание, последовательно сменяют друг друга с севера на юг, амплитуда положительных движений была не менее 200 м. С севера на юг происходит также

Стратиграфическое положение отдельных свит кайнозойских моласс и стадий новейшей геологической истории Ферганской впадины

Система	Отдел	Геологический разрез	Стадии новейшей геологической истории	Тектонический режим	Максимальная амплитуда поднятий и опусканий в метрах	
Антропоген	плейстоцен	Комплексы	Четвертичная стадия	Горообразование	+1600—1700	
						Современный
						Верхнечетвертичный
						Среднечетвертичный
	Древнечетвертичный					
	Перерыв					
Неоген	плиоцен	Аляутдинские конгломераты	Позднеплиоценовая стадия	Равнинообразование	—400—500	
		Перерыв			+800—900	
		Кепелийская свита			—400—500	
		Перерыв	Раннеплиоценовая стадия	Горообразование	+800—900	
		Акчопская свита		Равнинообразование	—600—700	
		Перерыв	Горообразование	+350—370		
	миоцен	Обчакская свита	Позднемиоценовая стадия	Равнинообразование	—2300—2500	
		Перерыв		Горообразование	+350—400	
		Майлисайская свита	Среднемиоценовая стадия	Равнинообразование	—340—360	
		Перерыв		Горообразование	+200—230	
Палеоген	олигоцен	Сумсарские слои	Олигоценраннемиоценовая стадия	Равнинообразование	—100—120	
		Перерыв		Горообразование	+450—500	
	эоцен	Ханабадские слои	Позднеэоценовая стадия	Равнинообразование		

смена морских фаций континентальными в разрезе сумсарских слоев. Это свидетельствует о том, что предсумсарскими положительными движениями были охвачены в основном площади современных Туркестано-Алайских гор и прилегающие к ним участки Ферганской впадины.

Предсумсарская денудационная поверхность перекрыта отложениями сумсарских слоев. Значит, в среднеолигоценное время положительные тектонические движения сменились отрицательными. О размахе их можно судить по мощностям сумсарских слоев, которые изменяются от 120 м на востоке Ферганы до 10—15 м на западе. По-видимому, восточные районы, прилегающие к Ферганскому хребту, испытывали большее прогибание, чем западные.

Приведенные данные говорят о том, что тектонические движения олигоцен-раннемиоценовой стадии имели дифференцированный и колебательный характер.

С предсумсарскими движениями связано важное геологическое событие — переход к красноцветному молассовому осадконакоплению. В центральных и северных районах молассы накапливались непосред-

венно вслед за образованием ханабадских осадков эоцена, а в Южной Фергане — после непродолжительного раннеолигоценового перерыва и размыва, причем здесь сначала накапливались континентальные молассы, которые затем перекрывались морскими.

Среднемиоценовая стадия. Включает предмайлисайскую фазу горообразования и майлисайскую равнинообразования.

О предмайлисайских горообразовательных тектонических движениях свидетельствуют прежде всего регрессия сумсарского (нижнемиоценового) моря и переход к повсеместному континентальному осадконакоплению. Поэтому майлисайская свита среднего миоцена на всей площади Ферганской впадины представлена исключительно в континентальных фациях.

О предмайлисайских поднятиях свидетельствует также предмайлисайский размыв, наблюдаемый в отдельных районах Северной Ферганы (Наманганская площадь). Интенсивность предмайлисайских движений не была одинаковой на всей площади Ферганской впадины и ее горного обрамления. На месте Чаткальского и Ферганского хребтов и прилегающих к ним площадях впадины предмайлисайские движения проявились в интенсивных поднятиях. Это доказывается более грубым составом разреза майлисайской свиты на северной и восточной перифериях впадины. Многочисленные обломки палеозойских пород среди грубых осадков говорят о том, что в это время в области сноса, т. е. в Чаткальском и Ферганском хребтах, эрозией были вскрыты и палеозойские образования. Находки переотложенных эоценовых устриц в северных разрезах майлисайской свиты [2] и размыв в подошве ее свидетельствуют о том, что в поднятия были вовлечены и периферические части Ферганской впадины. Амплитуда поднятий здесь достигала 200—250 м.

Однако на юге впадины мы не наблюдаем резких изменений. Здесь о положительных движениях свидетельствует только континентальный состав отложений майлисайской свиты. На подстилающих слоях они залегают согласно и литологически представлены только мелкоземистыми красноцветными алевролитами и глинами. По-видимому, предмайлисайские движения на юге Ферганы проявились сравнительно слабо.

В майлисайское, т. е. среднемиоценовое, время Ферганская впадина представляла собой аккумулятивную равнину, испытывавшую медленное погружение и заполнявшуюся континентальными красноцветными осадками, более грубыми на севере и востоке и мелкоземистыми на юге. Судя по мощности майлисайской свиты, суммарная амплитуда отрицательных движений колебалась в пределах 200—360 м.

К концу майлисайского времени на месте Ферганской впадины и ее горного обрамления была выработана единая полигенетическая (термин Ю. А. Мещерякова) [3] поверхность выравнивания. Денудационные зоны этой поверхности располагались на месте современных Чаткальских и Ферганских гор, а аккумулятивные — в Ферганской впадине и зоне передовых хребтов Алая.

Позднемиоценовая стадия. Соответствует времени накопления отложений обчакской (бледно-розовой, верхнемассагетской, соленосно-гипсоносной) свиты. Переход к этой стадии ознаменовался усилением тектонических движений, что нашло отражение в характере отложений обчакской свиты и условиях ее залегания.

Грубый характер обчакской свиты как на севере, так и на юге впадины [2] свидетельствует о том, что в это время в активное поднятие было вовлечено и южное обрамление впадины. Окружавшие Фергану с севера, востока и юга возвышенности приобрели более определенные очертания и достигли более высоких отметок. Четкое несогласие между обчакской и подстилающими свитами, устанавливаемое М. С. Сайдалиевой [5] в ряде мест Южной Ферганы, говорит о том, что процессы поднятия испытали не только горное обрамление впадины, но и прилегающие к нему периферические участки впадины, причем поднятие этих участков происходило неравномерно: площади современных нефтегазоносных структур поднимались интенсивнее, чем соседние прогибы. Об

этом свидетельствует разная величина предобчакского размыва на своде и крыльях указанных структур.

Одной из особенностей тектонического развития Ферганы в обчакское время является интенсивное прогибание северо-западного (предкураминского) участка, где накопились колоссальные по мощности (более 2500 м) соленосно-гипсоносные отложения. Вероятно, также интенсивно прогибался и центральный участок впадины. К концу описываемой стадии процессы прогибания распространились и на другие периферические участки. Об этом свидетельствует повсеместно наблюдающаяся смена предобчакской денудации обчакским осадконакоплением. Судя по сохранившимся мощностям обчакской свиты, величина прогибания на этих участках была менее 600 м.

Ранне-среднеплиоценовая стадия. Для характеристики ее в Ферганской впадине материалов мало. О ней можно судить только по сохранившимся фрагментам акчопской свиты, датируемой М. Н. Граммом [2] не моложе среднего плиоцена. На большей площади Ферганской впадины эта свита уничтожена более поздней денудацией. Сохранилась она только на ограниченной площади Северной Ферганы (на структурах Акчоп, Супетау, Чустпап и восточнее их).

В фаціальном отношении акчопская свита представлена веерно-обломочной и веерно-мелкоземистой зонами подгорно-веерного пояса. Отложения веерно-обломочной зоны, накопившиеся вблизи источника сноса, развиты в восточных районах Северной Ферганы, а образования веерно-мелкоземистой зоны удалены от горных поднятий на значительные расстояния. Они накапливались западнее поселка Варзык. Это дает основание предполагать, что во время накопления отложений акчопской свиты источник сноса обломочного материала располагался на востоке или северо-востоке Ферганской впадины. По-видимому, таким источником служил Ферганский хребет. Чаткало-Кураминское поднятие было слабо выражено и не влияло на формирование тех или иных фаций как источник терригенного материала.

Отсутствие пород акчопской свиты в южных и восточных частях Ферганской впадины не позволяет говорить что-либо определенное об истории развития этих районов в раннем и среднем плиоцене.

Позднеплиоценовая стадия. В Фергане, как и в других районах Средней Азии, эта стадия характеризуется проявлением двухфазных интенсивных тектонических движений, обусловивших дальнейший рост всех окружающих хребтов и опускание самой впадины. Первая фаза усиления этих движений произошла перед накоплением отложений кепелийской (нижнебактрийской) свиты верхнего плиоцена. Поэтому последние залегают на более древних породах с явными признаками перерыва. Таким признаком, например, является изменение литологического состава разреза плиоцена за счет появления грубообломочных прослоев, количество которых кверху увеличивается. В классической форме предкепелийский перерыв выражен в пределах северных и южных адыров.

Вторая, наиболее интенсивная фаза позднеплиоценовых движений проявилась перед накоплением верхнебактрийских или так называемых аляудинских конгломератов. Последние почти на всей территории Ферганской впадины, за исключением ее центральной части, залегают на более древних породах с резким угловым и стратиграфическим несогласием. Это говорит о том, что в позднем плиоцене интенсивные вертикальные движения испытали не только окружающие впадину горы, но и сама впадина, особенно ее прибортовые зоны. Все эти площади были подняты выше базиса денудации и подверглись интенсивной линейной и площадной эрозии.

В позднем плиоцене тектонические движения несколько ослабли, в результате чего на значительной площади впадины, в том числе на периферических зонах, эрозионные процессы сменились аккумулятивными, что привело к накоплению толщи «аляудинских» конгломератов.

В течение всей позднеплиоценовой стадии центральная часть Ферганской впадины испытывала неравномерное опускание. Судя по мощ-

ности накопившихся в это время отложений, амплитуда отрицательных движений была не меньше 500—600 м, а местами достигала 1000 м и более.

Если учесть сравнительно короткую продолжительность позднего плиоцена, то выясняется, что быстрота накопления верхнеплиоценовых отложений (или скорость отрицательных движений) была значительно больше, чем во время накопления предыдущих свит.

К концу плиоцена и началу четвертичного периода Ферганская впадина приобрела черты, близкие к современным. Однако рельеф ее был менее контрастным, чем сейчас. Карачатырское, Гузанское, Каратауское поднятия, а также значительные площади гор Катрантау были сглажены и перекрыты верхнебактрийскими отложениями. Также были сглажены площади северных и южных адыров и, возможно, Баястанская гряда.

Четвертичная стадия. Геологические явления, имевшие место в четвертичной истории Ферганской впадины, вызваны дальнейшим усилением унаследованных тектонических процессов, в результате которых основные структуры и формы рельефа приобрели современные очертания.

В течение четвертичного времени происходит последовательное сокращение размеров описываемой впадины, обусловленное стягиванием и приращением ее окраин к горным поднятиям. Наиболее ярко этот процесс протекал в Южной Фергане. Он выразился в воздымании гор Гузан, Катрантау, Карачатыр, что хорошо заметно по дислокациям позднеплиоценовых «аляудинских» конгломератов и ступенчатому расположению нескольких денудационных уровней четвертичного возраста. Существенным показателем роста гор в четвертичное время является миграция «сухих дельт».

Четвертичная фаза горообразования проявлялась неравномерно, то усиливаясь, то ослабевая. Значительное место в эту фазу занимали древнечетвертичные движения, в результате которых в Фергане, как и в других районах Узбекистана, четко обозначена литолого-стратиграфическая граница между неогеном и антропогеном.

В Катрантау они выразились дислокациями «аляудинских» конгломератов и активными поднятиями по разломам, в частности вдоль Охнинского надвига. Амплитуда поднятия достигала 1000 м. У северного подножия Катрантау накопились пролювиальные и «дельтовые» отложения сохской свиты. Местами образовались «брекчии осыпей».

В Гузানে и Карачатыре в результате древнечетвертичной денудации на вершинах гор обнажились палеозойские породы. Развитие Южно-Ферганской зоны нефтегазоносных поднятий в это время протекало различно. На западе ее отмечается конседиментационное развитие локальных складок (Риштан, Алтыарык, Якутан и др.) под покровом конгломератов сохской свиты; на востоке в сводах активно растущих складок (Талмазар, Палванташ, Чангырташ и др.) обнажились верхнеплиоценовые отложения, в которые врезаны древнечетвертичные. Над аккумулятивной равниной выступили небольшие (50—150 м высотой) плосковерхие холмы.

Древнечетвертичные тектонические поднятия активно проявились в пределах Чустпап-Карагундайской зоны поднятий. Обнажившиеся здесь верхнеплиоценовые отложения подверглись денудации, особенно сильно на Чустпапе. Сводовые участки погребенных антиклиналей в рельефе того времени еще не выделялись.

Дальнейшему прогибанию подверглись синклинали. В Каркидонско-Пишкаранской депрессии мощность отложений сохской свиты составила около 100—120 м. Примерно такая же мощность отмечается в заадырных впадинах Южной Ферганы. Однако отложения сохской свиты с наибольшими мощностями (до 300—400 м) сосредоточены в активно прогибающейся Центрально-Ферганской впадине.

В среднечетвертичное время развитие Ферганской впадины выразилось в дальнейшем воздымании горных сооружений, антиклинальных

складок и компенсированном заполнении прогибов осадками ташкентской свиты. В течение этого отрезка времени Катрантау возвысился на 400—500 м, Гузан — на 350, Карачатыр — на 200—250 м, достигнув абсолютных отметок соответственно 2800—3000, 1000 и 1100 м.

В почти современном виде сформировался рельеф Южно-Ферганской зоны поднятий. Своды антиклинальных складок на востоке ее поднялись до отметок 800—950 м, а антецедентные участки долин углубились на 150—200 м. Активным поднятиям подверглась и западная половина этой антиклинальной зоны. В рельефе обнажились плотные валунно-галечные конгломераты, бронирующие свод и крылья многочисленных антиклинальных складок. Междупольные понижения прорезались антецедентными долинами глубиной до 100—150 м.

Одновременно выступили в рельефе Северной Ферганы антиклинали Чустпап-Карагундайской зоны поднятий. Своды структур подверглись более усиленному эрозионному размыву. В итоге эрозионные долины Чартакская, Наманганская, Кассанская спроектировались на своде структур Касансай, Шорбулак, Наманган и др.

Активное поднятие в среднем плейстоцене испытали в Западной Фергане Дигмайская, Акчопская, Супетауская и другие антиклинали. Высота их увеличилась на 200—300 м (абсолютные отметки рельефа до 800—900 м).

Сопряженному опусканию в среднечетвертичное время подверглись Центральная-Ферганская впадина (мощность ташкентской свиты 200—300 м), задырные впадины Южной Ферганы (100—150 м). Размеры последних сократились за счет втягивания южных их участков в зону предгорий.

Современные очертания поднятий, прогибов и других морфоструктурных элементов рельефа Ферганской впадины образовались в позднем плейстоцене и голоцене. Поднятия возросли на 50—150 м; синклинали, судя по мощностям голодностепского и сырдарьинского комплексов, опустились до 150 м (Центральная Фергана).

Таким образом, в новейшей истории Ферганской впадины, продолжительностью около 35 млн. лет, выделяются шесть крупных стадий: олигоцен-раннемиоценовая, среднемиоценовая, позднемиоценовая, ранне-среднеплиоценовая, позднеплиоценовая и четвертичная. Каждая стадия складывалась из двух противоположных по тектоническому режиму фаз — относительно кратковременной фазы горообразования и более длительной фазы равнинообразования. В фазу горообразования происходило усиление тектонических движений, что выразилось в расчленении рельефа и общем его поднятии выше регионального базиса денудации, а в фазу равнинообразования положительные тектонические движения ослабевали и сменялись отрицательными. При этом ранее расчлененный рельеф подвергался сначала нивелировке с формированием поверхности несогласия и затем перекрывался новой свитой моласс. Такие процессы повторялись с разной интенсивностью в каждую стадию новейшей истории, за исключением последней — четвертичной. Четвертичная стадия полностью относится к еще незавершенной фазе горообразования. Судя по ярусной расчлененности рельефа предгорий Ферганской впадины и ее адыров, наличие на поверхности незафиксированных еще в разрезе молодых осадков и повышенной сейсмичности района, четвертичная фаза еще продолжается и импульсивно проявляется.

Литература

1. Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. — Тр. Ин-та геол. АН УзССР. Вып. 1. Вторая Среднеазиатская конференция геологов-нефтяников. Ташкент: Изд-во АН УССР, 1948, с. 49—54.
2. Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук., М.: ГИН АН СССР, 1962, 46 с.
3. Мецержков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания на юго-востоке Русской равнины. — В кн.: Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961, с. 145—150.

4. Попов В. И. Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., 1964, с. 187—190.
5. Сайдалиева М. С. Тектоника и закономерности формирования и размещения залежей нефти и газа Ферганской впадины. Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. АН УзССР, Ташкент: Объединенный ученый совет по геол. и геоф. наукам, 1969, с. 47.
6. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ и Географиздат, 1948, с. 222.

Институт геологии и разведки
нефтяных и газовых месторождений
Ташкент

Поступила в редакцию
12.VII.1979

УДК 551.248.1 (234.423.3)

МАКАРОВ В. И., СПИРИДОНОВ Х. Б.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА РОДОПСКОГО МАССИВА
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Принципиально новая схема новейшей тектоники древнего Родопского массива, составленная авторами, вскрывает перекрестный характер новейшего структурного плана этой области, который состоит во взаимном наложении (интерференции) линейных структурных зон (поднятий и прогибов) разных простираний. Их роль, активность проявления и морфология в разных частях массива и на разных этапах развития изменяются. Существенное значение имеет наложенная вулкано-тектоническая депрессия Централных Родоп.

Уже при составлении тектонических карт Болгарии в качестве самостоятельных элементов были выделены молодые депрессии, наложенные на Родопский массив и Альпийскую складчатую систему, являющиеся результатом послескладчатого орогенического развития страны. Их необходимо рассматривать отдельно, чтобы яснее показать неотектонический этап развития страны, в котором она приняла свой современный морфологический облик [1]. При этом в существующей литературе, особенно геоморфологической, начало неотектонического этапа обычно относится к позднему миоцену [2—4]. Основанием для такого ограничения послужило то, что якобы нет унаследованности неоген-четвертичных депрессий от предыдущего этапа и что только неоген-четвертичный этап является повсеместным, охватывает всю территорию Болгарии.

Очевидно, что такая точка зрения исходит практически из истории развития только собственно альпийской горно-складчатой системы Балкан, не принимая во внимание особенности развития обширных древних массивов типа Родопского. Но именно эти особенности достаточно определенно показывают, что позднемиоцен-четвертичный этап является лишь частью новейшей тектоники, которую Е. Е. Милановский [5] определил как *позднеорогенную*. Данные по Родопскому массиву полностью согласуются с последней точкой зрения, на чем ниже мы еще остановимся специально.

Весьма разноречивы представления о сущности и природе новейшей орогенной структуры Родопского массива и смежных территорий [1—3, 6—18 и др.]. Эти представления исходили из контракционной гипотезы развития Альпийской геосинклинали, из фиксистских концепций и различных мобилистических построений. Широкое развитие получили представления о глубинной линейamentной тектонике Карпато-Балканской области [6—8, 15—17, 19—21 и др.].

Необходимо также отметить, что в большинстве работ, касающихся неотектоники территории Болгарии, ее характеристика, выводы и представления исходили из анализа, главным образом, комплекса новейших отложений и магматических пород, выполняющих впадины. Обширные же территории, лишенные этого покрова, традиционно в расчет не принимались, как если бы речь шла о древних структурно-формационных комплексах, что снижало полноту анализа.

В этой статье, учитывая уже имеющиеся факты и достаточно устойчивые выводы, мы попытались расширить анализ новейшей тектоники Болгарии прежде всего в части, касающейся поднятий, рассматривая их в генетическом и структурном единстве с зонами тектонических депрессий, которые, кстати, далеко не на всех своих участках маркированы и охарактеризованы новейшими отложениями. Это очевидное (и чрезвычайно важное при анализе именно неотектонической структуры) об-

стоятельство предопределило особую роль и значение структурно-геоморфологических методов анализа.

В статье рассматриваются некоторые черты новейшей тектоники лишь южной части Болгарии, расположенной непосредственно к югу от альпийского горно-складчатого сооружения Балкан, а также примыкающие части Югославии, Греции и Турции. В сущности, это пространство соответствует древнему (докембрийскому) Родопскому массиву¹, претерпевшему в фанерозое тектоническую переработку и дезинтеграцию с развитием в его пределах новых тектонических зон (Вардарско-Крайштинская, Среднегорская, Странджанская и др.).

Докембрийское основание образовано разнообразными сильно дислоцированными метаморфическими и гранитоидными породами. Допускается, что магматические породы внедрялись в палеозое, и они часто обозначаются как каледонско-герцинские. Однако в последнее время высказываются сомнения в их палеозойском возрасте и они рассматриваются как продукт регионального метаморфизма, проявленного в протерозое [22, 23].

В строении наложенных фанерозойских структурных зон кроме фрагментов докембрийского основания участвует покров палеозойских и мезозойско-кайнозойских осадочных отложений и вулканитов.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ НОВЕЙШЕГО ОРОГЕНЕЗА И ФОРМАЦИИ

Характер распространения, фациальный и литологический состав отложений, выполняющих молодые впадины в пределах Родопского массива, их преимущественно континентальный состав, в целом большая мощность и резкие ее изменения (рис. 1), характер деформаций этих отложений и другие особенности со всей определенностью свидетельствуют об орогеническом режиме развития территории Родопского массива в позднем кайнозое. В общем, эти отложения, включая вулканогенные породы, которые также достаточно широко развиты здесь, образуют единый новейший орогенический комплекс.

Известные разрезы этого комплекса [23—31 и др.] в сопоставлении с региональными уровнями эрозионно-денудационного рельефа в поднятых массивах позволяют выделить следующие этапы развития новейшей орогенной структуры: позднеэоцен-раннемиоценовый (раннеорогенный), миоцен-плиоценовый, позднеплиоцен-раннеплейстоценовый и четвертичный.

1. Раннеорогенный этап характеризуется интенсивным и повсеместным дроблением Родопского массива на отдельные более или менее крупные зоны и блоки. Активная дифференциация охватывает ранее заложенные подвижные зоны по периферии массива: Среднегорскую, Вардарско-Крайштинскую, Восточно-Родопскую и Северо-Эгейскую. Дифференциации подверглась также и внутренняя область массива, на фоне общего сводообразного поднятия которой обособились сравнительно узкие положительные и отрицательные линейные зоны (рис. 2). Отрицательные элементы (впадины внутригорного типа) заложились почти исключительно в пределах древних синклиналильных структур фундамента.

Раннеорогенная часть разреза выделяется достаточно отчетливо более грубым составом (особенно в основании), большей мощностью и широким развитием вулканогенных пород кислого и среднекислого состава — риолитовых, дацитовых и риодацитовых лав, туфолов и туфобрекчий, туфов и туфитов [1, 17, 23—25, 28]. Осадочная часть разреза представлена конгломератами и конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками и песчанистыми глинами, быстро замещающими друг друга вдоль слоистости и по разрезу. В некоторых впадинах Верхней Фракии развиты также известняки и мергели [19]. Отложения преимущественно континентальные, хотя в Бургасской и Странджанской впадинах в северо-восточной части рассматриваемой области, а также в Смолян-

¹ В данном анализе он рассматривается вместе с его западной частью, известной как Сербско-Македонский массив.

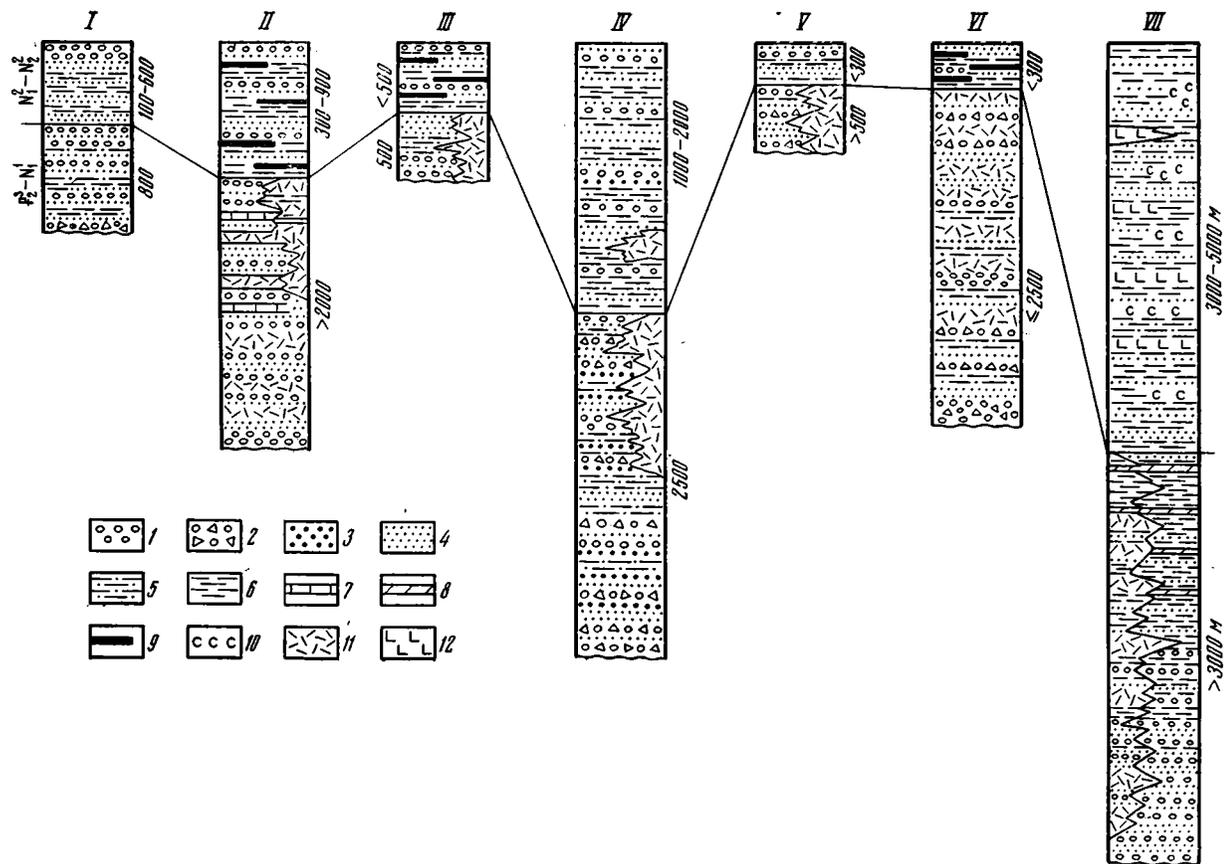


Рис. 1. Обобщенные разрезы палеоген-неогеновой части новейшего ортогенетического комплекса Родопского массива

1 — конгломераты и галечники; 2 — конгломерато-брекчии, 3 — гравелиты; 4 — пески и песчаники; 5 — глинистые песчаники и песчанистые глины; 6 — глины; 7 — известняки; 8 — мергели и аргиллиты; 9 — прослой углей; 10 — эвапориты; 11 — вулканы кислого и среднекислого состава; 12 — щелочные базальты. Цифры рядом с колонками означают мощность (в м)

I — Забалканская зона впадин (зона Забалканского глубинного разлома); II — Верхнефракийская система межгорных впадин; III — Северо-Родопская (Доспейско-Пештерско-Храбринская зона); IV — впадины Вардарско-Крайштинской системы; V — внутригорные впадины Родопской системы поднятий; VI — впадины Смолян-Варненской флексуно-разрывной зоны (Восточно-Родопской разломной зоны); VII — Северо-Эгейско-Восточно-Фракийская область

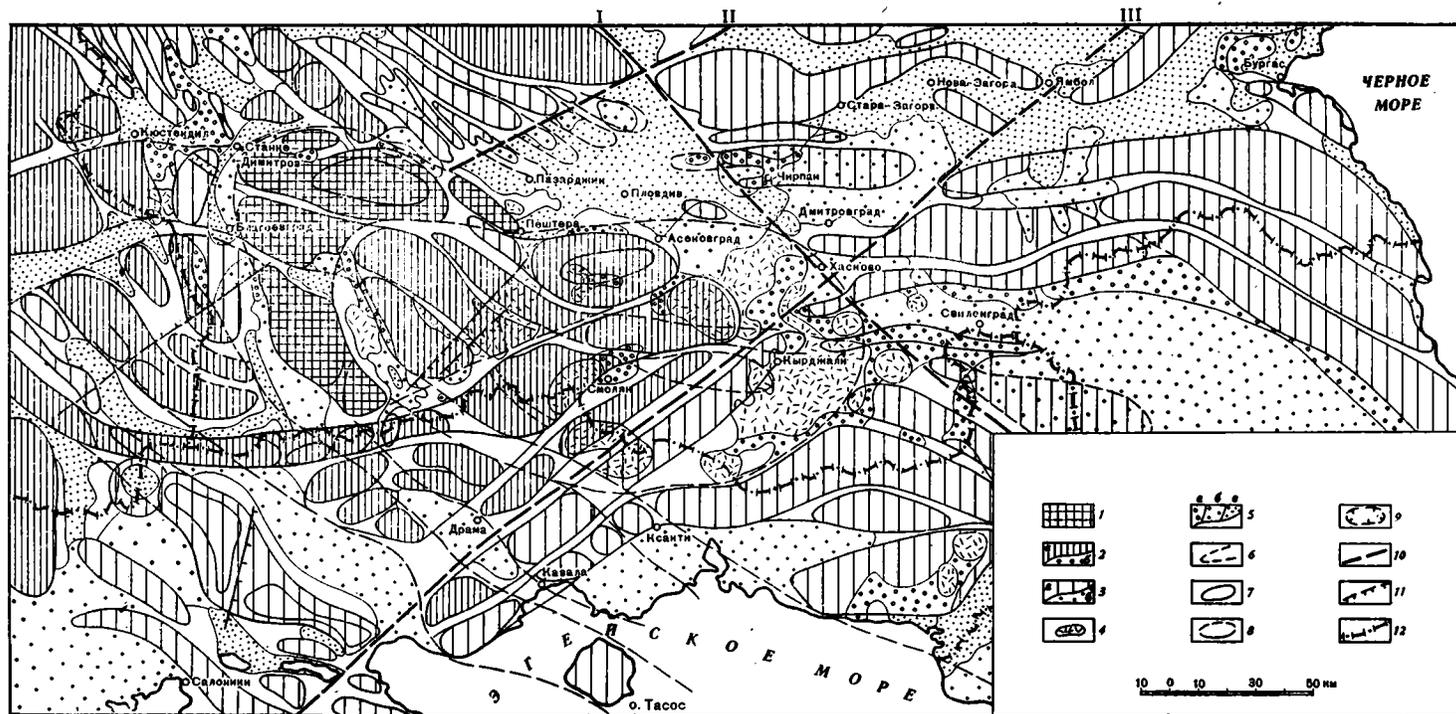


Рис. 2

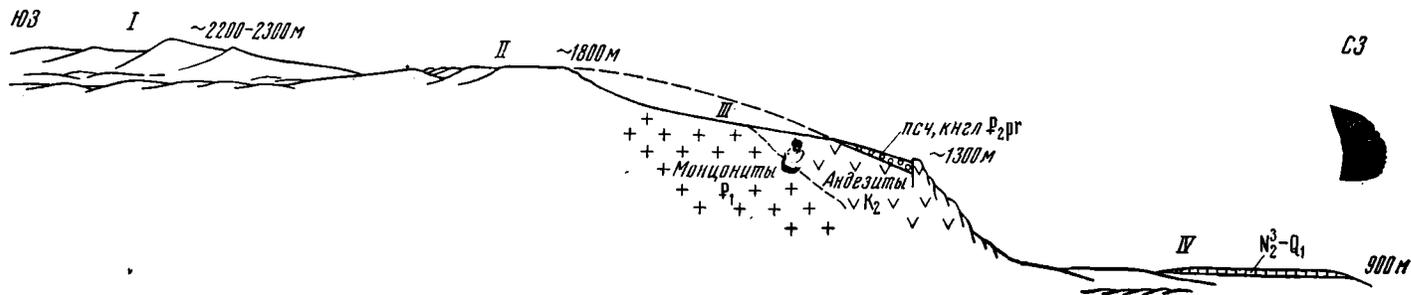


Рис. 3

Рис. 2. Схема новейшей тектонической структуры Южной Болгарии и смежных областей
 1—3 — локальные поднятия и зоны поднятий с максимальными (1), средними (2) и малыми (3) вертикальными амплитудами движений (1, 2а и 3а сложены разновозрастными докайнозойскими породами, 2б и 3б — с маломощным покровом кайнозойского вулканогенно-осадочного орогенического комплекса); 4 — участки распространения эоцен-олигоценовых вулканитов; 5 — локальные впадины и относительно опущенные зоны, выполненные вулканогенными и осадочными породами кайнозойского орогенического комплекса (а—в) или лишенные их (г); 6 — контуры предполагаемых поднятий и впадин; 7 — центральные части (ядра) некоторых поднятий; 8 — обобщенные контуры зон поднятий и зон впадин; 9 — контур Центральнородопского вулканотектонического понижения; 10 — оси крупнейших флексурно-разрывных зон: I — Варца-Хасковской, II — Смолян-Варненской, III — Восточно-Ихтиманской; 11 — некоторые предполагаемые разрывы; 12 — государственные границы

Рис. 3. Принципиальная схема морфологии тектоно-магматического купола горы Витоша. Вид со стороны Софии
 I — останцы предороженной поверхности; II — раннеорогенная поверхность выравнивания, выработанная в течение позднего эоцена — раннего миоцена; III — орогенная поверхность выравнивания, выработанная в течение миоцена — плиоцена; IV — позднеплиоцен-раннеплейстоценовая поверхность выравнивания

Боровицкой впадине в Родопах в верхних горизонтах появляются морские отложения верхнего эоцена (приабон). Разрезы северного склона Родопских гор отличаются битуминозностью своей средней части.

Раннеорогенной части разреза соответствует верхний ярус эрозионно-денудационного рельефа, развитый в пределах поднятых зон, наиболее ярким и важным для тектонических реконструкций элементом которого является широкая ступень раннеорогенной поверхности выравнивания типа педиплена, сформированного к концу этапа (рис. 3). Теперь ее останцы находятся на высотах 1700—1800 м в Риле и 1500—1600 м в Западных и Центральных Родопах. Островные возвышенности с останцами предорогенного рельефа подняты над ней в среднем на 300—500 м [16].

2. Следующий этап новейшего орогенеза Южной Болгарии охватывает интервал времени с позднего миоцена до позднего плиоцена. Впрочем, среднемиоценовые отложения в Чукуровском угольном бассейне показывают, что первые проявления этого этапа в некоторых участках начинаются раньше [31]. В этот период происходит некоторая перестройка седиментационных бассейнов, в том числе создаются новые. Отложения этого этапа отличаются в целом меньшей грубостью: преобладают песчано-глинистые породы с прослоями углей, а в северной части Эгейского моря с эвапоритами (см. рис. 1). Содержание конгломератов и галечников, имеющих в общем подчиненную роль, в верхней части разреза увеличивается.

Кроме того, миоцен-плиоценовая часть разреза отличается существенно уменьшенными мощностями (см. рис. 1). Исключение составляют впадины Вардарско-Крайштинской зоны (в Джерманской впадине мощность неогена достигает 1000 м, в Струмской — более 2000 м) и Северо-Эгейская область, где непрерывный разрез миоцена и плиоцена достигает 3—5 км.

Миоцен-плиоценовый этап отличается также практически полным прекращением вулканизма. Его проявления известны опять-таки только в Струмском грабене (делленитовые лавы) и в Восточной Фракии Северо-Эгейской области (базальтовые лавы).

По периферии поднятых массивов, одновременно с осадконакоплением во впадинах, формировалась эрозионно-денудационная ступень и сеть широких речных долин. Сравнительно узкая поверхность выравнивания, которая сформировалась к концу этапа, теперь наблюдается как горная ступень на высотах 650—800 м в Родопах, 1100—1300 м в Риле и Пирине и ниже в Средней Горе, Крайште и Страндже.

3. Следующие два этапа — позднеплиоцен-раннеплейстоценовый и четвертичный — в общем наследуют сложившийся структурно-орографический план. При этом некоторые впадины, особенно вокруг Рило-Пиринского блока, как седиментационные бассейны прекращают существовать. Это, например, Струмский, Джерманский и другие бассейны. Другие бассейны, как, например, Пловдивский, Елховский и Бургасский, расширяются, захватывая соседние долины. Третьи сокращают свои площади, но в их центральных частях сохраняются остаточные седиментационные мульды (Софийская, Свиленград-Одринская, Гоцеделчевская, Стралджанская и др.). В них накапливаются исключительно грубообломочные отложения: галечники, пески, валуны, гравелиты и глинистые пески.

В позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время в пределах неогеновых депрессий вокруг Родоп, Пирина, Рилы и других поднятий формируются две или три подножных ступени эрозионно-денудационного рельефа, которые находятся на склонах долин на высоте 250, 140 и 120 м над современным уровнем речных русел. В болгарской геоморфологической литературе эти ступени относились к позднему плиоцену, исходя из того, что они срезают плиоценовые отложения.

В четвертичном периоде одновременно с заполнением некоторых впадин преимущественно грубыми отложениями происходит активное эрозионное расчленение территории. На склонах речных долин разработа-

но шесть террасовых уровней, которые соответствуют известной схеме террас Средиземного и Черного морей. К концу плейстоцена все впадины как седиментационные бассейны прекращают существовать и подвергаются эрозионному расчленению. Лишь в конце голоцена из-за опускания побережий Черного и Эгейского морей многие речные долины оказались затопленными.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Путем сопряженного структурно-геологического и структурно-геоморфологического анализа территории НРБ, выполненного по геологическим, тектоническим, топографическим и геоморфологическим картам разных масштабов и данным собственных полевых наблюдений и опубликованных материалов других исследователей, нами была составлена схема новейшей тектонической структуры Южной Болгарии и смежных территорий (см. рис. 2), которая в значительной степени отличается от известных до настоящего времени и дает возможность сделать ряд новых выводов и получить новые представления о неотектоническом развитии территории.

В процессе составления карты возникла одна трудность, связанная с тем, что в истории неотектонического развития Южной Болгарии в ее орогенической структуре происходили значительные изменения, в результате которых элементы одних направлений ослабевали, дифференцировались и входили в новые композиции, подчиненные нередко другим направлениям. На рассматриваемой карте предпочтение отдано самым молодым чертам, проявленным в современной структуре более активно и морфологически более цельно и определено. Некоторые более древние, к настоящему времени переработанные формы показаны пунктирными контурами либо, в случае отрицательных структур, обозначены распространением палеоген-неогеновых отложений.

Крупнейшей единицей неотектонической структуры рассматриваемой территории является Родопская система поднятий, простирающаяся в общем в восток — юго-восточном — запад — северо-западном направлении от нижнего субмеридионального участка р. Марица на востоке до р. Струма на западе. Западнее Струмской диагональной (СЗ — ЮВ) зоны нарушений эта система продолжается сложно дифференцированной Беласицко-Осоговской системой крупных блоков, которые являются частью Сербско-Македонского массива. На востоке Родопская система поднятий кулисно подставляется Странджанской, которая образует дугу, выпуклую на северо-восток. Эти две системы разделены Свиленград-Одринской впадиной межгорного типа.

С северной стороны Родопская и Странджанская системы поднятий сопряжены с Верхнефракийско-Бургасской субширотной системой межгорных прогибов. На севере последняя сопряжена со сравнительно узкой, также широтной Крайштенско-Среднегорской системой поднятий, которая в восточном направлении постепенно сужается и в районе г. Ямбол выклинивается, а на запад, наоборот, расширяется, образуя систему узких и тесно сомкнутых кулисно сопряженных линейных поднятий так называемого Ихтиманского порога, который отделяет от Верхнефракийского прогиба Софийскую впадину.

Крайштенско-Среднегорская система поднятий от альпийского горно-складчатого сооружения Балкан отделена изломанной субширотной цепью межгорных впадин, известной как Долина Роз. Вся эта цепь, выходящая на западе в Софийскую впадину, пространственно и, вероятно, генетически приурочена к Забалканскому разлому, ограничивающему с севера указанные выше структуры с высоко поднятым древним основанием.

С южной стороны Родопская система поднятий переходит в весьма своеобразную Северо-Эгейскую (Халкидско-Западно-Фракийскую) перекрестную контрастно-блоковую систему.

Все перечисленные наиболее крупные единицы неотектонической структуры, как это следует из схемы (см. рис. 2) и других данных, весьма значительно отличаются друг от друга по общему размаху новейших движений, по внутренней структуре, по размерам, линейности, морфологии, степени контрастности и пространственному соотношению положительных и отрицательных форм, по формационным и другим особенностям.

1. Родопская система поднятий достаточно отчетливо подразделяется на три части: Беласицко-Осоговскую, Западно- и Восточно-Родопские области, которые разделены крупнейшими зонами диагональных нарушений, имеющих в общем отрицательную структуру. Это — Струмская зона ССЗ — ЮЮВ простирания и Смолян-Варненская зона ЮЗ — СВ простирания.

Беласицко-Осоговская область имеет общее северо-западное простирание, вообще характерное для этой части Болгарии и Македонии, входящей в пределы Вардарско-Крайштинского «линеамента». На этом фоне хорошо проявлена дифференциация этой области на ряд довольно однообразно поднятых до 1,5—2 км крупных блоков более низкого порядка, очертания которых определяются, очевидно, разрывами северо-западного (330—350° и 310—320°), северо-восточного (65—70°) и субширотного (90—100°) направлений, активность и соответственно морфологическое значение которых в разных участках различны. С севера на юг это Доганицкий, Осоговский, Влахинский, Плачковицко-Огражденский и Беласицкий блоки. Отрицательные структуры территориально имеют здесь резко подчиненное значение, проявляясь долинообразными понижениями, которые приурочены к зонам разрывных деформаций указанных направлений.

Доганицкий и Осоговский блоки вытянуты в ЮЗ — СВ направлении и резко ограничены поперечными понижениями, выполненными неоген-четвертичными отложениями. Влахинский блок вытянут субмеридионально (170—180°). Он существенно нарушен Крупнинским разломом, к северу от которого структура погружается.

Плачковицко-Огражденский блок СЗ — ЮВ направления (310—130°) моноклинально погружается на юго-восток. Струмский грабен, находящийся восточнее его, представляет собой также моноклинальный блок, кайнозойские отложения которого имеют наклон 10—15° на восток, к Пиринскому блоку.

Беласицкий блок (горст) вытянут в субширотном направлении, почти поперек древних складчатых структур и сланцеватости (150—160°).

Структурным продолжением Беласицко-Осоговской полосы поднятий на юго-востоке являются сводово-блоковые поднятия Сенчелской горы, Змийницы, Кушницы, Карабаира и о. Тасос в Эгейском море. С восточной стороны вся эта полоса ограничена зоной Струмского разлома, который является самым представительным элементом Вардарско-Крайштинского «линеамента». В неотектонической структуре он представлен системой впадин, разделенных конседиментационными порогами. Это — Джерманский, Брежанский, Струмский и Серский грабены, заполненные отложениями палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Струмский разлом в качестве четкой границы между Родопскими и Беласицко-Осоговскими поднятиями оформился в неогене и четвертичном периоде.

Западно-Родопская область в целом представляет резко асимметричный свод, который в виде неправильного овала вытянут с северо-запада на юго-восток на расстояние около 180 км при ширине 90 км. Этот свод осложнен целым рядом весьма редуцированных линейных впадин внутригорного типа. Это преимущественно высоко поднятые узкие долинообразные понижения, на большей своей части практически лишенные покрова орогенического комплекса.

Внутренняя структура Западных Родоп определяется взаимодействием или сложением элементов нескольких структурных направлений: ЗСЗ и ССЗ, северо-восточного, а также концентрических или дугообраз-

ных. Последние определяют изгиб Рило-Пиринской зоны поднятий. Эта внешняя по отношению к Западным Родопам зона наиболее поднята в пределах всей рассматриваемой территории (амплитуды здесь достигают 3000 м). В виде дуги она обрамляет более низкую (1500—1800 м) центральную часть (собственно Западные Родопы), отделяясь от нее дугообразной же зоной впадин, из которых наиболее крупными являются Велинградская и Местинская, выполненные осадочными и вулканогенными отложениями новейшего орогенического комплекса.

Кстати отметим, что и Велинградская впадина в целом, и остаточные четвертичные мульды в пределах Местинской впадины приурочены к узлам пересечения рассматриваемой дугообразной зоны впадин с отрицательными зонами других направлений. При этом очевидно, что кольцевая зона была более активной на раннем этапе орогенеза (в олигоцене), в четвертичное время она разобщена и большую активность проявляет зональность северо-восточного и северо-западного направлений.

Восточнее это же проявлено дифференциацией обширных полей распространения олигоценовых вулканитов в районах городов Девин и Смолян и развитых здесь более молодых наложенных (или существовавших ранее) впадин и поднятий северо-западного и северо-восточного направлений. При этом в восточном направлении по мере приближения к Смолян-Варненской флексурно-разрывной зоне активность проявления форм северо-восточного простираения становится доминирующей, а ЗСЗ — ЮВВ направления, которые здесь отклонились до субширотных, являются подчиненными, но, впрочем, намечаются достаточно отчетливо, обнаруживая структурную связь Западных и Восточных Родоп.

Наиболее крупными и выдающимися элементами Рило-Пиринской зоны поднятий являются Рильский и Пиринский своды. Слабо удлиненный овал Рильского свода вытянут в субширотном направлении. Суммарное поднятие в его пределах достигает 3 км. Южнее линии рек Благоевградская Бистрица — Юндола обособлен еще один, также слегка удлиненный овал. Сводовой характер поднятий хорошо обозначен периклинальным наклоном древних поверхностей выравнивания и палеогеновых отложений. Последние распространены по западной и северной периферии свода, где их наклон достигает 35—40°. Характерно изменены также соответствующим образом ориентированные кристаллизационная сланцеватость древних метаморфитов и текстуры течения в гранитоидах.

Овал Пиринского свода вытянут в СЗ — ЮВ направлении (320—140°). Амплитуды его также достигают 3 км. Этот свод ограничивается с двух сторон четко выраженными разломами, падающими под него, и представляет, таким образом, горст-антиклинальное поднятие.

На востоке Пиринский свод сопряжен с Гоцелчевской впадиной. Распространение, мощности и деформации неоген-четвертичных отложений в ее пределах весьма изменчивы. В целом их мощность с востока на запад, т. е. в сторону Пирина, увеличивается от 60 до 550 м [26]. На восточном крыле впадины на разных высотах наблюдаются лишь отдельные пятна неогеновых отложений (окрестности с. Зменца, южнее г. Доспата, у селений Осина, Кочан и др.).

На юге Пиринский свод ограничивается Струмецко-Барутинской субширотной полосой понижений, которая, пересекая долину р. Места, меняет свое направление на северо-восточное. Южнее в том же направлении простирается зона поднятий, собственная ориентировка которых весьма различна. Это — поднятия гор Беласица, Сенгельская, Стыргач, которые восточнее объединяются с Барутин-Буйновским поднятием.

Относительно пониженная центральная или внутренняя часть Западно-Родопской области была обособлена уже на раннеорогенном этапе. Эта часть, собственно Западные Родопы, отчетливо подразделяется на три крупных района. Самый западный из них состоит из четырех продольных (СЗ — ЮВ простираения) поднятых блоков, наклоненных на юго-запад и разделенных узкими, шовного типа впадинами.

Центральный район включает Барутин-Буйновскую зону поднятий, Смолянскую впадину и большую часть Среднеродопской антиклинали. Для этого района характерна в общем северо-восточная зональность новейших структурных форм, связанная, очевидно, с развитием диагональной Смолян-Варненской региональной зоны флексурно-разрывных нарушений. Вместе с тем необходимо отметить весьма сложную, мозаичную внутреннюю структуру этого района, интенсивную его раздробленность на мелкие блоки, что является следствием того, что в течение новейшего орогенеза он был подвержен активному влиянию как продольных (северо-западных и субширотных), так и поперечных (северо-восточных) структурных направлений. При этом у нас сложилось представление о том, что с течением времени активность поперечных направлений усиливается и они уже приобрели доминирующее значение.

Восточный район Западно-Родопской области, имеющий также сводово-блоковую структуру, представляет хороший пример наследования современным структурным планом докембрийской структурной формы (Северо-Родопская антиклиналь).

Восточно-Родопская область довольно существенно отличается от Западно-Родопской и по неотектонической структуре, и по геофизическим характеристикам, и по геологической истории вообще. Это впервые было отмечено Д. Ярановым [17], который отнес ее к «триасово-юрской околородопской тектонической зоне», в которую он включал также пространство гор Странжа.

В целом Восточные Родопы представляют значительно менее поднятую самостоятельную антиклинально изогнутую ступень рельефа, которая образована системой линейных поднятий запад — северо-западного и субширотного простирания, разделенных более узкими долинообразными впадинами, вероятно, шовного типа. На восток последние прослеживаются морфологически определенно лишь до долин рек Марица и Ергене. Здесь вся эта система нарушается, по-видимому, поперечной флексурно-разрывной зоной. Погружаясь под покров палеоген-неогеновых отложений Восточно-Фракийской впадины, она продолжается в ее пределах в виде широкого слабо дифференцированного антиклинального поднятия. Две самые северные ветви Восточно-Родопской системы, кулисно подставляющие одна другую, являются, вероятно, четвертичными. Они образованы в пределах Кырджалийской вулканогенно-осадочной депрессии раннеорогенного этапа и в четвертичное время, распространяясь на восток, внедряются в пределы Одринской впадины.

Основной и наиболее высоко поднятой частью Восточных Родоп является Мыгленикско-Текрыдагская зона поднятий, нарушенная разрывом в нижнем течении р. Марица. На раннеорогенном этапе Мыгленикский блок представлял собой поднятую сушу, разделяющую западную половину Восточно-Фракийского понижения на два глубоких прогиба: Момчиловградский на севере и Гюмюрджинский на юге. На неоген-четвертичном этапе Текрыдагский блок, являющийся восточным продолжением Мыгленикского, еще более расчленил Восточно-Фракийскую депрессию, разделив ее на две впадины: Свиленград-Ординскую на севере и Мраморного моря на юге. В пределах Текрыдагского блока развиты линейные поднятия и понижения с направлениями Страджанских структур (130—140°). Они продолжают на территорию Болгарии, охватывая часть древнего цоколя Родопского массива.

Пограничная зона между Западными и Восточными Родопами представляет широкое поперечное понижение, к которому приурочены крупные поля распространения эоцен-олигоценовых осадочных отложений и вулканитов. Последние образуют довольно многочисленные кольцевые образования различного размера, которые расположены вдоль некоторых линий северо-восточного, а также субширотного простираний. В этой зоне наиболее активно проявлены северо-восточная (60—65°) ориентировка или соответствующее зональное расположение молодых поднятий и впадин, поперечные относительно всей системы в целом. В современном орогенном плане ось этой зоны, которую мы в данном

месте отождествляем со Смолян-Варненской разломной зоной, может быть проведена по линии — г. Драма, изломы р. Места (в Греции), верхнему течению р. Арда до г. Кырджали, р. Харманлийская, западнее Сакарских и Монастырских возвышений, по кулисным понижениям южнее Старой планины.

В общем эта пограничная зона, как и восток Западных Родоп, характеризуется ярко выраженной перекрестностью новейшего структурного плана, причем и здесь на ранних этапах большую активность имела продольная зональность. Связанное с этим дробление коры определило, вероятно, ее высокую проницаемость и широкое развитие здесь вулканизма. Вместе с тем следует предполагать, что не это было главной причиной вулканизма. Аналогичный и весьма активный перекрестный план присущ и другим районам (см. рис. 2), но они либо вовсе лишены вулканизма, либо он проявлялся весьма ограничено. Широкое развитие вулканизма в целом было ограничено внутренней областью Родоп, западная граница которой в виде полукольца впадин была описана выше. Менее отчетливо это кольцо или, точнее, овал может быть замкнут на востоке. Мы предполагаем, что вся эта внутренняя область Родоп, которую условно можно назвать Центральнородопской, имеет вулкано-тектоническую природу.

Странджанская система поднятий в самом общем виде похожа на Восточно-Родопскую по амплитудам деформаций доорогенного основания и по относительно простой структуре. Она образована тремя параллельными, дугообразно изогнутыми линейными зонами поднятий, которые разделены узкими впадинами внутригорного типа. На востоке Странджанская система выходит к Черноморской впадине, на западе ограничена Смолян-Варненской флексурно-разрывной зоной, в пределах которой все ее ветви погружаются в сторону Пловдивской впадины.

Верхнефракийская система прогибов подразделяется на несколько четко обособленных частей. Это — Пловдивская впадина, Чирпанское поперечное поднятие, Загорская и Бургасская впадины.

Контурсы Пловдивской впадины определены тремя зонами флексурно-разрывных нарушений: Марицкой, Восточно-Ихтиманской и Враца-Хасковской (см. рис. 2). Первая из них представляет изломанную в плане зону разрывов запад — северо-западного и субширотного простираний, развитых в полосе сопряжения впадины с Западно-Родопским поднятием. Две другие границы Пловдивской впадины являются диагональными элементами региональной структуры (соответственно северо-восточного и северо-западного простираний). Морфологически они не проявлены столь отчетливо, как Марицкая, и выражены лишь в качестве некоторых зон, в пределах которых поднятия Ихтиманского и Чирпанского порогов испытывают резкое погружение в сторону Пловдивской впадины и теряют отчетливость своего проявления в пределах развития покрова неоген-четвертичных отложений. Тем не менее они обнаруживаются в виде очень пологих деформаций последних, в соответствующих особенностях их распространения и рельефа.

Чирпанское поперечное поднятие представляет в общем приподнятую систему довольно широких молодых складок основания субширотного простирания, в пределах которых поверхность доорогенного основания последовательно снижается с севера на юг, уходя под покров новейшего орогенического комплекса. Вся эта система в виде поперечного порога разделяет Пловдивскую и Загорскую впадины. Судя по более отчетливой дифференциации образующих его частных элементов на западном фланге этого порога и распространению здесь на поверхности более древних горизонтов, оно асимметрично и в субширотном направлении, в общем погружаясь с запада на восток, в сторону Загорской впадины, с которой не имеет резкой границы.

Восточнее Чирпанского порога, ограничиваясь Смолян-Варненской региональной флексурно-разрывной зоной, выделяется широкая, в общем диагональная (65°) полоса прогибов. В ее пределах довольно широкие впадины, выполненные верхнепалеоген-четвертичными отложе-

ниями, разделены относительно узкими поднятиями, поперечными к этой полосе. Это — Новозагорско-Ямбольская, Стралджанская, Сунгурларско-Карнобатская и Просеницкая впадины.

Широкий Хисарский порог СВ простирания, ограниченный с северо-запада Смолян-Варненской флексурной зоной, отделяет указанные выше впадины от широкой Бургасской впадины, которая раскрывается к Черному морю. Распространение палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений показывает, что с течением времени положение аккумулятивного бассейна Бургасской впадины изменялось. В четвертичное время в связи с развитием Черноврышко-Росенской антиклинальной зоны осевая линия бассейна сместилась к северу.

Упомянутая выше Смолян-Варненская флексурно-разрывная зона была впервые намечена по геофизическим данным на участке между Родопами и Старой планиной и названа Ямбольской линией [15]. По мнению Ек. Бончева [7], она не имела заметного палеогеографического значения и не проявлена на поверхности. Данные структурно-геоморфологического и структурно-геологического анализа, частично приведенные выше, свидетельствуют, однако, об активной роли этой зоны² в формировании новейшей тектонической структуры и рельефа этой области.

Крайштенско-Среднегорская система поднятий по своей структуре и направленности основных ее элементов отчетливо разделяется на Крайштенско-Ихтиманскую и Среднегорскую области. Первая из них отличается интенсивной структурной дифференцированностью и диагональной (ЮВ 150—170°) ориентировкой зон поднятий и впадин, выполненных осадочно-вулканогенными формациями новейшего орогенического комплекса. Местами здесь активно проявлена поперечная зональность, с которой связаны разрывы соответствующего направления (СВ 70°). Сам Ихтиманский порог является крупнейшим элементом этой зональности. По существу, это резко приподнятая поперечная ступень порог в пределах дугобразно изогнутой Софийско-Верхнефракийской системы межгорных прогибов. Эту ступень образуют тесно сомкнутые поднятия, разделенные узкими линейными понижениями внутригорного типа. Их простирание соответствует в общем простиранию указанной системы прогибов. Более того, как на северо-западе, в пределах Софийского прогиба, так и на юго-востоке, в пределах Пловдивского прогиба, обнаруживается непосредственное продолжение зон поднятий Ихтиманского порога. Но здесь они развиваются на значительно более низком гипсометрическом уровне и проявлены в виде слабо выраженных в рельефе широких антиклиналей, очерченных распространением неогеновых и четвертичных отложений.

В рассматриваемой области особое место занимает Витошская зона поднятий, которая является как бы краевой относительно поднятий Ихтиманского порога и характеризуется значительными амплитудами воздымания (более 2000 м). Эта зона пространственно и генетически связана с Марицкой интрузивной зоной. Палеоценовые плутоны гор Витоша и Плана представляют собой типичные купольные поднятия, которые обнаруживают свое активное развитие в рельефе, начиная с эоцена. Об этом свидетельствуют как характер кайнозойских отложений, так и развитие эрозионно-денудационных поверхностей (см. рис. 3).

Среднегорье представлено двумя широкими поднятиями, сильно вытянутыми в широтном направлении. Западное из них охватывает горный массив Средна гора, поднятый свыше 1000 м, восточное совпадает с горой Сырнена. Обособление этих поднятий происходит еще на раннеорогенном этапе, когда севернее, в зоне Забалканского глубинного разлома, формируются наклоненные на север понижения, а на юге — обширные депрессии Верхней Фракии.

Полоса Забалканского разлома в настоящее время представляет собой систему межгорных впадин, разделенных конседиментационными

² Линией такую широкую зону деформаций назвать, очевидно, нецелесообразно.

поперечными порогами. Простираание впадин подчинено поочередно северо-западному и северо-восточному направлениям при общей широтной ориентировке системы.

Южное обрамление Родопской системы поднятий представляет широкую (более 50 км) субширотную полосу, которая отделяет ее от впадины Эгейского моря. Эта полоса, которая условно названа Халкидско-Западно-Фракийской, характеризуется весьма своеобразной структурой. Основу ее определяют пересечение и взаимное наложение контрастно развивающихся примерно равноценных и в общем близких по ширине и амплитудам зон поднятий и зон впадин северо-западного и северо-восточного простирааний, которые контролируются, очевидно, Вардарской и Смолян-Варненской флексурно-разрывными зонами. В результате здесь резко обособлены более или менее изометричные положительные и отрицательные блоки, контуры которых в целом определены, вероятно, разрывами указанных направлений. Прекрасным примером таких блоков является о. Тасос или расположенные севернее массивы гор Кушница и Чалдаг. Образованные этими блоками положительные и отрицательные зоны пространственно и, вероятно, генетически продолжают соответствующие зоны Родопской системы поднятий (см. рис. 2). Так, например, Местинский грабен непосредственно прослеживается почти до самого побережья, Верхнеструмский грабен по простираанию выходит к Драмской впадине в Греции, отделяясь от нее Еласицкой зоной молодых субширотных поднятий. Последняя разделяет также Нижнеструмскую и Старореченскую впадины.

Значительная разобщенность поднятых зон и блоков в пределах Халкидско-Западно-Фракийской полосы, активное современное развитие здесь широких прогибов-грабенов, особенно северо-западного простираания, является, очевидно, свидетельством и следствием активного воздействия нисходящих движений впадины Эгейского моря на южное крыло Родопского массива. По отдельным зонам это влияние распространяется довольно далеко в глубь Родопской системы поднятий (Местинский и Верхнеструмский грабены). Можно также предполагать, что проявления магматизма субщелочного основного состава, известные в Восточной Фракии и относимые к неогену, связаны с этими же причинами.

ВЫВОДЫ

Неотектоническая структура Родопского массива имеет типично орогенный характер и сформирована в результате активных движений, проявленных начиная с позднего эоцена. Выделяются четыре этапа развития этой структуры: позднеэоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый, позднеплиоцен-раннечетвертичный и четвертичный.

В своем развитии неотектоническая структура унаследовала целый ряд элементов более древних структур (их простираания, а иногда и форму). Унаследованность проявлена и в том, что несколько раньше и более активно новейшие деформации начались в окраинных зонах древнего Родопского массива, испытавших существенную переработку и дробление в палеозое. Но вместе с тем произошли и значительные перестройки, и контуры новообразованных поднятий и прогибов являются существенно несогласными или, во всяком случае, не совпадают с контурами древних образований.

Перестройки, произошедшие в процессе новейшего орогенеза (наиболее значительные из них произошли в первой половине миоцена и в конце плиоцена), не внесли принципиальных изменений в раннеорогенный структурный план. Они ограничивались главным образом более или менее значительными изменениями активности проявления и структурной роли элементов того или иного направления, тех или иных форм. В частности, интенсивное раздробление массива, сопровождаемое внедрением и излиянием кислых магм, характерное для раннего этапа горообразования в Родопах, в дальнейшем сменилось в общем противоположными тенденциями — интеграционными и практически полным

прекращением эффузивного магматизма. Развитие сложно дифференцированных систем поднятий и впадин осуществляется, по-видимому, в поле значительных тангенциальных напряжений, которое предопределило четко обозначенную линейную зональность неотектонической структуры и почти полное прекращение вулканической деятельности. Условия растяжения сохранились (или возникли) лишь по южной периферии Родопского массива в связи с развитием впадины Эгейского моря.

В общем, неотектонический структурный план Родопского массива имеет ярко выраженный перекрестный характер, предопределенный более или менее активным развитием и интерференцией положительных и отрицательных сопряженных тектонических зон разных направлений (субширотных, северо-западных и северо-восточных). Во времени и в разных частях массива роль, активность и форма проявлений всех этих структурных направлений различна.

Самостоятельное значение, по крайней мере на раннеорогенном этапе, имело развитие Центральнородопской вулcano-тектонической структуры, связанной с формированием в недрах земной коры больших масс преимущественно кислых расплавов, их внедрением в верхние горизонты коры и обильными излияниями. Генеральные овально-концентрические контуры этой структуры оказались как бы наложенными на линейные зоны поднятий и впадин указанных простираний. Частично они использовали их, вызвав вместе с тем их некоторые деформации и соответствующие «аномалии» в амплитудах поднятий, простираниях и морфологии и другие особенности.

В самом общем виде эта структура представляется в виде гигантского асимметричного свода с относительно опущенной обширной центральной частью, к которой приурочены основные поля распространения эффузивов. Этому своду, по геофизическим данным [32], соответствует крупнейшее на Балканах утолщение земной коры («гранитный корень»), которое может быть результатом мощного скупивания и расплющивания, произошедшего одновременно и в непосредственной связи, очевидно, с формированием смежной альпийской горно-складчатой системы Балкан.

На более поздних этапах значение вулcano-тектонических структур убывает. В неогене вспышки кислого вулканизма отмечены лишь в некоторых местах (Струмский грабен). Отмеченные же выше проявления молодого основного магматизма связаны с совершенно иными структурами и процессами развития впадины Эгейского моря.

В неотектонической структуре Родопский массив представляет ороген, близкий к эпиплатформенному, развившемуся в условиях субгоризонтального сжатия. При этом он обнаруживает определенную специфику, связанную с непосредственным влиянием на него, с одной стороны, смежной системы геосинклинального типа (Балканид), а с другой — активно развивающейся впадины Эгейского моря. По своим формационным особенностям, прежде всего по характеру магматизма, вся рассмотренная область весьма похожа на области ранней консолидации фанерозойских складчатых систем и в качестве таковой, очевидно, выступала относительно эпигеосинклинального сооружения Балкан.

Литература

1. Тектонски строеж на България. Ред. Йовчев Й. София: Техника, 1971. 558 с.
2. Вапцаров И. Развитие морфоструктур части Юго-Западной Болгарии в связи с изучением денудационного среза осоговских полиметаллических месторождений.— *Geol. balkanica*, 1975, v. 5, № 4, p. 45—58.
3. Вапцаров И., Мишев К. Основни закономерности в развитието на морфоструктурите на България.— БАН. Проблеми на географията. София, 1977, кн. 1, с. 12—25.
4. Неотектонски движения. Географски атлас на НРБ. София: ГУГК, 1973.
5. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
6. Бончев Е. Проблеми на българската геотектоника. София: Техника, 1971. 204 с.
7. Бончев Е. Криптолинеamenti, мегаблокове и линеamenti възли в източната част на Балканския полуостров.— *Геотектоника, тектонофизика и геодинамика*. София, 1976, кн. 5, с. 3—26.

8. *Бончев Е.* Подвижна област Балканид и разрывающие ее транзитные криптолинементы.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 93—106.
9. *Борисов Х.* Морфоструктурно развитие на Моминоклисурския праг.— Изв. на Българското геол. дружество, 1978, кн. XVI, с. 13—21.
10. *Боянов И., Кожухаров Д.* Строение и блоковое расчленение Родопского массива.— Изв. Геол. ин-та. Сер. геотект., стратигр. и литол. София, 1968, кн. XVII, с. 199—226.
11. *Гергелчев В. Н., Петков И. Н., Панов Г. Б.* Эгейско-Дунайский рифт — новая глобальная структура Балканского полуострова.— Докл. БАН. София, 1975, т. 28, № 6, с. 115—117.
12. *Гочев П. М.* Мястото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров.— Списание на Българското геол. дружество, 1979, год. XL, кн. 1, с. 27—46.
13. *Гочев П., Матова М.* Съвременната разломна мозайка в България и сейсмичната активност.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. София, 1977, кн. 6, с. 32—47.
14. *Иванов Ж., Московски С., Колчева К.* Основные черты строения центральных частей Родопского массива.— Geol. balcanica, 1979, v. 5, № 1, p. 3—50.
15. *Добрев Т. Б., Щукин Ю. К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М.: Наука, 1974. 170 с.
16. *Спирidonov X. B.* Морфотектоника и северните склонове на Източна Рила и част от Западните Родопи. (Канд. дис., рукопись). София, Геол. ин-т БАН, 1975. 200 с.
17. *Ярнов Л.* Тектоника на България. София: Техника, 1960. 282 с.
18. *Пейев А. В.* Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области.— VIII Конгр. Карпато-Балк. геол. асоциации. Доклады. Т. I. 1967, с. 173—178.
19. *Йосифов Д.* Берковская зона глубинных разломов.— Geol. balcanica, 1976, v. 6, № 3, p. 69—80.
20. *Йосифов Д. С.* Първоразрядни дълбочинни разломи и земекорни блокове в нагънатите зони и активизирани области на България по геофизични данни.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. София, 1977, кн. 6, с. 48—65.
21. *Йосифов Д.* О региональных линейментных узлах в Альпийском подвижном поясе на территории Болгарии и их металлогеническом значении.— Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. София, 1979, кн. 8—9, с. 124—136.
22. *Ермолаев Б., Арнаудова Р., Димитрова Е.* Строение и развитие кристаллического покоя Рилы.— Geol. balcanica, 1977, v. 7, № 3, p. 87—103.
23. *Сратиграфия на България.* София: Наука и изкуство, 1968. 258 с.
24. *Бахнева Д., Стефанов Н.* Фация и вулcano-структурная обусловленность кислого вулканизма Центральных Родоп.— Geol. balcanica, 1975, v. 5, № 4, p. 29—44.
25. *Богданов Б., Бахнева Д., Стефанов Н., Попов П.* Особенности третичного магматизма и связанных с ним рудных формаций Родопского массива на территории Болгарии.— Годишник на висшия минно-геоложки институт. София, 1972, т. XVIII, с. 11—25.
26. *Борисов Х., Кацков Н., Христанова М.* Литология на терциерните седименти в южната част на Западните Родопи.— Списание на Българското геол. дружество. София, 1973, год XXXIV, кн. 1, с. 161—172.
27. *Брънски К.* Нови данни за възрастта на въгленосните седименти от Западно-маришкия басейн.— Списание на Българското геол. дружество. София, 1978, год. XXXIX, кн. 2, с. 153—158.
28. *Иванов Р.* Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. Част I. Геология.— Труд. върху Геол. на България. Серия геохимия, мин. и петр. София, 1960, кн. 1, с. 21—34.
29. *Кочмджиева Е., Драгоманов Л.* Литостратиграфия на олигоценските и неогенските седименти от Пловдивско и Пазарджишко.— Изв. Геол. ин-та. Сер. палеонт., стратигр. и литол. София, 1979, кн. 11, с. 15—22.
30. *Ненов Т., Славов Ив., Стойков Ст.* Плиоценът и кватернерът в Гоцеделчевската котловина и основни етапи в неотектонското и развитие.— Списание на Българското геол. дружество. София, 1972, год XXXIII, кн. 2, с. 195—204.
31. *Паламарев Е.* Палеоботанически проучвания на Чукуровския каменновъглен басейн.— Изв. Ботан. ин-та БАН. София, 1964, т. 13, с. 17—22.
32. *Йосифов Д. С., Пчеларов В. Г.* Схема мощности земной коры Балканского полуострова и некоторые особенности ее строения — Geol. balcanica, 1977, v. 7, № 2, p. 7—22.

Геологический институт
АН СССР,
Центральная лаборатория
по космическим исследованиям
Болгарской АН

Поступила в редакцию
26.II.1981

УДК 551.26(6)

**СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ Е. Д., ПОКРЫШКИН В. И.,
КОЗЛОВ В. В.****ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗОЗОЯ
И КАЙНОЗОЯ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И АРАВИИ**

Рассмотрение тектонических режимов развития основных структурных элементов Северной Африки и Аравии в мезозое и кайнозое и изучение вещественного состава парагенезов горных пород позволили выяснить тектонические условия формирования осадочных формаций, в том числе и фосфоритоносных.

Территория Северной Африки и Аравии является благоприятным регионом для формационного анализа широко распространенных здесь мезозойских и кайнозойских осадочных отложений. Одна из важнейших литологических особенностей этих отложений — развитие уникальных по запасам месторождений зернистых фосфоритов верхнего сенона и палеогена [12, 23, 27]. Имеющиеся материалы позволяют провести анализ тектонического развития и эволюции литогенеза в течение мезозоя — кайнозоя, выяснить тектонические условия формирования осадочных формаций, в том числе и фосфоритоносных.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И АРАВИИ

Рассматриваемая территория охватывает разнородные и сложно построенные структурные элементы в краевой части Африкано-Аравийской платформы, Атласской эпиплатформенной складчатой области и южной зоны Средиземноморского геосинклинального пояса, где широко распространены мезозойско-кайнозойские отложения. Многие исследователи признают специфичность в динамике тектонического развития и строения этих окраинных структур платформенных областей и сопредельных зон геосинклинального пояса [1, 2, 4, 5, 8, 9, 13—22, 24—26, 28—33].

В зоне сочленения Африкано-Аравийской платформы со Средиземноморским геосинклинальным поясом (рис. 1) выделяется полоса структур, обособляемая Ю. Я. Кузнецовым, Е. Д. Сулиди-Кондратьевым и В. В. Козловым [8] в качестве Периафриканской маргинали. Этот крупный тектонический сегмент представляет собой окраинные части платформ и складчатого пояса, тесно взаимосвязанные в пространстве и развитии. Южная граница маргинали с Сахарской и Аравийской плитами Африкано-Аравийской платформы отчетливо прослеживается повсеместно в виде орографической и тектонической линии, примером которой может служить Южно-Атласский разлом.

Наряду со структурами Атласской области к маргинали относятся Мавританский, Ливийско-Синайский, Восточно-Средиземноморский и Евфратский периокеанические и перикратонные прогибы, краевые поднятия Антиатласа, Неменши-Гафсы, Эль-Ахдар и Алепско-Мардинский табулярный мегаблок, Берберский, Северо-Синайский и Пальмирский краевые авлакогены, многогеосинклинали Эр-Рифа, Тель-Атласа и Внешнего Загроса и другие структурные элементы.

Краевые поднятия расположены вдоль южной границы маргинали с почти горизонтально залегающим осадочным чехлом Африкано-Аравийской платформы. К ним относятся названные выше поднятия Эль-Ахдар, а также краевые поднятия атласид: Антиатлас и Неменша-Гафса. Несмотря на разное строение этих структур, они занимают близкое

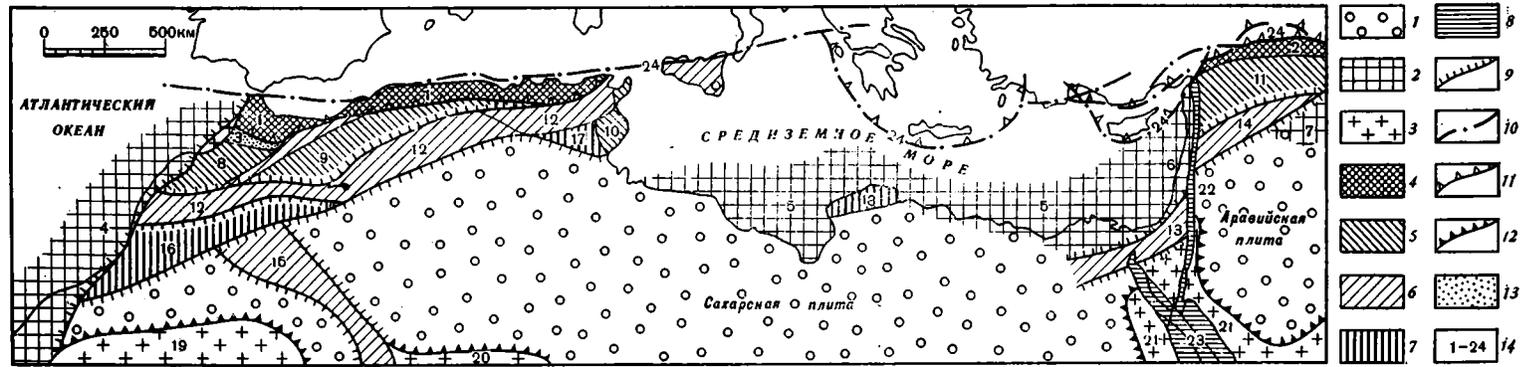


Рис. 1. Тектоническая схема основных элементов краевой мобильной части (маргинали) Африкано-Аравийского кратона
 1 — Сахарская, Синайская и Аравийская плиты Африкано-Аравийской платформы; 2 — перикратонные и периокеанические прогибы; 3 — щиты; 4 — миогеосинклинали; 5 — табулярные мегаблоки; 6 — краевые авлакогены; 7 — краевые поднятия; 8 — рифты; 9 — разломы глубинного заложения с установленным направлением смещения; 10 — офиолитовый шов; 11 — шарьяжи и покровы; 12 — контуры щитов; 13 — краевые прогибы; 14 — основные тектонические элементы
 Основные элементы. Миогеосинклинали: 1 — Эр-Рифа — Тель-Атласа, 2 — Южного Тавра; 3 — Рарбский краевой прогиб; 4 — Мавританский

перикокеанический прогиб. Перикратонные прогибы: 5 — Ливийско-Синайский, 6 — Восточно-Средиземноморский, 7 — Евфратский. Табулярные мегаблоки: 8 — Марокканской Месеты, 9 — Высоких Плато, 10 — Тунисского Сахеля, 11 — Алеппско-Мардинский. Краевые авлакогены: 12 — Берберский, 13 — Северо-Синайский, 14 — Пальмирский. 15 — интракратонный авлакоген Угарта. Краевые поднятия: 16 — Антиатласа, 17 — Неменши-Гафсы, 18 — Эль-Ахдар. Щиты: 19 — Регибатский, 20 — Ахаггара, 21 — Аравийско-Нубийский. Рифтовые системы: 22 — Западно-Аравийская, 23 — Красноморская. 24 — Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов

тектоническое положение, отделяясь от остальной части маргинали в большинстве случаев краевыми авлакогенами. Все краевые поднятия имеют сводово-блоковое строение. Однако благодаря различной амплитуде воздымания они имеют существенные структурные различия. В Антиатласе, где на поверхность выведены докембрийские образования, особенно резко проявлена разрывная тектоника со смещениями по разломам порядка первых километров. В краевых поднятиях Неменши-Гафсы и Эль-Ахдар, где на поверхности обнажаются породы мела и палеогена, крупные расколы в фундаменте получили отражение в осадочном чехле преимущественно в виде флексур и малоамплитудных разрывов.

Краевые авлакогены протягиваются вдоль южной границы маргинали. К ним принадлежат авлакогены Пальмирский, Северо-Синайский, а также Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы. Последние по структурному положению и общности формирования могут рассматриваться в качестве единого Берберского авлакогена.

В современной структуре они представляют собой узкие горные сооружения, протягивающиеся на сотни и первые тысячи километров при ширине 100—150 км. Они выражены системами линейных складок, образовавшихся в процессе складчато-глыбовых движений на месте глубоко погруженных желобообразных прогибов в теле платформы и заполненных типичными платформенными отложениями. Последние иногда превосходят по мощности (8—10 км) отложения миогеосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса.

Авлакогены имеют резкие ограничения в виде систем разломов глубокого заложения. Наиболее контрастно проявляется южная система разломов, по которым проходит граница со стабильной частью платформы. Вдоль южных систем разломов обычно развиты зоны узких и крутых линейных и кулисообразно расположенных складок приразломного характера. В центральных частях авлакогенов преобладают более крупные линейные складки коробчатой формы, разделенные широкими синклиналями.

Табулярные мегаблоки (блоковые поднятия) — Марокканская Месета, Высокие плато и Тунисский Сахель атласид и Алеппско-Мардинский Восточного Средиземноморья представляют собой крупные и относительно устойчивые глыбы. Им соответствуют участки относительных поднятий с сокращенной мощностью платформенного чехла. Они отделены от стабильной части Африкано-Аравийской платформы краевыми авлакогенами. В отличие от последних мегаблокам свойственны более простые структурные формы. Отдельные и значительные по площади участки развитых здесь мезозойских и кайнозойских отложений отличаются почти горизонтальным залеганием, брахиморфными синклинальными и антиклинальными складками.

Перикратонные и периокеанические прогибы развиты на западном (Мавританский — периокеанический) и восточном (Восточно-Средиземноморский, Ливийско-Синайский и Евфратский — перикратонные) разрезах маргинали.

В строении перикратонных и периокеанических прогибов много общего, однако первые из них расположены вдоль границ платформ и геосинклиналей, а вторые — вдоль разделов кор континентального и океанического типов. Эти прогибы испытывали существенные погружения в мезозое и частично в палеогене. Позднее часть Восточно-Средиземноморского прогиба была втянута в формирование сводовых поднятий в связи с развитием Западно-Африканской рифтовой системы.

Краевые прогибы сформировались на отдельных участках маргинали. Это Рарбский прогиб Атласской области и Месопотамский — Ближнего Востока. Они причленяются непосредственно к миогеосинклинальным зонам. Оба прогиба выполнены морскими и континентальными толщами неоген-четвертичного возраста мощностью в несколько километров. Их тектонической особенностью является непосредственное раскрытие в сторону впадин с корой океанического типа — соответственно Атлантического океана и Персидского залива.

Миогеосинклинальные зоны образуют прерывистую узкую полосу, включающую структуры Эр-Рифа, Тель-Атласа, Сицилии, Южного Тавра, Внешнего Загроса. Они примыкают с севера и северо-востока к разнородным тектоническим элементам маргинали вдоль зоны глубинного разлома сложного строения. Торцовый характер сочленения особенно проявлен на северо-западе Африки, в Атласской области, где миогеосинклинали Эр-Рифа и Тель-Атласа как бы срезают примыкающие к ним структуры табулярных мегаблоков Марокканской Месеты и Высокого плато, а также Берберского и Среднеатласского авлакогенов.

Рассматриваемые структуры представляют собой крупные линейные прогибы, образовавшиеся на континентальном основании и выполненные существенно карбонатными флишиоидными толщами мезозоя — кайнозоя. Особое структурное положение в миогеосинклинальных зонах занимают *выступы кристаллического фундамента*, сложенные метаморфическими породами позднего докембрия и раннего палеозоя. Сложная внутренняя структура выступов сформирована байкальскими и в меньшей степени каледонскими движениями.

Расположенные к югу от маргинали *Сахарская и Аравийская плиты* характеризуются глубоко погруженным докембрийским фундаментом и слабодислоцированным чехлом фанерозоя [10, 14]. Кристаллический фундамент в виде крупных массивов докембрия — Регибатского, Ахаггарского и Аравийско-Нубийского с рифтовой системой Красного моря образует широтную зону поднятий, названную В. Е. Хаиным [21] «Центрально-Сахарской осью». К северу от Центрально-Сахарской зоны поднятий, главным образом в пределах Сахарской плиты, простирается широкая Сахаро-Ливийская зона опусканий, примыкающая к Периафриканской маргинали. Она начинается на западе синеклизой Тиндуф и заканчивается на востоке Нильской синеклизой. Пространство между этими структурами занимает ряд крупных синеклиз и других платформенных погружений, выполненных породами фанерозойского чехла (см. рис. 1). Между синеклизами Тиндуф и Западно-Сахарской прослеживается интракратонный авлакоген Угарта северо-западного простирания, примыкающий к краевому поднятию Антиатлас.

Западно-Сахарская, Восточно-Сахарская и Восточно-Ливийская синеклизы представляют собой сложно построенные структуры, состоящие из нескольких крупных впадин и поднятий, сложенных в основном палеозойскими отложениями [21]. Мезозойско-кайнозойское выполнение синеклиз обладает простым строением и часто с пологими моноклиналями, наклоненными к северному краю платформы.

Аравийская плита в ее южной, тектонически стабильной части также характеризуется неоднородным строением. Вдоль обрамления Аравийско-Нубийского щита более чем на 1000 км протягивается моноклинали [14]. В ее пределах последовательно обнажаются толщи от палеозоя до палеогена с углами падения от 2 до 15°. К юго-востоку от щита обособляется обширная синеклиза Руб-эль-Хали. Севернее расположены Центрально-Синайское, Иорданское и Рутбинское поднятия (антеклизы), разделенные Друзским прогибом. Данные структуры примыкают севернее к южным зонам краевых авлакогенов — Пальмирскому и Северо-Синайскому и другим тектоническим элементам подвижной части Аравийской плиты.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Анализ формаций мезозоя и кайнозоя позволяет выявить основные особенности распространения, состава и строения этих отложений. Основой для такого анализа служат формационные ряды мезозойских и кайнозойских отложений, выделенные при изучении их литологии, стратиграфии и тектонического положения в наиболее типичных структурах (таблица).

Тектоническое распространение и палеофациальные условия формирования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии

Тектоно-седиментационный шельф	Сахарская плита	Аравийская плита	Краевые поднятия (Неменши-Гафсы, Эль-Ахдар)	Табулярные мега-блоки (Марокканская Месета, Высокие плато)	Краевые авлакогены		Прогибы		Миогеосинклинали	
					Берберский	Пальмирский, Северо-Синайский	Мавританский (перикоеантический)	Восточно-Средиземноморский (перикратонный)	Эр-Риф	Телль-Атлас
Олигоцен-четвертичный	Молассовая (Pg ₃ -N) 100—300 м Гипсоносная (зона рифта Красного моря)		Карбонатная рифовая (Pg ₂ ² -Pg ₂) 100 м	Молассовая внутренних впадин (Pg ₃ -N) 100—300 м	Мергельно-известняковая (K ₂ Sn-Pg ₂) обширных брахиморфных депрессий и континентального склона 900—3000 м	Молласовая (Pg ₂ -N) 100—500 м			Глауконитовая глинисто-карбонатная (Pg ₂ ² -Pg ₂)	
	Фосфоритоносная формация Глинисто-карбонатная внутриплатформенных впадин (Нильская синеклиза) (K ₂ sp-Pg ₂)		Железородная глинисто-карбонатная (Pg ₂) 100 м	Фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная широких брахиморфных впадин мелководно-морской фации (K ₂ sp-Pg ₂ ²) 45—300 м		Карбонатная рифовая (Pg ₂ ²) 200—300 м	Фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная (Pg ₁ -Pg ₂ ²) заливообразных впадин мелководно-морской фации 200—1500 м	Фосфоритоносная мелоподобных известняков и мергелей до глауконитовой карбонатной (K ₂ sp-Pg ₂) 150—900 м	Флишевые: терригенные грубо-обломочные внутренних троговых впадин и терригенно-карбонатных внешних впадин (K ₁ -N ₁) 2200—2600 м	
Мел-эоценовый	Глинисто-карбонатная (K ₂ sp-Sn)		Гипсоносная терригенно-карбонатная локальных депрессий, ограниченных мелкими поднятиями (K ₁ -Pg ₁) 640—2600 м		Гипсоносная глинисто-карбонатная (K ₁ -K ₂ Sn) узких протяженных прогибов мелководно-морской фации 1200—2000 м	Фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная (K ₂ sp-Pg ₂ ²) узких син-клинальных прогибов 200—1500 м	Глинисто-карбонатная (K ₁ -K ₂ Sn) платформенного склона 1000 м	Известняково-доломитовая (K ₁ -K ₂ t) внешнего шельфа 2700 м		
	Открытый мелководный шельф 200—500 м			(K ₂ sp-sp) 150—800 м	370 м					

Глинисто-песчанковая с железистыми песчаниками, каолином (K ₁ -K ₂) склонов древних массивов континентальной фаши 300—500 м	Красноцветная карбонатно-терригенная прибрежного шельфа (K ₁) 600—1000 м	Красноцветная терригенных равнин 2300 м	Красноцветная карбонатно-терригенная (K ₁) прибрежного шельфа с железорудная 40—525 м	Известняково-доломитовая (I) рифовых поднятий 800—1500 м
Соленосная глинисто-карбонатная, крупные депрессионные погружения лагунно-морской фаши 700—2600 м (T ₃₋₁)	Глинисто-карбонатная (I) пологих склонов поднятий мелководного шельфа	Красноцветная карбонатно-терригенная (I) пологих склонов прогибов с лощинами впадинами 265 м	Известняково-доломитовая (I) внешнего шельфа с долинами впадинами 2410 м	Известняково-доломитовая (I) рифовых поднятий 800—1500 м
Красноцветная карбонатно-терригенная (T ₁₋₂), склоны поднятий и прибрежно-морских фаши 200—300 м	Соленосная глинисто-карбонатная лагунно-морской фаши (T) 6550 м	Соленосная терригенно-карбонатная (T) прибрежных склонов и депрессий внутреннего шельфа 1400 м	Глинисто-карбонатная внешнего шельфа (T) 500 м	Красноцветная терригенная (T) прибрежных склонов и прогибов 600 м
Красноцветная карбонатно-терригенная (T ₁₋₂), склоны поднятий и прибрежно-морских фаши 200—300 м	Красноцветная карбонатно-терригенная склонов поднятий и прогибов прибрежно-морской и континентальных фаши (T) 150—2000 м	Красноцветная карбонатно-терригенная склонов поднятий и прогибов прибрежно-морской и континентальных фаши (T) 150—2000 м	Глинисто-карбонатная внешнего шельфа (T) 500 м	Соленосная глинисто-карбонатная (T) обонатная (T) узких прогибов прибрежно-морской фаши 500—2000 м

Триас-юрский

При сопоставлении формационных рядов видно заметное сходство в наборе и порядке вертикальной сменяемости формаций, особенно характерное для триасового, юрского и мелового времени. Не менее отчетливо просматривается сходная с вертикальной последовательностью латеральная изменчивость формационных рядов. Выделенные наборы формаций характеризуются различными мощностями, указывающими на различия в тектоническом режиме отдельных структур территории Северной Африки и Аравии в мезозое и кайнозое.

Характерное положение в основании разреза мезозойско - кайнозойского комплекса занимает красноцветная карбонатно-терригенная формация триаса.

Триасовые отложения распространены практически во всех крупных структурах Северной Африки и Аравии [14, 27]. На большей части территории они перекрывают пермские карбонатно-терригенные образования, а в ряде районов трансгрессивно залегают на более древних толщах, вплоть до кристаллических пород фундамента.

В Атласской области в основании красноцветной формации триаса развиты базальные конгломераты, выше — красноцветные песчаники существенно аркозового состава. Мощность песчаников на юго-западе Марокко достигает 2000 м. Менее распространены глины, преимущественно пестроцветные и гидрослюдистые. Еще меньшее формациеобразующее положение занимают слои известняков, доломитов, гипсов и тела базальтов.

Красноцветная карбонатно-терригенная формация Сахарской плиты наиболее полно представлена вдоль ее северо-западной окраины, прилегающей к Атласской области.

На Аравийской плите красноцветная формация триаса получила особенно широкое распространение в ее южной, стабильной части — на территории Саудовской Аравии, Иордании и Ирака (поднятие Рутба). В Саудовской Аравии формация охватывает целиком триасовую систему, достигает мощности 800 м. Основными членами парагенеза служат пестроцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники, включающие горизонты известняков. На Иорданском и Рутбинском поднятиях мощность формации уменьшается до 280 м, а в ее составе преобладают красноцветные железистые песчаники с прослоями пиритсодержащих углистых мергелей.

Существенно терригенный парагенез пород развит в центральной части Пальмирского авлакогена. Песчаники и аргиллиты слагают красноцветную формацию триаса мощностью от 470 до 520 м. В Восточно-Средиземноморском перикратонном прогибе красноцветная формация латерально сменяется глинисто-карбонатной, а в Южной Турции — гипсоносной терригенно-доломитово-известняковой формацией мощностью до 1000 м.

Глинисто-карбонатная формация характеризуется доминирующим развитием морских карбонатных пород — известняков с прослоями доломитов, мергелей и глинистых сланцев, формировавшихся в ряде окраинных структур Периафриканской маргинали. Гипсоносная терригенно-карбонатная формация триаса представлена парагенезом доломитов и известняков с горизонтами аргиллитов, алевролитов и ангидритов. Последние слагают иногда пачки мощностью до 100 м.

В отличие от Аравийской плиты красноцветная карбонатно-терригенная формация Атласской области и Сахарской плиты в вертикальном и часто латеральном направлениях обычно сменяется соленосной терригенно-карбонатной. В пределах Сахарской плиты эта формация рассматривается как «главная соленосная толща платформенного чехла» [28, 29]. Она охватывает всю триасовую систему (Тель-Атлас, Центральный Тунис) или стратиграфический интервал от среднего до верхнего триаса (Марокканская Месета, Берберский краевой авлакоген), а в Южном Тунисе и северо-западной Ливии — верхний триас — нижнюю юру. Мощность формации меняется от первых сотен до первых тысяч метров. Наряду со «скользящей» нижней и верхней границами эвапоритовой формации она характеризуется весьма пестрым парагенезисом пород, а в областях ее распространения развиты диапиры. В ее составе выявлены каменная и местами калийная соли, доломиты, гипсы, ангидриты, известняки и глины. Часто наблюдаются пачки, сложенные либо глинами и ангидритами (до 200 м), либо ангидритами и карбонатными породами (150—175 м), находящимися в сложных сочетаниях в латеральном и вертикальном направлениях.

Выше соленосной формации триаса прослеживается группа юрских осадочных формаций, преимущественно карбонатного типа. По латерали эти формации: известняково-доломитовая, мергельно-известняковая и глинисто-карбонатная — сменяются в отдельных структурах красноцветной карбонатно-терригенной (поднятие Неменши-Гафсы) и, чаще, гипсоносной на Сахарской и Аравийской плитах.

Преобладающее распространение среди карбонатных формаций имеет известняково-доломитовая, особенно мощно развитая в Восточно-Средиземноморском перикратонном прогибе и в миогеосинклинальных зонах Эр-Рифа и Тель-Атласа. Нижняя и верхняя границы формаций иногда проводятся с трудом из-за отсутствия базальных горизонтов конгломератов, постепенной смены литологически сходных карбонатных пород преимущественно морского или лагунно-морского генезиса. Например, в зоне Эр-Рифа нижняя граница известняково-доломитовой формации опускается до низов среднего триаса. Здесь эта формация характеризуется парагенезом карбонатных пород мощностью от 2200 до

2600 м. Значительна мощность известняковой формации в Восточно-Средиземноморском перикратонном прогибе — 2300—2400 м.

Наряду с главными членами формации — известняками и доломитами подчиненное распространение в парагенезе пород имеют мергели, глины, а в зоне Эр-Рифа появляются пачки терригенного флиша. Характерны разнообразные литологические известняково-глинистые, кремнистые и рифообразные пачки.

Известняково-доломитовая формация в латеральном направлении чаще всего переходит в мергельно-известняковую или глинисто-карбонатную формацию. Последние две формации занимают обширные площади, особенно в структурах Берберского краевого авлакогена (Высокий Атлас, Крумирия-Нефза и др.) и на поднятии Неменши-Гафсы. Мощность мергельно-известняковой формации, представленной парагенезом глинистых известняков и мергелей, не превышает 700 м на поднятии Неменши-Гафсы, а в зоне Крумирия-Нефза увеличивается до 3000 м.

В южном направлении, в сторону внутренних структур Сахарской и Аравийской плит, глинисто-карбонатная и мергельно-известняковая формации сменяются преимущественно гипсоносной терригенно-карбонатной формацией мощностью около 1000 м.

Мел-эоценовый цикл седиментогенеза начинается почти повсеместно широко развитой группой формаций терригенного типа: красноцветной карбонатно-терригенной и глинисто-песчаниковой, сопровождаемой субформациями каолиноносной и железистых песчаников. Однако в отдельных структурах формируются свойственные юрскому времени известняково-доломитовая, гипсовая терригенно-известняково-доломитовая и глинисто-карбонатная формации.

Другой особенностью мел-эоценового цикла вертикальных формационных рядов является широкое развитие фосфоритоносных формаций в Атласской области и на Африкано-Аравийской платформе. Исключительно распространение получает флишевая формация терригенного и терригенно-карбонатного типов в миогеосинклинальных зонах Эр-Рифа и Телль-Атласа. В верхнем цикле появляются глауконитовая глинисто-известняково-мергельная формация, подформации глауконитовая карбонатная с желваковыми фосфоритами, мелоподобных известняков и мергелей, мергельно-глинистая с пизолитовыми железными рудами. Особенности состава и строения мел-палеогеновой части вертикальных формационных рядов позволяют выделить самостоятельный цикл структурного развития Северной Африки и Аравии в течение мела и палеогена.

Терригенная группа формаций чаще всего охватывает нижний мел. Их нижняя граница обычно совпадает с валанжинским ярусом, верхняя — с аптским. В отдельных структурах (Нильская синеклиза) верхняя граница глинисто-песчаниковой формации повышается до нижнесенонского надъяруса, а формация залегает на кристаллических породах Аравийско-Нубийского щита. Главными членами парагенеза пород служат преимущественно кварцевые песчаники, а в кровле формации — пестроцветные глины. В основании формации выделяются внутриформационные парагенезы с каолинами (каолиноносная подформация) и железистыми песчаниками вдоль южного крыла Нильской синеклизы [34].

Подформация железистых песчаников прослеживается в ряде структур Аравийской плиты, где на севере Сирии к ней приурочено месторождение железа Раджу. Мощность терригенной глинисто-песчаниковой формации меняется от 300 до 500 м.

В миогеосинклинальных зонах отложения мела представлены флишевой формацией терригенного и терригенно-карбонатного типов. Как известно, флишевые покровы слагают верхи структурных сооружений этих зон, где выделяются мавританский, массивийский и нумидийский флишевые комплексы [20]. Мавританский флиш формировался от доггера до аквитана в Марокко, а массивийский флиш — от неокома до олигоцена в Алжире. Нумидийский флиш отлагался преимущественно в олигоцен-аквитанское время в Телльской миогеосинклинальной зоне.

Для мавританского и массивильского флишей характерна перемежаемость песчаных и глинистых пород с горизонтами пелитоморфных известняков, конгломератов и кремнистых пород. Мавританский флиш характеризуется большим количеством грубообломочных терригенных разностей и большей мощностью. Палеогеновые отложения мавританского флиша часто представлены слюдистыми песчаниками. Массивильский флиш отличается более тонкообломочным составом и развитием мергелей, сменяемых по латерали глинисто-карбонатной или глауконитовой глинисто-известняково-мергельной формацией. Нумидийский флиш обладает выдержанным литологическим составом и строением: нижние части разреза обычно сложены глинами, а верхние — крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. В непосредственной близости от цоколя палеозойских пород миогеосинклинальных зон олигоцен-аквитанские отложения представлены сероцветной молассой. Сходные молассовые образования развиты вдоль западной части Красноморского рифта на территории Египта и в ряде впадин Аравийской плиты. В краевых прогибах развита мощная (до 1500 м и более) эвапоритовая формация, в составе которой в парагенезе с мергелями, известняками и глинами находятся гипсы и поваренная соль.

В Атласской области, на Сахарской и Аравийской плитах терригенные формации — красноцветные или глинисто-песчаниковые — сменяются выше глинисто-карбонатной или гипсоносной терригенно-карбонатной формацией. В перикратонных прогибах доминирующее распространение имеет карбонатная формация известняково-доломитового типа, литологически сходная с карбонатной формацией триаса и юры. Основными членами парагенеза перечисленных формаций являются известняки, доломиты, мергели, глины. Гипсы слагают маломощные линзовидные горизонты. Отмечаются слои песчаников, гравелитов, алевролитов и конгломератов. Нижняя граница карбонатных и гипсоносных формаций мела часто проходит в основании альбского или сеноманского яруса. Верхняя граница совпадает с кровлей туронского яруса или повышается до нижнего сенона. Мощность формаций меняется от 100 до 2600 м и более. Максимальные мощности свойственны известняково-доломитовой и гипсоносной формациям, выполняющим перикратонные прогибы и авлакогены.

Фосфоритоносные формации обычно слагают верхнесенонско-палеогеновые части вертикальных формационных рядов. Они обычно сменяют глинисто-карбонатную, известняково-доломитовую или гипсоносную терригенно-карбонатную формации. Лишь в северо-восточной части Сахарской плиты, вблизи Аравийско-Нубийского щита, фосфоритоносная глинисто-карбонатная формация непосредственно залегает на пестроцветных глинах «нубийской» формации.

Среди фосфоритоносных формаций наряду с глинисто-карбонатной выделяются кремнисто-глинисто-карбонатная и кремнисто-карбонатная, которые иногда включают относительно маломощные подформации — глауконитовую с желваковыми фосфоритами и мелоподобных известняков и мергелей. Они развиты в северной части Аравийской плиты, на территории Сирии и Южной Турции [12].

Фосфоритоносная кремнисто-глинисто-карбонатная формация заключает основные запасы месторождений зернистых фосфоритовых руд Северной Африки и Аравии. Главными районами распространения фосфоритоносной формации являются Мавританский периокеанический прогиб в Западной Сахаре, Марокканская Месета, Северо-Синайский и Пальмирский краевые авлакогены. В составе формации пласты фосфоритов мощностью 1—6 м и более парагенетически связаны с известняковыми, часто ракушечниковыми мергелями, доломитами, глинами и кремнистыми породами. Мощность формации в ее типичном парагенезе на территории фосфатного плато Марокко составляет 45 м. Увеличение мощности формации до 300 м отмечается в районах Гантур, Мескала и Сус Марокканского фосфоритоносного бассейна. Возраст определяется от маастрихтского яруса до лютетского.

В Северо-Синайском и Пальмирском краевых авлакогенах сохраняется тесный парагенез зернистых фосфоритов с карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами. В разных зонах этих структур фиксируется увеличение слоев карбонатных пород, резко доминирующих в разрезах с уменьшением роли глин, кремней и зернистых фосфоритов. Мощность формаций меняется от 200 до 1500 м. Ее нижняя граница совпадает с кровлей сантонского яруса, а верхняя — с кровлей среднего эоцена.

Фосфоритоносная кремнисто-карбонатная формация распространена главным образом в пределах крыльев поднятий Неменши-Гафсы Атласской области, Иорданского и Рутбинского Аравийской плиты. Известняки, кремнистые породы и зернистые фосфориты являются ведущими членами парагенеза формации, имеющей обычно небольшую мощность — от 50 до 220 м и, реже, более. Значительное скольжение испытывают границы формации. На площади Аравийской и Сахарской плит они соответственно совпадают с кампанским и лютетским ярусами. На поднятии Неменши-Гафсы в Алжиро-Тунниском фосфоритоносном бассейне нижняя граница формации, отличающейся обилием известняков-ракушечников, прослеживается в основании танетского, а верхняя — в кровле ипрского яруса.

Среди перекрывающих фосфоритоносные формации преобладают молассовая и гипсоносная глинисто-известняково-мергельная формации олигоцен-неогенового возраста. Характерна мергельно-глинистая подформация с пизолитовыми рудами железа и конкрециями марганца среднего и верхнего эоцена на поднятии Неменши-Гафсы, залегающая на фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации верхнего палеоцена — нижнего эоцена. Северной части Аравийской плиты свойственно появление глауконитовой карбонатной подформации, развитой часто в кровле фосфоритоносной глинисто-кремнисто-карбонатной формации верхнего сенона — эоцена. Отличительная особенность парагенеза подформации — наличие глауконитовых известняков и мергелей, содержащих рассеянные желваки фосфоритов, свидетельствующих о резком сокращении фосфатонакопления в конце позднего эоцена.

На отдельных участках Пальмирского авлакогена и Восточно-Средиземноморского перикратонного прогиба распространена карбонатная рифовая формация верхнего эоцена — олигоцена, сложенная водорослевыми и обломочными известняками, иногда с прослоями известковистых песчаников, отмечающая начало позднепалеогеновой регрессии.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЗОЗОЯ И КАИНОЗОЯ

Состав парагенезов пород большинства формаций свидетельствует о длительном положении территории Северной Африки и Аравии в переходной климатической зоне — от существенно аридной до гумидной. Существование гумидных платформенных областей определяется широким развитием группы формаций терригенного типа — красноцветной карбонатно-терригенной и нубийской вдоль северной полосы центральносахарских поднятий. Судя по выдержанному литологическому составу терригенных формаций, названные поднятия крупных докембрийских массивов характеризовались относительно спокойными положительными движениями с усиленной денудацией кристаллических пород фундамента.

В тесном сопряжении с Центрально-Сахарской зоной поднятий находилась система разнообразных окраинных структур Африкано-Аравийской платформы и смежных тектонических элементов Средиземноморского пояса, где наиболее полно и разнообразно формировались осадочные формации преимущественно в аридной климатической обстановке, а некоторые из них — глинисто-песчаниковая с железистыми песчаниками и латеритными корами выветривания [35] — в гумидных условиях раннего мела. На преобладание аридного климата указывают широко развитые здесь эвапоритовые формации триаса, юры, мела и оли-

гоцен-неогенового возраста, выполняющие крупные впадины. Помимо соленосных и гипсоносных отложений региональное распространение в мезозое и кайнозое получили карбонатные, глинисто-карбонатные и фосфоритоносные формации. Последние сопровождаются крупнейшими в мире месторождениями зернистых фосфоритов, образующих Аравийско-Африканскую фосфоритоносную провинцию вдоль окраин Западной и Северной Африки и на обширном пространстве Аравии [12]. Как известно, области формирования морских зернистых фосфоритов размещаются в сложных контрастных климатических зонах с преобладанием аридной обстановки [6, 7].

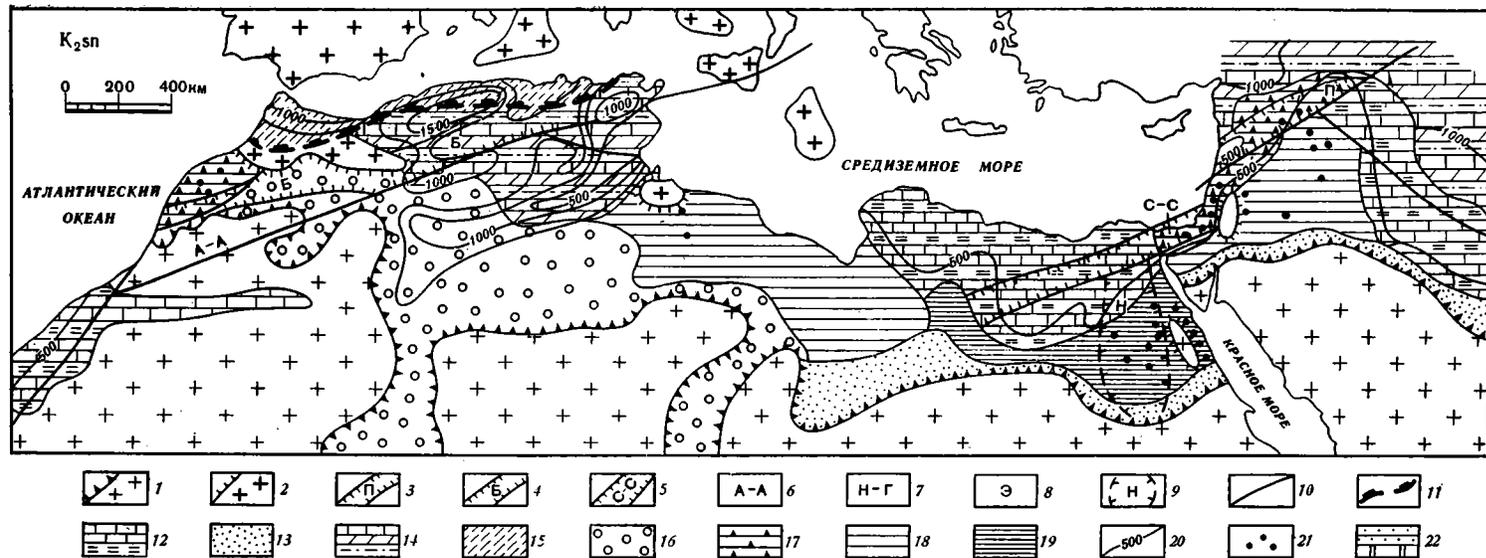
Распространение терригенных формаций в основании триас-юрского и мел-эоценового циклов седиментогенеза, сменяемых выше эвапоритовыми, карбонатными, а в некоторых случаях (Нильская синеклиза) и фосфоритоносными формациями, отражает смену регрессивных стадий трансгрессивными.

Сравнение формационных рядов Атласской области, северных частей Сахарской и Аравийской плит показывает сходство в стадийной направленности смены осадочных формаций по разрезу мезозойско-кайнозойского мегацикла седиментогенеза. В парагенезе пород наблюдаются образования, характерные для лагунно-морских (соли, гипсы), мелководно-морских (зернистые фосфориты, известняки-ракушечники, доломиты, песчанистые мергели) и относительно глубоководных (пелитоморфные, мелоподобные известняки и мергели) фаций. Распределение этих фаций контролируется сочетанием отрицательных (авлакогены, синеклизы, перикратонные и краевые прогибы) и положительных (блоковые и краевые поднятия, антеклизы) структур.

Резкое различие тектонических режимов развития миогеосинклинальных зон и сопряженной платформенной окраины охватывает промежуток времени от поздней юры до середины палеогена. В миогеосинклинальных зонах происходили крупные дифференцированные опускания, сопровождавшиеся накоплением терригенно-карбонатного флиша в их внешних частях, а во внутренних — терригенного. В пределах платформенной окраины дифференцированные тектонические движения привели к усиленному формированию еще большего разнообразия структурных элементов: авлакогенов, перикратонных и краевых прогибов, синеклиз и смежных с ними табулярных мегаблоков, краевых поднятий и антеклиз. Все эти структуры отличались в основном платформенным режимом осадконакопления, о чем свидетельствуют широко развитые в них сравнительно маломощные формации: глинисто-карбонатная, известняково-доломитовая, эвапоритовая, глинисто-песчаниковая, фосфоритоносные и др. (рис. 2, 3).

Наибольшее разнообразие парагенезов пород свойственно фосфоритоносным формациям и связанным с ними по вертикали подформациям: глауконитовой, карбонатной мелоподобных известняков и мергелей, каолиноносной, железистых песчаников и др. При этом обращает на себя внимание сходство парагенезов пород фосфоритоносных формаций верхнего сенона и палеоцен — эоцена наряду с увеличением площади Центральносахарских поднятий в палеогене. Среди фосфоритоносных формаций наиболее распространена кремнисто-карбонатная. Менее распространены глинисто-кремнисто-карбонатная и особенно глинисто-карбонатная, которая формировалась преимущественно в пределах внутриплатформенной Нильской синеклизы в позднем сеноне. Устойчивый глинисто-кремнисто-карбонатный парагенез с зернистыми фосфоритами накапливался непрерывно на протяжении маастрихта — среднего эоцена на территории синклинальных погружений блока Марокканской Месеты, открытых в сторону Атлантического океана [27].

Обширной областью развития глинисто-кремнисто-карбонатного парагенеза пород с зернистыми фосфоритами в позднем сеноне служили Пальмирский и Северо-Синайский краевые авлакогены. В палеоцене сходный парагенез сформировался в северной части Мавританского периокеанического прогиба.



ис. 2. Схема палеотектоники и размещения осадочных формаций позднесенонского этапа

1 — поднятия (массивы) фундамента Африкано-Аравийской платформы; 2 — поднятия фундамента эпигерцинской платформы. Краевые авлакогены: 3 — Пальмирский, 4 — Берберский, 5 — Северо-Синайский. Краевые поднятия: 6 — Антиатлас, 7 — Неменши-Гафсы, 8 — Эль-Ахдар. 9 — Нильская синеклиза; 10 — глубинные разломы; 11 — зона надвигов юга Эр-Рифа — Тель-Атласа; 12 — глинисто-карбонатная формация; 13 — глинисто-песчанниковая формация; 14 — глауконитовая глинисто-известняково-мергельная формация; 15 — флишевая формация; 16 — эвапоритовая формация; 17 — фосфоритоносная глинисто-кремнисто-карбонатная формация; 18 — фосфоритоносная кремнисто-карбонатная формация; 19 — фосфоритоносная глинисто-карбонатная формация; 20 — изопакиты (в метрах), 21 — районы распространения зернистых фосфоритов, 22 — красочветная карбонатно-терригенная формация

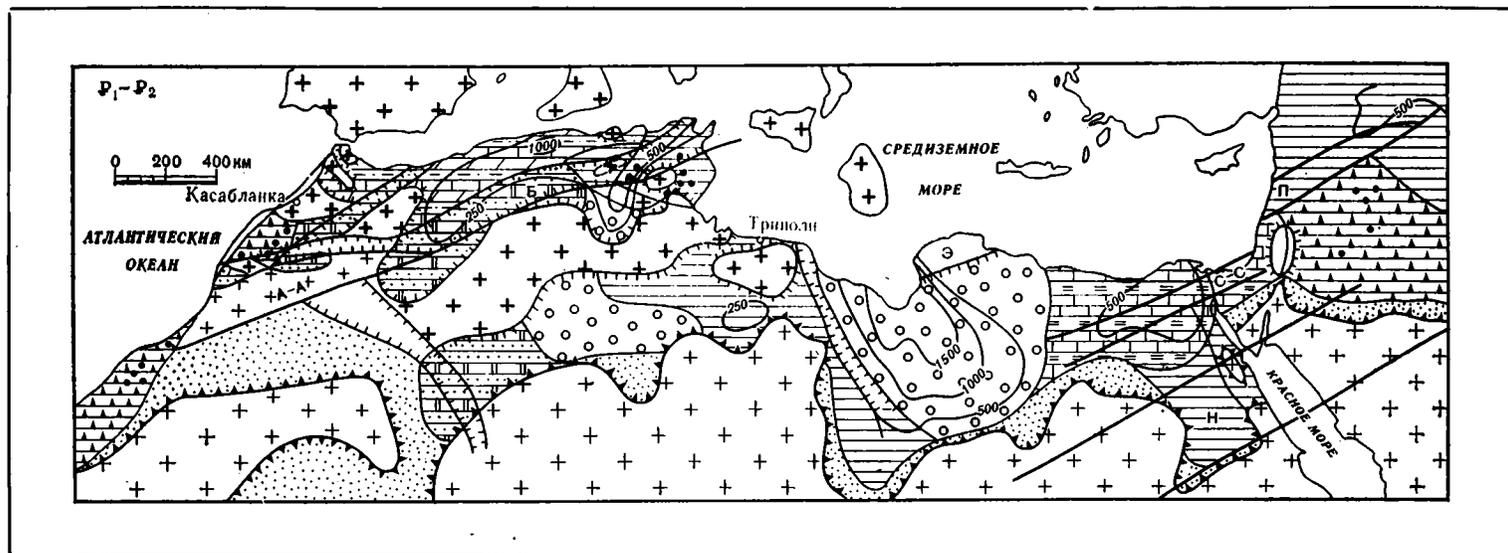


Рис 3. Схема палеотектоники и размещения осадочных формаций палеоцен-эоценового этапа (условные обозначения см. к рис. 2)

В целом отмечается локализация фосфоритоносных формаций в окраинных частях Африкано-Аравийской платформы и Атласской области. Подтверждается представление А. В. Казакова [3] о локализации платформенных фосфоритных месторождений в главнейших депрессионных зонах — синеклизах, прогибах и других структурах, открытых в океанический бассейн. На территории Северной Африки и Аравии широко развиты подобные отрицательные структуры (синеклизы, краевые авлакогены и перикратонные прогибы) с фосфоритоносными формациями и фосфоритовыми месторождениями, открытые в Атлантический океан и Средиземное море — реликт палеоокеана Тетис (см. рис. 2, 3). В развитие представлений А. В. Казакова о роли тектоники в формировании фосфоритных месторождений можно отметить следующее: на примере тектонического размещения фосфоритоносных формаций Северной Африки и Аравии видно, что благоприятными структурами для массовой концентрации фосфоритов служат также склоны краевых поднятий: табулярных мегаблоков, сводовых поднятий и других положительных тектонических элементов, сопряженных с главными депрессионными зонами. Сочетание крупных отрицательных и положительных структур Атласской области и окраин Африкано-Аравийской платформы контролировало размещение и тектонические условия формирования фосфоритоносных формаций с месторождениями зернистых фосфоритов [11, 12, 27].

Особенности палеотектонических и палеогеографических условий размещения и формирования вертикальных и латеральных формационных рядов сведены в таблицу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Севере Африканского континента и Аравии в течение всего мезозойско-кайнозойского мегацикла синхронно проявляются заложение и развитие главных тектонических структур и широкое накопление разнообразных осадочных формаций, в том числе фосфоритоносных. Весь комплекс формаций обособляется в вертикальные формационные ряды в пределах окраинных структур Африкано-Аравийской платформы, Атласской области и смежных миогеосинклиналей Эр-Рифа, Телль-Атласа и других зон. Различные тектонические режимы развития этих структурных элементов в мезозойско-кайнозойский этап отразились в эволюции формационных рядов, литогенетическом характере формировавшихся здесь осадочных формаций. Незначительная мощность и литологический состав большинства осадочных формаций свидетельствуют о преобладающем платформенном режиме седиментогенеза в мезозое и кайнозое на обширной территории Северной Африки и Аравии. Наглядным примером этому служат особенности размещения, состава, строения и мощностей фосфоритоносных формаций верхнего сенона и палеогена. Закономерная связь этапов тектонического развития и формирования осадочных формаций находит свое отражение и в климатической зональности мезозойско-кайнозойского седиментогенеза в северной части Аравийско-Африканского региона, на стыке с Атлантическим океаном и палеоокеаном Тетис.

Литература

1. Бюролле П. Ф., Рувье Х. Тунис.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 75—85.
2. Бюролле П. Ф., Манье Ф., Мандерштейдом Г. Ливия.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 333—340.
3. Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 8, с. 42—68.
4. Кэр А. Альпийские цепи Центрального Средиземноморья (северные районы Алжира и Туниса). Раздел «Альпийская область».— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 60—75.
5. Козлов В. В., Поникаров В. П., Сулиди-Кондрагев Е. Д., Дюбертре Л. Аравийская плита.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей, древние платформы, байкалды, каледониды. М.: Наука, 1978, с. 301—309.
6. Конюхов А. И. Особенности мезозойского и кайнозойского седиментогенеза в пе-

- реходных от континента к океану зонах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1, с. 81—90.
7. Красильникова Н. А. К вопросу о литологии фосфоритоносных формаций.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 13—19.
 8. Кузнецов Ю. Я., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 48—59.
 9. Логинова Г. А. Палеогеография северной части Африканской платформы в мезозое и палеогене.— Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1969, № 5, с. 68—75.
 10. Логинова Г. А., Попов Д. И. Сахарская плита.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973, с. 9—132.
 11. Михайлов И. А., Батулин Г. Н., Коченов А. В., Миртов Ю. В., Развалаяев А. В. Условия накопления фосфоритов в Нильской синеклизе и на шельфе Юго-Западной Африки.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 5, с. 3—13.
 12. Покрышкин В. И., Бойко В. С., Ильашенко В. Я. Закономерности размещения месторождений зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6, с. 109—119.
 13. Поникаров В. П., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Тектоника северной части Аравийской платформы.— Сов. геология, 1964, № 1, с. 39—48.
 14. Поникаров В. П., Уфлянд А. К., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Северо-Восточная Африка и Аравия.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973, с. 313—359.
 15. Сулиди-Кондратьев Е. Д. История развития основных тектонических элементов юго-западного Средиземноморья (Северо-Восточный Алжир).— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1972, № 4, с. 133, 134.
 16. Сулиди-Кондратьев Е. Д. Тектоническое положение краевых авлакогенов и перифриканской маргинальн Северной Африки и Аравии.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1974, № 6, с. 127, 128.
 17. Сулиди-Кондратьев Е. Д. Разрывы и складчатость в слоистых породах Пальмирского авлакогена (Северная Аравия).— В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. Вып. 2. М.: Наука, 1977, с. 57—69.
 18. Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Покрышкин В. И. Палеогеография мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии.— Геол. и разведка, 1978, № 11, с. 35—46.
 19. Сулиди-Кондратьев Е. Д., Логинова Г. А., Козлов В. В., Короновский Н. В. Палеотектонические реконструкции Африкано-Аравийского континента в мезозое.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 2, с. 53—65.
 20. Фор-Мюре А., Шубер Ю. Краткий обзор западных мезогеид.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 11—46.
 21. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971, с. 371—522.
 22. Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П. Основные черты структуры и тектонического развития Альпийской складчатой области Северной Африки в мезозое и кайнозое.— Геотектоника, 1976, № 3, с. 40—57.
 23. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— Тр. совещ. по осадочным породам. Вып. 2. М.: Наука, 1955, с. 7—99.
 24. Шубер Ю., Фор-Мюре А. Антиатлас.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
 25. Шубер Ю., Фор-Мюре А. Послекембрийская история геологического развития.— В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973, с. 271—300.
 26. *Biju-Duval B., Letouzey J., Montaderat L.* Variety of margins and deep basins in the Mediterranean.— Geol. and Geophys. Invest. Contin. Margins. Tulsa, okla, 1979, p. 293—317.
 27. *Boujo A.* Contribution a l'étude géologique du phosphate crétacé-éocène des Ganttour (Maroc Occidental).— Notes et mem. Serv. geol. Maroc, 1976, № 262, 227 p.
 28. *Busson G.* Le mésozoïque Saharien. 1-re partie: l'Extrême — Sud tunisien. Centre de Recherches sur les zones Arides, série: Géologie, № 8. Paris, 1967. 194 p.
 29. *Busson G.* Le salifere principal (Trias superier et Lias) du Sahara algero-tunisien.— C. r. Acad. sci., 1969, 268 D, № 2, p. 251—254.
 30. *Durand-Delga M.* Esquisse structure de l'Algerie en 1961. Stratig.— Intern., 1962, v. IV. 231 p.
 31. *Durand-Delga M.* Mise an point sur la structure du nord-ost de la Berberie. Publ. Serv. Carte geol. Algerie. (N-IIe serie) № 11, 1969, Bull. № 39, p. 331—354.
 32. *Durand-Delga M.* La courbure de Gibraltar, extremité occidentale des chînes alpines unité l'Europe et l'Afrique.— Ecolog. Geol. Helv., 1972, v. 65, № 2, p. 261—275.
 33. *Dourand-Delga M.* La Méditerranée occidentale: étapes de sa penèse et problèmes structuraux liés a celle-ci.— Mem. Hors-ser. Soc. Géol. France, 1980, № 10, p. 203.
 34. *Ramly M. F., Kott S., Osman F.* Geology of Wadi Kalabsha kaolin deposit.— Geol. Surv. Egypt, 1971, papr № 54, art. 1. 51 p.
 35. *Said R., Sabet A. H., Zalata A. A., Teniakov V. A., Pokryshkin V. I.* A Review of theories on the Geological distribution of bauxite and their application for bauxite prospecting in Egypt.— Ann. of the Geol. Surv. of Egypt., 1976, v. VI, p. 6—32.
 36. *Souliidi-Kondratiev E. D., Kozlov V. V.* Sur les problèmes de tectonique de la zone de l'Atlas Saharien. Alger — Batna, SONAREM, 1970, p. 4—7.
 37. *Souliidi-Kondratiev E. D., Kozlov V. V.* Sur les principales Unites Tectoniques de l'Algerie du Nord-Est. Problèmes Tectoniques de l'Algerie du Nord-Est. Alger-Skikda, SONAREM, 1971, p. 1, 2.

УДК 551.24(4—015)

ШЛЕЗИНГЕР А. Е.

О ГЛУБИНАХ
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО МЕССИНСКОГО
(ПОЗДНЕМИОЦЕНОВОГО) БАСЕЙНА
С ПОЗИЦИЙ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

На дне Средиземного моря и смежных частей суши отчетливо намечаются два типа мессинских прогибов. Первый составляют глубоководные впадины, выполненные мощными толщами эвапоритов с соляными куполами. Второй представляют периферийные мелководные прогибы консолидационного погружения. Мессинские структуры сходны по строению, развитию и механизму образования с кунгурским бассейном Прикаспийской впадины.

В настоящее время сейсморазведкой и глубоководным бурением в пределах Средиземного моря установлено широкое распространение мессинских эвапоритов. В отдельных бассейнах (Алжиро-Прованском, Левантийском) их мощность достигает 2—2,5 км. Они во многих районах хорошо изучены на суше по естественным обнажениям и буровым скважинам. Здесь отложения мессинского яруса представлены мелководными эвапоритовыми, карбонатными и терригенными породами, мощность которых не выходит за первые, реже многие сотни метров [16, 21, 22].

Отложения мессиния на дне Средиземного моря вскрыты (до 100 м) многими скважинами глубоководного бурения [18, 19] и представлены ангидритами, гипсами, каменной солью, реже мергелями. По сейсмическим материалам они хорошо выделяются на временных разрезах. К их поверхности приурочен опорный отражающий горизонт «М» или его эквиваленты («Н», «А», «Р» и т. д.). Эвапориты мессиния характеризуются высокими скоростями прохождения сейсмических волн от 3,5 до 5,0 км/с при средних значениях до 4,0—4,4 км/с и плотностях 2,3—2,4 г/см³ [3].

Литологический и биостратиграфический анализ, по данным глубоководного бурения, показал, что мессинские эвапориты представлены исключительно мелководными фациями. Однако палеогеографическая обстановка в момент их накопления в настоящее время трактуется с разных позиций. Одна группа исследователей [13, 14, 27] считает, что они отлагались в мелководном бассейне. Другие [5, 17, 19, 23—25] предполагают, что мессинские эвапориты образовались в глубоких (до 2,5—3,0 км) бессточных котловинах при очень низком уровне водного слоя. К сожалению, при обосновании их генезиса совершенно не использовался структурный анализ, существенно помогающий в решении данной проблемы. Именно с его позиций делается попытка подойти к выяснению палеогеографии мессинского века.

Эвапориты мессиния в пределах дна Средиземного моря имеют две крупные области повышенных мощностей — Левантийский бассейн на востоке и Алжиро-Прованский на западе (рис. 1). Именно здесь распространены многочисленные соляные купола различной морфологии. Их высота достигает 2,5—3,0 км. По сейсмическим разрезам намечается еще один район их повышенных значений (до 2,0—2,5 км) — Калабрийский вал Ионического бассейна [11, 15, 26]. Однако соляные купола в его пределах отсутствуют и не исключено, что нижняя часть разреза, принимаемая на временных разрезах за эвапориты мессиния, принадлежит более древним слоям миоцена. На остальной части дна Средиземного моря мощность мессинских эвапоритов не превышает 1 км, а чаще измеряется первыми сотнями метров [1—3, 6].

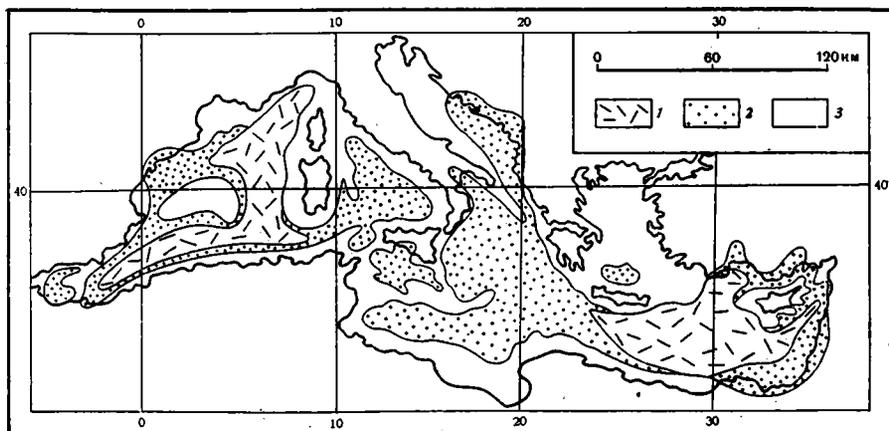


Рис. 1. Схема распространения мессинских эвапоритов
 1 — мощные (свыше 1 км) глубоководные фации с соляными диапирами, 2 — относительно маломощные (меньше 1 км) мелководные фации без соляных диапиров; 3 — площади отсутствия мессинских отложений

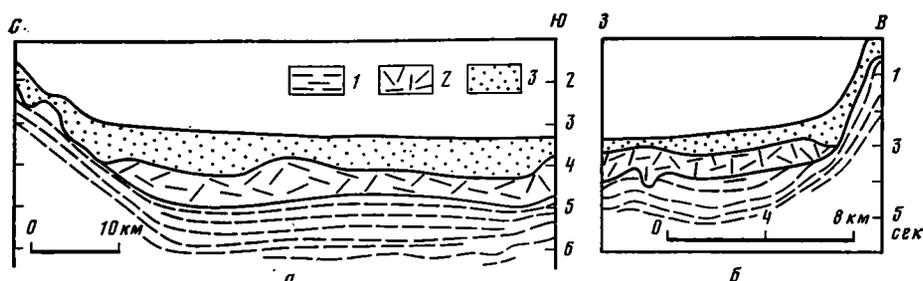


Рис. 2. Разрезы по данным сейсмических профилей, демонстрирующие прислонение мессинских эвапоритов
 а — северная окраина Алжиро-Прованского бассейна [15]; б — восточная окраина Левантийского бассейна [24]; 1 — домессинские отложения; 2 — мессинские эвапориты; 3 — плиоцен-четвертичные отложения

Подошва мессиния и вышележащие его слои вне куполов залегают очень полого, и обычно их наклоны не превышают долей градусов. Только в зонах континентальных склонов в районах, где они выходят за пределы современных котловин на шельфы и смежные участки суши, наклоны увеличиваются до первых градусов.

В Алжиро-Прованском бассейне обычно близ подножия континентального склона обнаружены на нескольких участках прислонения мессинских эвапоритов мощностью до 1 км к поверхности подстилающего субстрата (рис. 2, а). В районе о. Менорки и эскарпа Эмиль-Бода А. Мофре [20] установил вдоль разломов в приподнятых блоках резкое сокращение (до 1,5—2 раз и более) мощностей в сравнении с опущенными. Близкая картина наблюдается и в Тирренском бассейне вдоль восточного побережья Сардинии [10]. В Левантийском бассейне, у побережья Ливана и Израиля по сейсмическим разрезам, приведенным в работе В. Рейна [24], показаны прислонения мессинских слоев мощностью до 1,5 км к доверхнемиоценовому субстрату (см. рис. 2, б).

Мелководность мессинских эвапоритов доказана только для относительно маломощных разрезов суши, шельфа и абиссальных равнин. Мощные разрезы Алжиро-Прованского и Левантийского бассейнов не несут вещественной и биостратиграфической информации. Поэтому по существу никаких прямых материалов, позволяющих пролить свет на палеогеографическую обстановку их накопления, в настоящее время не существует. Сторонники глубоких бессточных котловин и низкого уровня мессинского бассейна приводят по существу единственный аргумент в

защиту своих палеогеографических построений. Он заключается в массовом распространении мессинской эрозионной сети по периферии Средиземного моря, погребенной плиоцен-четвертичными осадками. Однако прежде всего следует отметить, что строго доказанный предплиоценовый эрозионный врез нигде не превышает первых сотен метров, лишь в каньоне Вар Южного Прованса он достигает 700 м [12]. Большие мощности плиоцен-четвертичных отложений, установленные в низовьях Нила, Роны, Эбро и других пунктах Средиземного моря, не имеют никакого отношения к эрозионным углублениям. Здесь развиты активные конседиментационные прогибы, тектоническая природа которых однозначно устанавливается по условиям залегания слоев на их крыльях. Но самое главное, эта сеть возникла не в мессинском веке, а, по-видимому, в узком интервале на границе мессиния и плиоцена. В этот момент произошло резкое кратковременное опускание, объективно устанавливаемое по повсеместному прислонению плиоцен-четвертичных слоев к поверхности подстилающих образований, в том числе и мессинских [7]. Только в этот кратковременный отрезок времени (тысячи или первые десятки тысяч лет) опустившееся дно бассейна имело низкий уровень водного слоя и, следовательно, и базиса эрозии. Началась активная эрозионная деятельность и очень быстро образовались многочисленные врезы по периферии Средиземного моря. По мере заполнения бассейна водный базис эрозии поднимался и эрозионная деятельность прекращалась, и началось повсеместное накопление осадков. Развиваемые представления подтверждаются материалами по Черному морю. Здесь в северо-западной его части близ бровки шельфа обнаружены глубокие (до 1 км) врезы в миоценовых породах, выполненные плиоцен-четвертичными отложениями [4]. Поскольку уровень сарматского моря несомненно не был чрезвычайно низким, столь глубокие врезы могли возникнуть только в узком интервале времени конца миоцена — начале плиоцена. В этот момент, как и в пределах Средиземного моря, произошло значительное по величине (свыше 2 км) кратковременное опускание [4, 9], вследствие чего кратковременно просуществовал очень низкий базис эрозии. По мере заполнения бассейна водой базис эрозии поднимался и эрозионная деятельность прекращалась и в нем началось повсеместное накопление осадков.

Приведенные материалы показывают, что никаких доказательств низкого уровня мессинского бассейна по существу не существует. П. Зоненфельд [27] привел ряд убедительных фактов о невозможности образования мессинских эвапоритов путем многоактных прорывов вод Атлантики в средиземноморские котловины с последующим их полным выпариванием. Со своей стороны добавим в пользу его доводов еще одно соображение. Маломощные мелководные эвапориты мессиния периферии Средиземного моря компенсировали конседиментационное прогибание. Для их отложения уровень бассейна не мог испытывать больших колебаний. Иначе на этих площадях осадки не смогли бы отлагаться и происходили постоянно местные денудационные срезы и врезы, чего на самом деле нигде не обнаружено.

Значительно более реальная модель образования эвапоритового мессинского бассейна предложена П. Зоненфельдом [27]. По его данным, бассейн работал по принципу современного залива Кара-Богаз-Гол. Однако глубина его достигала 1,5—2,0 км. Видимо, они еще испытывали дополнительное изостатическое прогибание. Через континентальные склоны глубоководные районы соприкасались с шельфовыми зонами, где в условиях конседиментационного погружения шло накопление относительно маломощных толщ эвапоритов или их терригенных эквивалентов. Таким образом, на дне акватории Средиземного моря и смежных частей суши отчетливо намечаются два типа мессинских тектонических структур. Первые составляют глубоководные прогибы, выполненные мощными толщами эвапоритов, к которым приурочено массовое количество соляных куполов разной морфологии. Вторую представляют периферийные мелководные области конседиментационного погружения (см. рис. 1).

Глубоководные бассейны Средиземного моря возникли за счет нескольких импульсов кратковременных опусканий. Они фиксируются по прислонению слоев к подстилающим образованиям. Первый из них произошел в конце олигоцена или начале миоцена. Второй был приурочен к домессинскому времени. Мессинский глубоководный бассейн был захоронен эвапоритами. Последующие глубоководные условия связаны с предплиоценовым и четвертичным, а скорее позднечетвертичным кратковременными погружениями [7, 8]. Последнее имело максимальную величину и создало современный глубоководный лик средиземноморских бассейнов.

Мессинские глубоководные бассейны и их мелководные обрамления очень близки по строению, развитию и механизму образования глубоководному кунгурскому бассейну Прикаспийской впадины. В пределах последнего эвапориты начали заполнять глубокую (до 4—5 км) докунгурскую тектоническую депрессию. По периферии они накапливались в мелководных условиях, компенсируя конседиментационное погружение, и их мощность не превышала 1 км. Видимо, и здесь работал механизм, близкий к современному заливу Кара-Богаз-Гол.

Мессинский этап развития — одна из составных частей создания глубоководных условий Средиземного моря. Лишь закрытие Гибралтарского пролива привело к сильному засолению морских вод и отложению специфической формации эвапоритов.

Литература

1. Евсюков Ю. Д., Чумаков И. С., Юцис В. В. Мессиний Тунисско-Сицилийского пролива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 988—990.
2. Лабутина К. А., Казаков О. В., Васильева Е. В. О наличии осадков мессинского яруса в море Альборан.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 4, с. 177—179.
3. Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978, 96 с.
4. Николаева Е. Я., Пустильников М. Р., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла северо-запада Черного моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, вып. 3, с. 3—16.
5. Чумаков И. С. К проблемам мессиния Средиземноморья (тезисы доклада).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 5, с. 141.
6. Чумаков И. С., Нубарян Ю. А. О распространении соленосных отложений мессинского яруса в Эгейском море.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 6, с. 1383—1385.
7. Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В., Пустильников М. Р., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 941—944.
8. Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 5—23.
9. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, вып. 5, с. 42—69.
10. Badhi G., Barbieri F., Belicchi W. et al. Sedimenti e struttura del bacino della Sardegna (Mar Tirreno). Primi dati di campagna con le crociere oceanografiche effettuate dal gruppo di U. O. «Bacini Sedimentari» (P. F. Oceanografia e Fondi Marini — C. N. R.).— Rapporto № 1 «Ateneo parm. Acta natur.», 1977, v. 13, № 4, p. 549—570.
11. Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L., Courrier P., Mugnion J. F., Sancho J. Geology of the Mediterranean Sea Basins. Institut Francais du petrole, 1974, 57p.
12. Clauzon G. The messinian Var canyon (Provence, southern France). Paleogeographic implications.— Marine Geol., 1978, № 3—4, p. 231—246.
13. Gyartzman G., Buchbinder B. Salt lakes and sabkhas in the Eastern Mediterranean during the messinian desiccation (Resume).— Rapporto et proc.-verb. reun. Commis. int. explor. sci. Mer. méditerr. Monaco, 1977, v. 24, № 7a, p. 107—108.
14. Fabricius F. H. Geological history of the Eastern Mediterranean since late Miocene.— Rapporto et proc.-verb. reun. Commis. int. explor. sci. Mer. Mediterr. Monaco, 1977, v. 24, № 7a, p. 109—110.
15. Finetti I., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.— Bull. Geofis. Teor. Appl., 1973, v. 15, № 66, p. 263—343.
16. Heimann K. O. Die Fazies des Messins und untersten Pliozäns auf dehionischen Inseln (Zakynthos, Kephallinia, Korfu/Griechenland) und auf Sizilien: Diss. Dokt. Naturwiss. Fachbereich Chem., Biol. and Geowiss. Teihn. Univ. München, 1977, 158 S.
17. Hsü K. J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M. B., Erikson A., Garrison R. E., Kidd R., Mélières F., Miler C., Wright R. History of Mediterranean salinity crisis.— Nature, 1977, v. 267, № 5610, p. 399—403.
18. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XIII, Pt 2, 1973. 514p.

19. Initial Reports of the Sea Drilling Project. V. XLII, Pt 1, 1978. 1244 p.
20. *Mauffret A.* Etude geodynamique de la marge des îles Baleares. Thesis. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 1976, p. 1—137.
21. *Neev D., Almagor G., Arad A., Ginzburg A., Hall J. K.* The Geology of the Southeastern Mediterranean Sea.—Isr. Geol. Surv. Bull., № 68. Jerusalem, 1976, p. 1—51.
22. *Pantazis Theodoulos M.* Cyprus evaporites.—In: Init. Repor. Deep Sea Drill. Proj. V. 42, Pt 2. Washington, D. C., 1978, p. 1185—1194.
23. *Ryan W. B. F.* Geodynamic implications of the messinian crisis of salinity.—Messinian events in the Mediterranean, 1973, p. 26—38.
24. *Ryan W. B. F.* Messinian badiands on the southeastern margin of the Mediterranean Sea.—Marine Geol., 1978, v. 27, № 3—4, p. 349—363.
25. *Ryan W. B. F., Cita M. B.* The nature and distribution of Messinian erosional surfaces—indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene.—Marine Geol. 1978, v. 27, № 3—4, p. 193—230.
26. *Schuster J.-M.* Essai de reconstitution de l'histoire-geologique et structurale de la Méditerranée centrale.—Rev. Inst. franc. pétrole, 1977, v. 32, № 4, p. 527—543.
27. *Sonnenfeld P.* The significance of Upper Miocene (messinian) evaporites in the Mediterranean Sea.—J. Geol., 1975, v. 83, № 3, p. 287—311.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
20.VI.1980

УДК 551.243.4(571.651)

ЧЕХОВ А. Д., АЛЕКСАНДРОВА А. А.**ОФИОЛИТОВЫЕ АЛЛОХТОНЫ ПЕНЖИНСКОГО КРЯЖА**

Новый фактический материал свидетельствует об аллохтонном положении офиолитовых комплексов в структуре Пенжинского кряжа и их сложном строении. В одних случаях развиты полные офиолитовые последовательности, в других — в аллохтонных пластинах пространственно совмещены разновозрастные и разнотипные кремнисто-вулканогенные образования. По омоложению возраста олистостром намечается северное направление шарьирования офиолитовых аллохтонов и неоднократные их последующие подвижки.

К характеристике офиолитовых образований этого района обращались неоднократно [2—7]. Однако исследования, проведенные нами в трех участках наиболее широкого развития офиолитов: вблизи побережья Пенжинской губы, на левобережье р. Куюл и в долине и на правобережье р. Таловки, показали, что многие из укоренившихся представлений об их природе, структурной приуроченности и возрасте нуждаются в существенных коррективах.

Прежде всего это относится к крупнейшему в районе **Куюльскому** гипербазитовому «массиву», площадь которого составляет более 350 км².

Нами была изучена центральная, наиболее широкая часть этого «массива» и, кроме того, установлено и исследовано его северо-восточное продолжение на правобережье р. Таловки. При этом оказалось, что на протяжении 120 км от среднего течения р. Большой Улупкин на северо-востоке до горы Плоской на юго-западе прослеживается непрерывная полоса шириной от 3—5 до 12 км, образованная различными породами офиолитовой ассоциации. В этой полосе офиолиты либо слагают в различной степени монолитные тектонические пластины, либо образуют типичный серпентинитовый меланж, реже в виде глыб включены в олистострому (рис. 1).

Внутреннее строение Куюльской офиолитовой полосы весьма сложное. В истоках рек Мя-Лекасын и Ганкуваям с севера на юг вкрест простирается Куюльская полоса офиолитов прослеживаются следующие четыре структурные единицы (см. рис. 1, разрез I—I).

1. Серпентинитовый меланж, ранее картировавшийся как полоса выходов кингвиевской свиты, представляет, как это хорошо видно на правобережье р. Мя-Лекасын, характерную тектоническую смесь, в которой различного размера и формы глыбы и блоки кремнисто-вулканогенных пород и иногда габброидов окружены серпентинитами. На всем протяжении до р. Таловки меланж с севера граничит с различными горизонтами позднеюрско-раннемеловой терригенной толщи (мялекасынская, местами тылакрьльская свиты). Эти же породы обнажены в ядрах антиформ из-под меланжа, указывая на его аллохтонное положение и сложную деформированность.

2. Монолитная ультрабазитовая пластина, занимающая водораздельное пространство, тектонически перекрывает меланж. Среди преобладающих в ней серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов, реже дунитов, развиты многочисленные субпараллельные пластообразные тела пироксенитов. Последние наклонены к югу и придают всему комплексу отчетливую полосчатость. Реже среди гипербазитов отмечаются тела гнейсовидных и полосчатых габбро, иногда с плагиоклазовыми перидотитами в основании.

3. Следующая пластина (Ганкуваямская), с севера перекрываемая надвинутыми на нее ультрабазитами, обладает сложным строением и со-

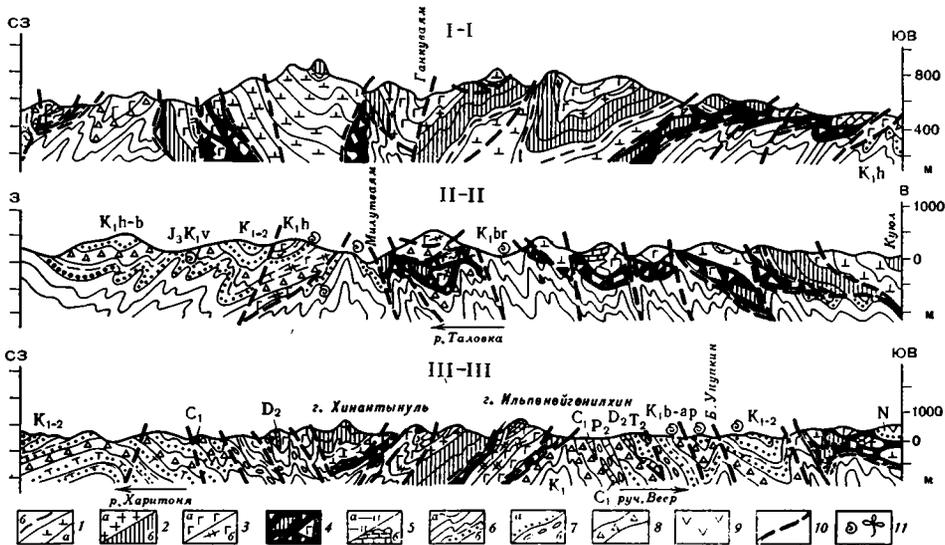
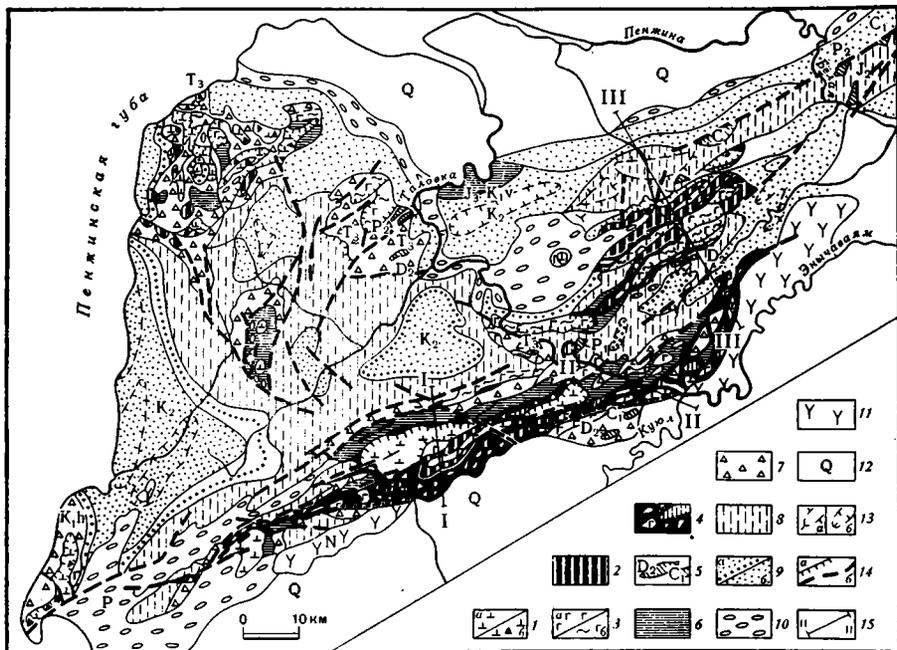


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Пенжинского края и структурные разрезы вкрест простирания офиолитовых полос

Условные обозначения к карте: 1—4 — офиолитовая серия: 1 — ультрабазиты (а) и ультрабазит-габбровый комплекс (б); 2 — габброиды; 3 — кремнисто-вулканогенные образования (а) и их метаморфизованные различия (б); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — известняки палеозоя и терригенные породы раннего мезозоя; 6 — терригенные отложения мялекасннской свиты (J_3-K_1); 7 — флишевые отложения готерива, местами с олистостромовыми горизонтами; 8 — баррем-аптские флишевые и грубообломочные (олистостромовые) отложения; 9 — позднеальб-сеноманские (а) и поздне-меловые (б) терригенные отложения; 10 — палеогеновые терригенные отложения; 11 — неогеновые вулканиты; 12 — современные отложения; 13 — антиклинали (а) и синклинали (б); 14 — надвиги (а) и прочие (б) разрывные нарушения; 15 — местоположение разрезов

Условные обозначения к разрезам: 1 — ультрабазиты (а) и ультрабазит-габбровый комплекс (б); 2 — габброиды (а) и плагиограниты (б); 3 — кремнисто-вулканогенные образования (а) и их метаморфизованные различия (б); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — кремни (а) и известняки (б); 6 — преимущественно алевролит-аргиллитовые (а) и флишевые (б) горизонты; 7 — песчаники (а) и конгломераты, гравелиты (б); 8 — грубообломочные (олистостромовые) горизонты; 9 — вулканиты смешанного состава; 10 — разрывные нарушения; 11 — места находок фауны и флоры

ставом. Ее слагает псевдостратифицированный комплекс магматических пород, образующих непрерывную последовательность от перидотитов и плагиоклазовых перидотитов (около 200 м) в нижней части разреза, через характерный линзовидно-слоистый гипербазит-габбровый горизонт (70—150 м) к вышележащим полосчатым и массивным габброидам (300—500 м). Через сложную построенную габбро-диабаз-плагиигранитную (жильную) серию разрез завершается диабаз-спилитовой (с кератофирами) толщей (500—600 м). Офиолитовый комплекс образует асимметричную синклиналь с крутым, местами подвернутым северным крылом и более просто построенным южным, в пределах которого в условиях моноклинального залегания удается проследить указанные взаимопереходы.

4. Меланж, ограничивающий и тектонически подстилающий Ганкувямскую пластину в ее южной части, характеризуется широким развитием серпентинитов и сравнительно небольшим количеством глыб. Среди последних помимо всех пород упомянутого офиолитового разреза довольно часто встречаются светло-серые и розовые мраморизованные известняки, либо тонко переслаивающиеся с яшмами и кремнями, либо включенные в базальты и их туфы. На юге меланж тектонически перекрывает туфотерригенную флишевую толщу готерива, охарактеризованную иноцерамами.

Сходное строение Куюльская офиолитовая полоса сохраняет на всем своем протяжении, претерпевая лишь несущественные изменения в местах сужения и пережимов. Так, в пережиме, приуроченном к долине р. Таловки, она более интенсивно деформирована и фрагментирована (см. рис. 1, разрез II—II). Это выражается в преобладающем развитии здесь средне- и мелкоглыбовых разностей серпентинитового меланжа, глыбы и блоки в котором образованы породами кингвеевской свиты, но иногда вблизи северного края включают и метаморфиты, яшмокарциты, мраморы и зеленые и голубые (с глаукофаном и кросситом) апоэффузивные кристаллические сланцы. Заметно уменьшаются здесь размеры монолитных тектонических пластин офиолитов. Такие изменения в ее структуре, учитывая обилие в этом пересечении тектонических окон с выходами терригенных пород автохтона (мялекасынская свита) и параавтохтона (фаунистически доказанных олистостром готерива), в общем закономерны и связаны с близким расположением здесь подошвы аллохтонного комплекса.

Таким образом, аллохтонное положение офиолитов Куюльской полосы в структуре района и готеривское время их шарьирования (если судить по возрасту олистостром) устанавливаются достаточно определенно. Сложнее решается вопрос о возрасте офиолитов. В том месте, где вскрыт наиболее полный разрез, верхняя его часть, представленная спилит-диабазовой (с кератофирами) толщей, палеонтологически не охарактеризована. Возможно, она имеет допозднеюрский (палеозойский) возраст. В то же время кремнисто-яшмово-спилитовые с известняками образования (кингвеевская свита) охарактеризованы радиоляриями поздней юры — раннего мела. Однако они включены в виде глыб в меланж и непосредственной связи с разрезом офиолитов в целиковых пластинах не обнаруживают. Можно высказать две точки зрения относительно их прежнего структурного положения. Либо они надстраивали вверх спилит-диабазовую (с кератофирами) часть разреза офиолитов, либо, что более вероятно, являются возрастным аналогом мялекасынской свиты и образовались в зоне вскрытия древнего меланократового субстрата.

Следующая полоса развития офиолитов, известная под названием **Ганьчаланской**, непрерывно протягивается на расстоянии 60 км от среднего течения р. Малый Упупкин до р. Таловки и в структурном отношении традиционно рассматривалась в качестве выступа или горст-антиклинали [3, 4]. Ее северо-восточное простирание в долине р. Таловки плавно меняется на субширотное и, как показали наши наблюдения, такие же офиолиты, но уже в виде разобщенных выходов, прослеживаются

отсюда как к западу до побережья Пенжинской губы, так и к юго-востоку до соединения с Куюльской полосой (см. рис. 1). В отличие от офиолитов последней ганычаланские интенсивнее дислоцированы, метаморфизованы и в большей степени фрагментированы. Они включены в олистостромы, характеризуются подчиненным развитием меланжей и меньшим размером моноклитных тектонических пластин.

В истоках рек Харитони и Малый Упупкин и в районе горы Ильпенейгенилхин, в строении Ганычаланской офиолитовой полосы участвуют две крупные аллохтонные тектонические пластины, в современной структуре наклоненные к северо-западу и надвинутые одна на другую (см. рис. 1, разрез III—III). Они разделены относительно прямолинейной и узкой зоной меланжей.

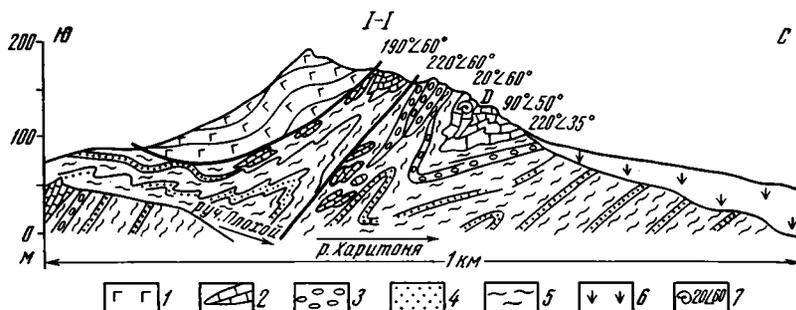


Рис. 2. Глыбовидный облик палеозойских известняков, вскрывающихся среди нижнемеловой олистостромы на левом склоне р. Харитони в ее среднем течении. Зарисовка обнажения по фотографии А. А. Александра. 1 — спилиты; 2 — известняки; 3 — конгломераты с галькой кремней и известняков; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — задержанные участки; 7 — места находок фауны и элементы залегания пород

В пределах северной (Хинантыкульской) пластины наблюдается довольно полная последовательность офиолитовых пород, лучший разрез которой вскрыт в обрывах р. Харитони близ горы Хинантыкуль. Здесь на протяжении 2,5 км при выдержанном крутом падении пород к северо-западу снизу вверх происходит последовательная смена от залегающего на меланже линзовидно-слоистого гипербазит-габбрового горизонта (50—100 м), иногда с плагиоклазовыми перидотитами в основании, к наиболее широко распространенным в этой пластине полосчатым и массивным габброидам (600 м). Последние через вышележащие габбро-амфиболиты, габбро-диабазы и плагиограниты (300 м) сменяются толщей диабазов, спилитов и вариолитов (400 м) нередко с шаровой отдельностью и маломощными линзами яшм и немых известняков. Прослеживание этих существенно различных литологических горизонтов в пределах пластины показало, что при общем своем наклоне к северо-западу она интенсивно деформирована: смята в серию сжатых до изоклинальных складок и осложнена разломами.

В северной крайней части, как это видно на интервале от р. Харитони до г. Эльгеминой, пластина интенсивно фрагментирована и аллохтонно залегает на раннемеловой (?) флишевой толще. Последняя включает помимо мощных офиолитокластовых горизонтов многочисленные крупные глыбы известняков и разнообломочный переотложенный материал палеозойских и раннемезозойских пород и является, таким образом, олистостромой (рис. 2). В обломках кремней среди олистостромы обнаружены радиоларии, определенные Б. Б. Назаровым как позднедевонско-раннекаменноугольные; возможно, они датируют кремнисто-вулканогенную часть приведенного выше разреза офиолитов.

В южной (Ильпенейской) пластине преимущественно развита кремнисто-вулканогенная толща, литологически сходная с кингивеевской свитой. В нижней части ее разреза (около 400 м), как это наблюдалось на южном склоне горы Ильпенейгенилхин, развиты массивные базаль-

ты, менее их туфы и туфобрекчии с силлами и дайками порфиринов и авгититов, а выше (300—500 м) среди них появляются мощные горизонты яшм, кремней, гналокластитов и пласты известняков. При этом степень метаморфизма здесь заметно нарастает вверх по разрезу: на вершине и северном склоне горы все породы уже превращены в зеленые и голубые (с глаукофаном) кристаллические сланцы, яшмокарциты и мраморы; через узкую зону меланжа они перекрыты здесь габброидами. Последние довольно широко распространены в краевых частях Ильпенеинской пластины, где постоянно окружены серпентинитами, и непосредственных связей с кремнисто-вулканогенной толщей не обнаруживают.

Аллохтонное положение Ильпенеинской пластины прекрасно выражено на всем ее протяжении до р. Таловки. В ее пределах широко развиты тектонические окна, в которых обнажены терригенные породы нижнего мела, постоянно отороченные по краям полосами меланжа. Кроме того, непосредственные наблюдения над южными контактами пластины показывают, что она повсеместно здесь подстилается фаунистически доказанной баррем-аптской олистостромовой толщей. По присутствию во флишевом разрезе последней мощных офиолитокластовых горизонтов, а также отдельных крупных глыб и обломочного материала с фауной от среднего девона до позднего триаса она идентична олистостроме, подстилающей Хинантыкульскую пластину.

Заканчивая характеристику офиолитов Ганычаланской полосы, следует указать на их трансгрессивное перекрытие отложениями маметчинской свиты (альб — сеноман).

Итак, по особенностям состава и строения, структурному положению, а возможно, и возрасту офиолитовые образования рассмотренных Ганычаланской и Куюльской полос идентичны между собой, являясь скорее всего разобщенными в современной структуре частями когда-то единого тектонического покрова. В целом они однотипны с офиолитами других районов Корякского нагорья, изученными нами ранее [1], но некоторые черты в них выражены более рельефно. К ним относится прежде всего пространственная совмещенность разновозрастных и разнотипных кремнисто-вулканогенных образований, одни из которых входят в единую офиолитовую последовательность и являются палеозойскими по возрасту, а другие — верхнеюрско-нижнемеловые, прямых и однозначных связей с древним гипербазит-габбровым субстратом не обнаруживают. Можно лишь предполагать, что они местами, возможно, трансгрессивно налегают на него и латерально переходят в терригенные отложения. По омоложению возраста олистостром к северу более уверенно можно судить здесь и о направлении шарьирования, происходившего, как вытекает из анализа фациальных особенностей осадочных толщ, в палеотектонической обстановке предостроводужного прогиба.

Наконец, устанавливается весьма длительное становление офиолитовых аллохтонов с их неоднократными и разнонаправленными подвижками, приводящими к все большей их фрагментации. Особенно хорошо это видно на западном фланге Ганычаланской полосы, вблизи побережья Пенжинской губы, где офиолиты, с одной стороны, в виде грубообломочного материала, глыб и крупных пластин (олистоплак) включены в терригенный разрез от готерива до баррема — апта с образованием типичных офиолитокластовых олистостром, а с другой — в современном структурном плане местами тектонически налегают на позднемеловые (вплоть до маастрихта) слои.

Литература

1. Александров А. А., Богданов Н. А., Бялбжецкий С. Г., Марков М. С., Тильман С. М., Хаин В. Е., Чехов А. Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—73.
2. Богдаева М. В., Матвеев В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). — Тр. ВНИИ-1. Т. XVII, вып. 59, геология. Магадан, 1960, 72 с.
3. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

4. Михайлов А. Ф. Ультраосновные породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаем. Северо-Востока СССР. Вып. 9. Магадан, 1955, с. 18—30.
5. Михайлов А. Ф. Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 409—412.
6. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 280. М.: Наука, 1976. 159 с.
7. Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1973. 300 с.

СВКНИИ
Магадан

Поступила в редакцию
5.IX.1980

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

**О КНИГЕ В. Е. ХАИНА И Л. Э. ЛЕВИНА
«ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ»
(М., ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, 1980)**

Нелегкую задачу поставили перед собой авторы: дать сжатую характеристику тектоники Земли, отвечающую современному уровню знаний. О необходимости такой книги говорить не приходится. Различных глобальных схем публикуется много, а анализа тектоники планеты в целом при этом не делается. Поэтому «концы с концами» (при широком взгляде на строение Земли) часто не сходятся. Сжатое изложение тектоники земного шара безусловно необходимо и в учебных целях.

Раньше, когда безраздельно господствовала геосинклинальная теория, подобный синтез выполнить было легче. Но и тогда в таком виде, как рецензируемый труд, они отсутствовали. Что касается нынешнего периода, отмеченного крутым поворотом к мобилизму, но без устоявшейся общей концепции, такую работу сделать особенно трудно. В данном случае помогло составление тектонической карты мира, предпринятой Подкомиссией по тектонической карте мира Международного геологического конгресса. Эта карта в конце 1980 г. сдана в печать, но раньше геологическим факультетом Московского университета и ВНИИЗарубежгеологией была составлена более мелкомасштабная тектоническая карта Земли, публикация которой, к сожалению, задержалась. Рассматриваемая книга и служит объяснительной запиской к этой последней карте.

Сразу же отметим, что книга безусловно удалась. В ней всего 7 печатных листов (8,4 уч.-изд. листов), но материал по структуре континентов и океанов охвачен весьма полно, так что она вполне может рассматриваться как введение в тектонику земного шара.

В книге три основные главы: «Структура континентов», «Тектоника океанов» и «Структура окраинных и внутренних морей». В первой из них сначала приводятся сведения о древних платформах мира, а затем последовательно характеризуются Северо-Атлантический, Урало-Охотский, Средиземноморский, Тихоокеанский и Арктический «складчатые геосинклинальные пояса». Специальный параграф посвящен характеристике структур чехла молодых платформ. При описании платформ упор сделан на структурные формы и их выполнение, т. е. на самые основные характеристики. Приводятся необходимые данные о строении кристаллического фундамента. В целом после рассмотрения каждой из платформ и северного, и южного рядов остается четкое впечатление о ее структурном развитии. Почему-то, однако, из описания выпала Южно-Китайская платформа, и соответственно древних платформ оказалось 9 вместо 10. В описании стоило бы специально остановиться на характере границ древних платформ, часто очень резких, что важно для современных геодинамических построений. Можно сказать, выпали из описания и краевые прогибы — структуры весьма важные с точки зрения поисков таких полезных ископаемых, как нефть, газ, каменный уголь, калийные соли и др. Этот вид структур интересен и для общих представлений. Например, вряд ли можно найти удовлетворительное объяснение происхождения этих структур с точки зрения концепции тектоники плит.

Наиболее уязвимым местом в отношении использования новой литературы в этом разделе книги являются работы о внутреннем строении фундамента платформ, которое, как теперь выяснено, несет ярко выраженные черты воздействия горизонтального сжатия.

Идейную основу при анализе складчатых поясов составляет концепция, разработанная в Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Пейве: в развитии земной коры имеются три стадии — океаническая, переходная и континентальная. Соответственно в складчатых поясах выделяются океанические формации, комплексы, отвечающие краевым морям, островным дугам, пассивным окраинам континентов, рифтогенные и т. д. Такой анализ сочетается с разделением складчатых областей на каледониды, палеозониды, альпиды, с упоминанием отдельных антиклинориев и синклинориев, а также срединных массивов. Разумеется, указано и на покровное строение тех или иных тектонических сооружений. Все это вместе обеспечивает в общем полную характеристику складчатых зон и легко воспринимается при чтении.

Хотя все это и так, но приходится констатировать, что современное развитие мобилизма ведет к тому, что термин «геосинклиналь» в геологической литературе употребляется все реже. Закономерности формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры, ставшие ясными в последние годы, вызывают необходимость использования более общего термина, чем «геосинклинальный процесс». Таковым становится термин «аккреция». Он давно используется в науках о Земле. В 70-х годах этот термин был утилизирован тектоникой литосферных плит для обозначения приращения края континента за счет содранных при субдукции океанических осадков. В зарубежной литературе и сейчас этот термин употребляется в таком смысле. Мы же вкладываем в него иной смысл. Аккреция — это совокупность сложных и многообразных тектоно-магматических и седиментационных процессов, приводящих к образованию континентальной коры. Такое явление может происходить в районах как активных окраин континентов, так и пассивных. Его противоположность — деструктивный процесс. И в том и в другом случае важнейшее значение имеет горизонтальное движение литопластин. В связи с этим в будущем несомненно придется видоизменять и совершенствовать тектоническую терминологию, что относится и к устоявшейся понятийной базе.

Это основное, что хотелось сказать, касаясь раздела «складчатых геосинклинальных поясов». Но кажется полезным остановиться и на некоторых других вопросах. Имеется замечание в отношении тектонического районирования подвижных поясов. Нет смысла выделять в Тихоокеанском поясе два пояса: Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский. Тихоокеанский пояс един и характеризуется совокупностью вполне определенных признаков. Его надо либо принимать, либо отрицать, третьего не дано. Но, конечно, строение пояса на западе и востоке различно, да и в каждой из этих частей оно отличается на отдельных отрезках. К стати, вся сумма геологических данных свидетельствует о том, что Индонезия значительно ближе к структурам Тихоокеанского пояса, чем Средиземноморского. В книге, однако, она описывается под рубрикой последнего. А может быть, вообще район Юго-Восточной Азии лучше рассматривать обособленно, как зону сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского поясов? Еще одно конкретное замечание касается мнения авторов о том, что на байкальском этапе и в мезозое Индийский кратон в общем находился на том же месте, что и ныне (с. 33, 38). Нельзя согласиться также с тем, что на Северном Сахалине возраст офиолитовых шарьяжей — неогеновый. Этот возраст — позднемеловой. Любопытно, что слово «субдукция» в книге встречается в единичных случаях (с. 51), и то как-то случайно.

Глава, посвященная океанам, начинается небольшим вступлением, которое в описании континентальных структур почему-то отсутствует. В главе обращается внимание на существенные различия в тектонике океанов. Справедливо дано резкое противопоставление по строению и

возрасту Тихого океана другим океанам, хотя это и не объяснено. Подчеркнута неоднородность и разновозрастность отдельных частей океанов. Дана общая характеристика разломов. Словом, из описания каждого из океанов Земли можно получить разностороннее впечатление об их тектонике. За исходное положение при объяснении особенностей строения и структурного развития океанского дна принята спрединговая концепция. Однако она используется, скажем, «без крайностей». Мельком упоминаются и «горячие точки» (с. 62), чего делать не следовало. Если уж касаться образования гигантских вулканических хребтов на океанском дне, то надо это рассматривать солиднее. Что касается вулканов Атлантики, то здесь делается важное заключение о том, что они отличаются широким проявлением щелочно-базальтовой магмы, «что, по-видимому, отражает одну из характерных особенностей состава верхней мантии Атлантического океана» (с. 69). Сейчас все больше накапливается данных о наличии петрохимических и геохимических провинций в магматических породах океанского ложа, и работы в этом направлении должны привести к появлению новых и более верных выводов о геологической истории океанов. В этой главе обращено внимание на основные типы структур. Среди них не один раз упоминаются периокеанические прогибы, однако тектоническая суть их не раскрыта. Прогибы выполнены мощнейшими миогеосинклинальными осадочными комплексами, лежащими на океанической коре. Звучит это парадоксально. Тем более в этом имело смысл разобраться.

Обе рассмотренные главы — основные в книге и по объему, и по значению. Последняя, третья глава, посвященная окраинным и внутренним морям, занимает всего 13 страниц. Она менее удачна. Прежде всего запутывает читателя терминология. Например, моря современных активных окраин оказываются внутренними, а не **окраинными** (с. 77). Так, к внутренним морям отнесены моря Банда, Андаманское, Филиппинское, Охотское, Берингово и т. п. — в общем моря запада Тихого океана. Красное же море попало в категорию окраинных. Можно сказать, что никто не придерживается такой классификации. Да она и в самом деле слишком надумана, поскольку невозможно воспринять отсутствие на окраине материка окраинных морей, а присутствие — внутренних. Много неясностей и в описаниях. В частности, это относится к неожиданно введенным так называемым «суббассейнам». Что это такое — не объяснено, но в один «суббассейн» включены Тайваньский прогиб, находящийся на западе острова, Ханойская впадина во Вьетнаме, впадина долины р. Меконг и Менамская впадина. Неясно почему это единый «суббассейн».

Заключение к книге написано содержательно. Здесь обсуждаются некоторые основные тектонические проблемы. Излагаемые позиции авторов ясны, однако это не означает, что во всех случаях с ними можно согласиться. Например, в книге, вероятно, недооценивается значение в формировании тектонической структуры Земли первичных неоднородностей в ее строении. Нельзя согласиться также с отрицанием такой крупной структурной категории, как молодые платформы, по крайней мере авторы пишут, что они отказались от разделения платформ по возрасту фундамента.

Подводя итог, можно сказать, что изданная ВНИИЗарубежгеология книга уникальна. Вышла она чрезвычайно своевременно, и польза от нее большая. Если бы книгу снабдить некоторым количеством иллюстраций (профилей, тектонических схем), шире развить в ней некоторые новые тектонические идеи (частично о них говорилось выше, а к тому, что сказано, можно добавить еще проблему тектонической расслоенности литосферы) и внести отдельные поправки, то книга приобрела бы еще большую ценность. Хотелось бы надеяться, что второе издание, которое совершенно необходимо (ибо тираж книги всего 1500 экз.), будет подготовлено быстро.

ХРОНИКА

УДК 551.24+551.72

ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ
(МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ, КОПЕНГАГЕН, ДАНИЯ,
27 февраля — 1 марта 1981 г.)

Международный симпозиум «Проблемы докембрия» был организован геологическими обществами Дании и ФРГ по программе комиссии по тектонике Международного союза геологических наук (МСГН). Его программа охватила ряд важнейших вопросов, встающих перед исследователями древнейших этапов развития нашей планеты: об особенностях тектонического развития и геохимии начальных стадий существования Земли, об условиях и времени возникновения жизни на Земле, об особенностях осадкообразования, тектонических движений, метаморфизма, рудообразования и других геологических процессов в докембрии. Специально рассматривались проблемы тектоники и петрологии Балтийского щита, особенно интересующие скандинавских геологов.

В работе симпозиума приняли участие более 260 ученых из 17 стран и более чем из 75 различных геологических организаций. Большинство участников симпозиума являлись профессорами университетов, сотрудниками научно-исследовательских институтов и лабораторий и геологами-практиками из геологических управлений Гренландии, Швеции, Норвегии и некоторых других стран. Кроме перечисленных ученых в симпозиуме участвовало более 80 студентов и аспирантов из университетов ФРГ, Дании, Нидерландов, Норвегии.

Всего было заслушано 75 докладов от имени 116 авторов и соавторов. Обсуждение докладов осуществлялось в виде кратких дискуссий в зале и оживленных дискуссий в кулуарах. По тематике доклады были распределены на 7 секций: 1) древнейшая Земля: петрология и геохимия архейских пород; 2) тектоника и петрология Балтийского щита; 3) жизнь в докембрии и геохимия органических соединений; 4) структурообразующие и метаморфические процессы в комплексах основания; 5) тектоника и осадкообразование в докембрии; 6) геология докембрийских рудных месторождений; 7) открытая секция с сообщениями по региональной геологии докембрия. Приблизительно половина докладов обсуждалась на пленарных заседаниях, а половина — на секционных. Четыре доклада были представлены в виде фундаментальных лекций: Р. К. О'Нилс (Кембриджский университет, Англия) «Развитие раннедокембрийской Земли»; С. Маалое и Т. С. Петерсен (Бергенский университет, Норвегия) «Петрогенезис примитивных андезитов и риолитов»; М. Шидловский (Институт Макса Планка, ФРГ) «Жизнь в архее»; Ф. Калсбик (Гренландское геологическое управление, Дания) «Эволюция докембрийского щита Гренландии».

Большинство докладов, связанных с проблемой петрологии и геохимии архея, так или иначе увязывались с проблемами тектоники, происхождения и раннего развития Земли. Детальное исследование железного метеорита Кейп-Йорк, найденного в Гренландии, привело авторов к выводу о кристаллизации железо-никелевых минералов при небольших давлениях, что интересно с точки зрения образования ядер планет земной группы.

Во многих докладах обсуждалось распределение редкоземельных элементов и изотопных отношений рубидия, стронция, самария, неодима, урана, свинца в разнообразных горных породах архея. Полученные в последнее время новые данные позволяли сделать многочисленные определения абсолютного возраста ряда комплексов древнейших горных пород, уточнить стратиграфию и высказать гипотезы о петрохимических особенностях архейского развития Земли и о процессах взаимодействия коры и мантии Земли при формировании земной коры. Особенно много анализов сделано из архейских пород Гренландского и Балтийского щитов. На основе петрохимии решался ряд практических вопросов региональной геологии, например разделение даек Амералик и амфиболитовых толщ Малене в Гренландии, рассматривалась проблема серых гнейсов и анортозитов и ряд других вопросов. Следует отметить, что в большинстве случаев доклады по петрологии, геохимии и седиментологии были основаны на детальном и очень тонком изучении редкоземельных элементов и на данных изотопии, что в настоящее время является совершенно необходимым для обоснования той или иной гипотезы. В ряде стран (Англия, Франция, ФРГ и США) такие исследования проводятся на самом высоком уровне, причем соответствующие анализы осуществляются в массовом количестве.

Тектоника и петрология Балтийского щита анализировалась с разных точек зрения и на основе исследования разных масштабов — от детального изучения небольших структур до глобальных обобщений. При этом иногда высказывались взаимоисключающие точки зрения. Так, например, А. Бертельсен (Дания) пришел к выводу о протеро-

зойском плейт-тектоническом развитии Скандинавии и Гренландии и о соединении здесь в протерозое ранее разобщенных блоков континентальной коры, а Р. Горбачев (Швеция), разбирая протерозойское развитие Северной Европы, доказывал единство развития Балтийского щита и подчеркивал, что плейт-тектоника здесь в протерозое не работала. Г. Билунд (Швеция), привлекая для решения этой проблемы палеомагнитные данные, пришел к выводу, что вопрос остается открытым.

Несмотря на такую неопределенность, во многих докладах приводились данные о существовании в протерозое крупных сдвигов и тектонических покровов на территории Финляндии и Лапландии и для их объяснения привлекались механизмы субдукции и обдукции земной коры. Уходящий в СССР надвиг по Лапландской гранулитовой зоне рассматривался как древняя океаническая сutura.

Таким образом, отчетливо проявилось стремление скандинавских геологов по-новому осмыслить механизм докембрийского тектонического развития Балтийского щита на основе широко обсуждаемых в настоящее время геотектонических гипотез. Одновременно с этим в ряде докладов были приведены очень детальные данные о геологическом строении отдельных участков и о развитии гранито-гнейсовых куполов и разделяющих их узких сложно деформированных зон. Сведения о петрохимии и абсолютном возрасте горных пород неизменно сообщались и в этих докладах.

Ряд докладов, посвященных древней жизни и осадкообразованию в докембрии, содержал новые данные о древнейших проявлениях органической жизни, полученные разными методами. Наряду с обнаружением морфологически выраженных остатков организмов или продуктов их жизнедеятельности в толщах с абсолютным возрастом до 3,8 млрд. лет для характеристики древнейшей жизни привлекались геохимические данные и прежде всего изотопный состав углерода. Так, например, большой интерес вызвали доклады Ю. Ханна (ФРГ) и М. Шидловского (ФРГ) об обнаружении аминокислот в древнейших осадках. На основании всевозможных методов исследования предполагается, что жизнь на Земле существовала более 4 млрд. лет тому назад, еще до окончания сильной бомбардировки планеты метеоритами.

При обсуждении структурообразования и метаморфизма в докембрийских комплексах большое внимание уделялось деформированности горных пород и механизму образования сложных тектонических структур. Приведено много данных о пластическом течении горных пород и о сложных многофазных деформациях. Ряд докладов был посвящен механизму образования купольных и более сложных гранито-гнейсовых структур. Эти вопросы имеют долгую историю исследования, но сейчас становятся все более актуальными в связи с изучением явлений тектонического расщепления литосферы, выявленных советскими геологами. Поэтому приводимые в докладах факты и гипотезы были особенно интересны. К. Кое (Англия) предложил интересную модель образования сложных структур, в которых участвуют пластовые тела анортозитов и гнейсы Буксефьорда (Гренландия), связав их с развитием тоналитового диапира, а не с многократными наложенными складчатостями, как предполагалось ранее. О большой роли диапиризма говорили В. Швердтнер (Канада) и Т. Торске (Норвегия), приводя результаты как полевых исследований, так и моделирования. Доклады показали, что европейские и канадские геологи уже осуществляют моделирование на ЭВМ для изучения механизма образования тектонических структур, что приносит ощутимую пользу. Это направление следует развивать и в нашей стране.

В докладах о тектонике, осадкообразования и геологии рудных месторождений в докембрии приводились многочисленные данные о строении докембрийских толщ в различных районах земного шара. Большое количество докладов было посвящено докембрию Южной Африки, а также Аргентины, Антарктиды и других районов. Обсуждались возможные причины образования специфических тектонических структур, дрейфа магнитных полюсов, образования сдвигов, накопления флишеподобных осадков и т. д. Ряд докладов был посвящен характеристике разнообразного оруденения в докембрии Скандинавии (уранового, медного, сульфидного, молибденового, золотого и т. д.). Интересные доклады были посвящены происхождению железорудных образований в центральной Швеции и строению пластовых марганцевых и железных руд в Бразилии. Пласты железных и марганцевых руд среди осадочных пород в группе Якадио недалеко от Бразильско-Болливийской границы имеют протерозойский возраст, но практически не метаморфизованы. Железные руды Центральной Швеции имеют обычное вулканогенно-осадочное происхождение. Зональность состава руд объясняется особенностями бассейна седиментации: его глубиной и изменением кислотности и окислительно-восстановительного потенциала.

В целом большинство докладов содержало значительное количество нового материала, особенно много новых данных было представлено по петрохимии и изотопии. Интерпретация материалов была не всегда убедительна, иногда противоречива, но ряд предложенных гипотез заслуживает тщательного изучения и обдумывания (например, плейт-тектоническая гипотеза А. Бертельсена, диапировая модель К. Кое, гипотеза расщепления и взаимодействия коры и мантии О'Нионса и другие).

Проведенный симпозиум убедительно показал, что изучение ранних стадий развития Земли широко проводится во многих странах и является одной из важнейших проблем современной геологии.

Материалы симпозиума «Проблемы докембрия» будут опубликованы в специальном номере журнала «Geologische Rundschau».

А. В. Лукьянов, М. С. Марков, Св. А. Сидоренко

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

Комиссия по международным тектоническим картам ОГГГ АН СССР выпускает совместное издание АН СССР и ЮНЕСКО Международную тектоническую карту Европы и смежных областей масштаба 1:2 500 000, многокрасочную, на 20 листах. Средний размер одного листа 75×83 см, общий размер карты примерно 330×370 см.

Карта составлена по новейшим материалам большим интернациональным авторским коллективом из представителей практически всех стран Европы и смежных частей иных материков. Кроме Европы карта охватывает север Африки и Аравии, Ближний Восток, частично Центральный Казахстан и Западно-Сибирскую низменность до Сибирской платформы и Тимана на северо-востоке, почти всю Гренландию, север Атлантического океана и часть Северного Ледовитого океана. На ней изображено строение как суши и шельфа, так и дна морей и океанов. Основной принцип легенды — возраст тектонических деформаций. Карта представляет собой хорошее настенно-настольное справочное пособие, могущее служить основой для различного рода геологических построений, интерпретаций, прогнозирования.

Цена карты — 14 руб. 80 коп. Ее можно приобрести через книжную базу «Геолкнига», Москва-Центр, Кривоколенный пер., д. 10.

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42
 МАКАРИЧЕВУ Г И
 7С228

Цена 1 р. 40 к.
 Индекс 70228

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. (Серия «Настоящее и будущее Земли и человечества»). 1975. 176 с. 1 р. 01 к.

В книге освещены важнейшие вопросы происхождения и строения земной коры материков и океанических впадин, показаны главнейшие этапы геологической истории Земли. Автор приводит интересные гипотезы, касающиеся проблем формирования современного лика нашей планеты.

Издание рассчитано на широкий круг читателей.

Теория и анализ сейсмологических наблюдений. 1979. 191 с. 2 р. 50 к.

Сборник посвящен применению современных математических методов и ЭВМ к решению задач сейсмологии и смежных дисциплин. Описаны результаты поиска предвестников землетрясений и опытного долгосрочного прогноза в нескольких регионах. Продолжен цикл работ по применению алгоритмов распознавания к выявлению мест, где возможны сильные землетрясения. Определяется строение Земли по объемным и поверхностным волнам, проводится расчет теоретических сейсмограмм.

Книга представляет интерес для специалистов в области глобальной и региональной сейсмологии, геотектоники, автоматизации геофизических наблюдений и сейсморазведки.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277021 Кишинев, проспект Ленина, 148; 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»