

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1983

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)	3
Моссаковский А. А., Дергунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)	16
Менесье Г. Главные черты развития вертикальных движений и зон осадконакопления на территории Азии в фанерозое	34
Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология ультраосновного массива Нуралы на Южном Урале	42
Беэр М. А. Карпаты и Динариды в мезозое	58
Бызова С. Л., Маслакова Н. И., Рудаков С. Г. О складчатости и надвигах мелового возраста в Восточных Карпатах	71
Руженцев С. В., Швольман В. А. Тектоника Северо-Западных Гималаев и Кохинстана	78
Ломизе М. Г. Лиминарные системы и их соотношение с островными дугами	92
Филатова Н. И., Егоров И. В. Надвиги в северо-западной части Корякско-Камчатской области по космическим данным	104
Жарков С. М. Структура поверхности фундамента Бискайского бассейна	120

Рецензии

Кропоткин П. Н. О книге: М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев и Т. Т. Казанцева. Происхождение складчатости. (М.: Наука, 1981, 136 с.)	126
---	-----

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1983

CONTENTS

Logachev N. A., Zorin Yu. A., Rogozhina V. A. Cenozoic continental riftogenesis and geological formations (on the example of the Kenyan and Baikalian rift zones)	3
Mossakovsky A. A., Dergunov A. B. Caledonides of Kazakhstan and Central Asia (tectonic structure, history of development and paleotectonic environments)	16
Menessier G. The main development features of vertical movements and zones of sediment accumulation on the territory of Asia in Phanerozoic.	34
Savelieva G. N., Denisova E. A. Structure and petrology of the ultrabasic massif Nurali in the Southern Urals	42
Beer M. A. The Carpathians and Dinarides in Mesozoic	58
Byzova S. L., Maslakova N. I., Rudakov S. G. On Cretaceous folding and thrusts in the Eastern Carpathians	71
Ruzhentsev S. V., Shvolman V. A. Tectonics of the North-Western Himalayas and Kohistan	78
Lomize M. G. Liminar systems and their relationship with island arcs	92
Filatova N. I., Yegorov I. V. Overthrusts in the north-western part of the Koryak-Kamchatka area according to cosmic data	104
Zharkov S. M. Structure of the surface of the Biscay basin basement	120
Review	
Kropotkin P. N. On the book by M. A. Kamaletdinov, Yu. V. Kazantsev and T. T. Kazantseva «Origin of folding» (M.: «Nauka», 1981, p. 136).	126

УДК 551.242.4 (675.2+571.53)

ЛОГАЧЕВ Н. А., ЗОРИН Ю. А., РОГОЖИНА В. А.

**КАЙНОЗОЙСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ КЕНИЙСКОЙ И БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВЫХ ЗОН)**

Анализ геологических и геофизических данных позволяет полагать, что образование Кенийской и Байкальской рифтовых зон связано с внедрением астеносферных диапиров в литосферу. Различия между названными регионами по формационным особенностям и некоторым параметрам геологической структуры объясняются большей степенью плавления вещества астеносферного диапира под Кенийской зоной.

ВВЕДЕНИЕ

Формационный анализ геологических образований является одним из важных инструментов изучения тектонической эволюции рифтовых зон. Осадочные формации достаточно полно и однозначно характеризуют развитие поверхностной геологической структуры. Магматические формации отражают процессы, протекающие в мантии. Для познания сущности этих процессов необходимо привлекать геофизические данные о глубинном строении изучаемых регионов.

Кайнозойские континентальные рифтовые зоны, довольно сходные между собой по морфологическим и структурным признакам (основными их элементами являются большие грабены, пересекающие обширные сводовые поднятия), нередко различаются по соотношению объемов пород, относимых к тем или иным формациям, а иногда и по набору последних. Весьма интересен вопрос о природе таких различий. Он уже рассматривался в геологической литературе [14], но еще далек от окончательного решения. Дальнейшие исследования в этом направлении требуют совместного рассмотрения особенностей геологических формаций, структуры сводовых поднятий и больших грабенов, глубинного строения земной коры и верхней мантии. Для всей совокупности континентальных рифтовых зон Земли указанная задача представляется достаточно сложной, так как их изученность далеко не одинакова.

В настоящей статье авторы ставят перед собой более скромную задачу: на основе сопоставления геологических и геофизических данных по Кенийской и Байкальской рифтовым зонам попытаться объяснить природу различий между названными регионами по формационным и структурным особенностям. Некоторые различия (в частности, по объему вулканогенных образований) настолько существенны, что возникло даже мнение [30, 34] о разной природе рифтогенеза в Восточной Африке и в Восточной Сибири. Предполагается, что в первом регионе причиной растяжения земной коры является внедрение астеносферы в литосферу в виде широкого диапира. Во втором же регионе растяжение якобы возникло в результате специфической деформации литосферы при столкновении Индостана с Евразией.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

В Кенийской рифтовой зоне общий объем кайнозойских вулканитов оценивается в 100 000—150 000 км³ [12, 20]. Они могут быть отнесены к двум вулканогенным формациям: щелочной оливин-базальтовой и щелочной базальтоидной. В первую включаются умеренно щелочные ба-

залты, трахибазальты, трахиты, базаниты и риолиты. Во вторую — сильнощелочные образования: нефелиниты, меланефелиниты, фонолиты и карбонатиты.

На раннем этапе развития Кенийской зоны с раннего миоцена до раннего плиоцена включительно (25—5 млн. лет назад) количество сильнощелочных пород достигало 40—50% общего объема излияний. В этот промежуток времени эффузивный магматизм проявился на широкой территории, значительно превосходящей площадь рифтовой долины. На позднем этапе (от среднего плиоцена до настоящего времени) доля сильнощелочных пород уменьшается до первых процентов. Вулканическая деятельность в это время явно тяготела к осевому рифту (рис. 1).

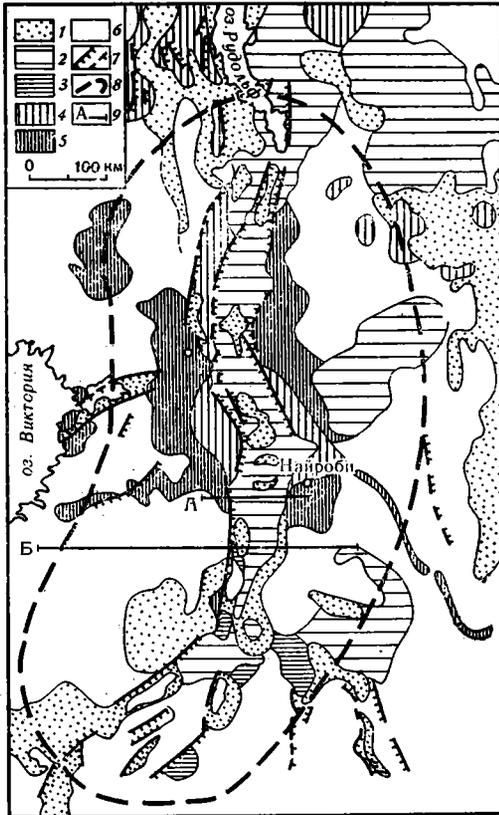


Рис. 1. Схема размещения кайнозойских геологических образований в Кенийской рифтовой зоне [12, 20, 26]. Среднеплиоценово-четвертичные образования

1 — песчанистые глины, алевролиты, песчаники, гравелиты, эвапориты, редко — известняки и мергели (континентальная моласса); 2 — базальты, трахибазальты, трахиты, пирокласты, базаниты, риолиты (щелочная оливин-базальтовая формация); 3 — нефелиниты, меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты (формация щелочных базальтоидов). Миоценово-раннеплиоценовые образования: 4 — базальты, трахибазальты, трахиты, пирокласты (щелочная оливин-базальтовая формация); 5 — нефелиниты, меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты (формация щелочных базальтоидов); 6 — породы докайнозойского фундамента; 7 — разломы; 8 — контуры сводового поднятия; 9 — профили, по которым выполнена интерпретация геофизических данных (см. рис. 3 и 7)

Осадочные образования в Кенийском рифте имеют резко подчиненное значение. В нижней и средней частях толщи эффузивов они образуют тонкие слои и линзы. Более существенную роль осадки играют в верхней части разреза. Переслаиваясь с вулканитами, они местами выстилают дно рифтовой долины. Представлены они преимущественно озерными и аллювиальными образованиями: песчанистыми глинами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, эвапоритами, диатомитами, изредка — известняками и мергелями. Весь этот комплекс осадков можно отнести к континентальной молассе.

В Байкальской рифтовой зоне в отличие от Кенийской вулканиты не пользуются широким развитием. Их общий объем не превышает 6000 км³ [5]. Все они объединяются в щелочную оливин-базальтовую формацию. Здесь развиты главным образом умеренно щелочные базальты. Трахибазальты, трахиты и базаниты имеют подчиненное значение. Лавовые потоки развиты, как правило, на плечах свода и не распространяются в пределы рифтовых депрессий. Исключение представляет лишь Тункинская впадина, где базальты слагают около 20% наполнения, переслаиваясь с осадками (рис. 2).

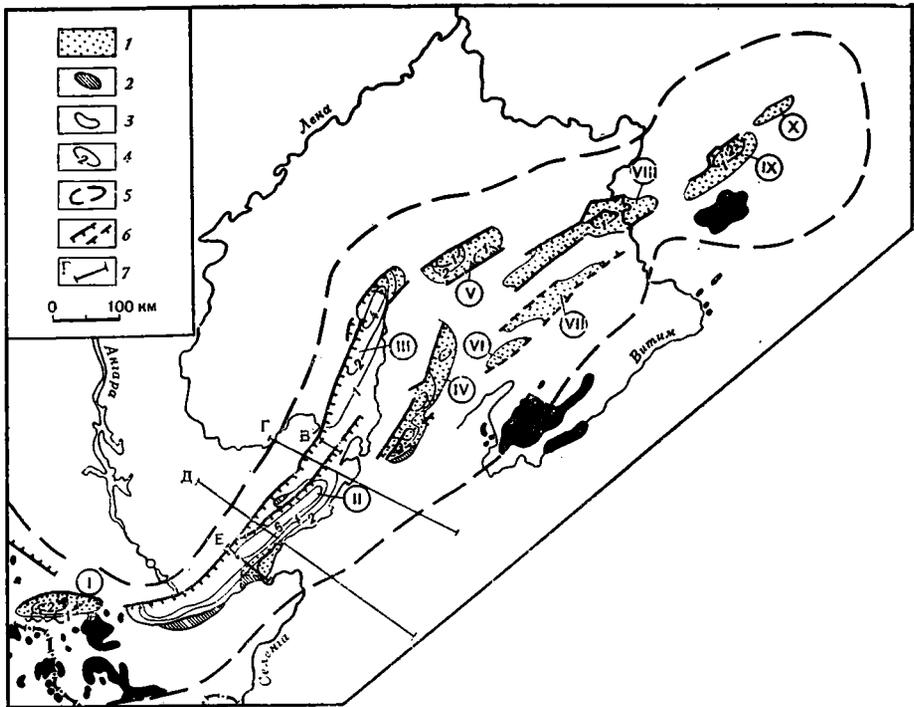


Рис. 2. Схема размещения кайнозойских геологических образований в Байкальской рифтовой зоне [11, 16]

1 — среднеплиоценово-четвертичные песчаники, алевролиты, глины и гравелиты (континентальная моласса); 2 — олигоценно-раннеплиоценовые песчаники, алевролиты, глины с редкими пластами известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей (формация континентальных молассоидов); 3 — неоген-четвертичные базальты, трахибазальты, трахиты, базаниты (щелочная оливин-базальтовая формация); 4 — изопакиты кайнозойских осадочных отложений в рифтовых впадинах; 5 — контуры сводового поднятия; 6 — разломы; 7 — профили, по которым выполнена интерпретация геофизических данных (см. рис. 4, 6, 8). Рифтовые впадины (цифры на схеме): I — Тункинская, II — Южно-Байкальская, III — Северо-Байкальская, IV — Баргузинская, V — Верхнеангарская, VII — Ципинская, VI — Ципицкая, VIII — Муйская, IX — Чарская, X — Токкинская

Общий объем осадочных континентальных образований во впадинах Байкальской зоны близок к $100\,000\text{ км}^3$ [5]. Осадочные отложения отчетливо делятся на две толщи. Нижняя, относимая к олигоцену — раннему плиоцену (30—5 млн. лет назад), имеет мощность до 2—5 км. Сложена она песчаниками, алевролитами и глинами, среди которых довольно редко встречаются пласты известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей. Все эти озерные, болотные и речные отложения объединены в самостоятельную формацию, с некоторой условностью названную молассоидной [11].

Верхняя толща, относимая к среднему плиоцену — четвертичному периоду, имеет мощность до 1 км. Для нее характерно некоторое общее погрубение гранулометрического состава осадков. Особенно четко это явление наблюдается в периферических районах депрессий, где появляются галечники, конгломераты, гравийные и даже крупноглыбовые отложения. В центральных районах впадин главную роль продолжают играть озерные и речные отложения (пески, алевролиты, глины), но относительное количество тонкообломочных пород (по сравнению с верхней толщей) уменьшается. Верхняя толща отнесена к континентальной молассовой формации [11].

Различия в формационном отношении между Кенийской и Байкальской рифтовыми зонами могут быть кратко суммированы следующим образом: 1) общий объем вулканитов в первом регионе в 20 раз выше, чем во втором; 2) в первой зоне развиты магматические формации щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов, во второй —

только щелочных оливиновых базальтов; 3) в Байкальском регионе доминирующую роль в наполнении впадин играют осадочные образования, крайне слабо развитые в Кенийском рифте.

СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ

Кенийское сводовое поднятие представляет собой структуру второго порядка в пределах более обширного Восточно-Африканского плато. Морфология Кенийского поднятия сравнительно проста: в плане оно имеет форму овала, длина которого составляет 1000 км при ширине 350—400 км (см. рис. 1). Высоты земной поверхности в его пределах достигают 3,5—4,0 км. Оно начало формироваться в миоцене до развития рифтовых впадин [12].

Морфология Байкальского сводового поднятия более сложна. Эта структурная форма протягивается на расстояние около 1500 км, местами расширяясь до 300 и сужаясь до 150—200 км (см. рис. 2). К широким частям приурочены максимальные высоты рельефа — до 2,8—3,0 км. Существует мнение, что общее поднятие территории Байкальской зоны произошло лишь в среднем плиоцене, когда рифтовые впадины уже были в значительной мере сформированы [10]. Этот аргумент использован П. Таппонье и П. Молнаром [34] для демонстрации независимости образования рифта от свода. Основанием для такого мнения послужило отмеченное выше поглубение гранулометрического состава осадков в верхней части наполнения впадин. Однако даже в нижней части осадочной толщи кластический материал плохо отсортирован, что свидетельствует о весьма небольшом расстоянии его переноса. Этот материал поставлялся непосредственно с окружающих впадину поднятий, а следовательно, Байкальский свод существовал уже и в олигоцене. Просто его превышение над днищами впадин было меньшим, а области седиментации были несколько шире, чем на позднем этапе развития рифтовой зоны. В среднем плиоцене увеличились скорости роста сводового поднятия и прогибания днищ впадин, в результате чего оформился контраст высот, наблюдаемый в настоящее время [11].

Таким образом, несмотря на некоторые различия в геометрии сводовых поднятий (Кенийский свод несколько проще по форме, шире и выше Байкальского), они являются структурными формами одного порядка и существовали на всем протяжении развития сопоставляемых рифтовых зон.

РИФТОВЫЕ ВПАДИНЫ

В Кенийской зоне вдоль оси сводового поднятия протягивается единый грабен, который вблизи периклинальных замыканий свода разветвляется на мелкие впадины. От центральной части грабена на запад отходит короткий рифт Кавирондо (см. рис. 1). Длина осевой впадины превышает 600 км при ширине до 60—80 км. Ее строение довольно сложно: она ограничена серией соединяющихся между собой сбросов, каждый из которых имеет сравнительно небольшую длину. В поперечных сечениях на бортах грабена обычно наблюдается несколько сбросов, разделяющих блоки, поверхности которых ступенчато погружаются к его центральной части. Разломы имеют большие амплитуды на западном обрамлении впадины, в связи с чем структура последней асимметрична. Глубина погружения фундамента грабена достоверно не установлена. По геофизическим данным предполагается, что она может достигать 4 км [23].

Необходимо отметить, что в границах, близких к современным, осевой рифт начал формироваться только на позднем этапе развития Кенийской зоны (со среднего плиоцена). Вероятно, на этом этапе увеличилась скорость растяжения коры, что вызвало быстрое углубление рифтового рва, которое не смогло компенсироваться накоплением вулканитов.

В Байкальской зоне существует не единый осевой грабен, а сложно ветвящаяся цепь впадин, которые отделены одна от другой горными

перемычками. Наиболее крупной депрессией является Байкальская, состоящая из двух кулисообразно расположенных котловин (Южной и Северной), которые разделены диагональным поднятием подводного Академического хребта. Длина каждой котловины составляет 350 км при ширине до 45—50 км. Другие впадины имеют длину от 100 до 200 км и ширину до 35—40 км (см. рис. 2).

В связи с большой мощностью осадков в грабенах Байкальской зоны здесь наблюдаются интенсивные локальные аномалии силы тяжести. Их количественная интерпретация позволяет получить представление о глубине погружения кристаллического фундамента и о структуре его поверхности под осадками. В отдельных впадинах проведены электрометрические и сейсмические исследования методами преломленных и отраженных волн.

Впадины отделяются от плечей сводового поднятия системой сбросов, образующих ступени. Разломы эти сложно ветвятся в плане. Их амплитуда больше на северо-западных бортах, в связи с чем профили впадины асимметричны. В структуре поверхности фундамента рифтов разрывные дислокации сочетаются с плавными ее изгибами.

Судя по геофизическим данным, мощность осадков в Южно-Байкальской котловине достигает 6 км, в Северо-Байкальской — 4 км, а в других рифтовых впадинах — 2,0—2,5 км. Эти оценки подтверждаются бурением: скважина в дельте Селенги (центральная часть Южно-Байкальской котловины) не достигла фундамента на глубине около 3 км, а бурение скважины в Тункинской впадине остановлено в осадках на глубине 2,1 км.

Отсутствие краевых фаций в нижней части осадочной толщи указывает на то, что в олигоцене — раннем плиоцене ширина бассейнов аккумуляции была больше, чем в настоящее время, но, очевидно, не намного. Близкие к современным очертания впадин оформились в среднем плиоцене. Как уже отмечалось выше, погребение гранулометрического состава в верхней части осадочной толщи указывает на увеличение скорости прогибания дна впадин, а следовательно, и скорости растяжения.

Таким образом, несмотря на различный состав наполнения, впадины сопоставляемых рифтовых зон являются структурными формами одного порядка. В их строении в поперечных сечениях и в развитии во времени обнаруживаются многие сходные черты. Тот факт, что в Кенийском регионе развит один широкий осевой рифт, а в Байкальском — цепь более узких впадин, разделенных перемычками, может быть связан с более однородным и, возможно, более мощным полем растягивающих сил в первом регионе.

БОЛЬШИЕ ДАЙКИ

Вдоль оси Кенийского рифта протягивается локальная положительная гравитационная аномалия. К ней тяготеют четвертичные вулканы и участки повышенной геотермической активности. Р. Серль [32], Б. Дарракотт и др. [22] полагают, что положительная аномалия связана с большой базальтовой дайкой, внедрившейся в земную кору. Дж. Фэйрхед [23] считает, что это повышение поля силы тяжести обусловлено как дайкой, так и плотными базальтовыми лавами, слагающими низы разреза в грабене. Одна из возможных моделей, построенная последним автором для профиля, который сечет рифтовую зону на широте $1,1^{\circ}$ S, изображена на рис. 3. Здесь ширина дайки составляет 10 км, а глубина до ее верхней границы — 3,5 км. Следует отметить, что в гравитационном поле может отражаться не одно интрузивное тело, а сравнительно узкий участок коры, сильно насыщенный более мелкими дайками пород основного и ультраосновного состава.

В Байкальской рифтовой зоне, где впадины вмещают мощные линзы осадков, которые создают отрицательные аномалии силы тяжести, невозможно в чистом виде выделить положительные аномалии, связанные с дайками. Общий анализ гравитационного поля лишь позволяет предполагать, что в низах земной коры под грабенами находятся тела с вы-

сокой плотностью, которые могут соответствовать основным и ультраосновным интрузиям [5].

В пределах оз. Байкал, где детально изучено поле теплового потока [2, 3], выделяются локальные прерывистые геотермические аномалии шириной около 30—40 км. Аномалии подобной ширины могут создаваться лишь источниками тепла, расположенными в земной коре. Такими

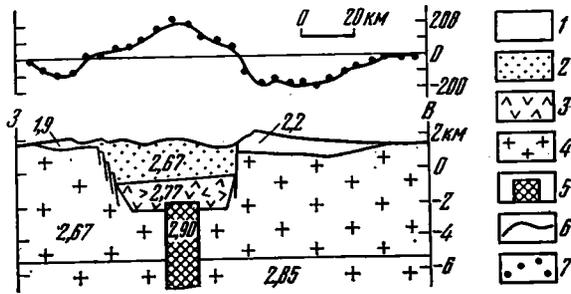


Рис. 3. Гравитационная модель большой дайки под Кенийским рифтом [23] для профиля А (рис. 1)

1 — туфы; 2 — переслаивание трахитов и базальтов; 3 — переслаивание базальтов и фонолитов; 4 — породы докайнозойского фундамента; 5 — дайка основных пород; 6 — локальная гравитационная аномалия в редукции Буге; 7 — значения теоретически рассчитанного гравитационного поля

источниками, видимо, являются остывающие интрузии. На рис. 4 приведены двумерные модели больших даек, первая из которых относится к дельте Селенги и ее окрестностям, а вторая — к району Ушканьих островов [7]. Теоретически рассчитанные геотермические аномалии удовлетворительно согласуются с наблюдаемым полем теплового потока

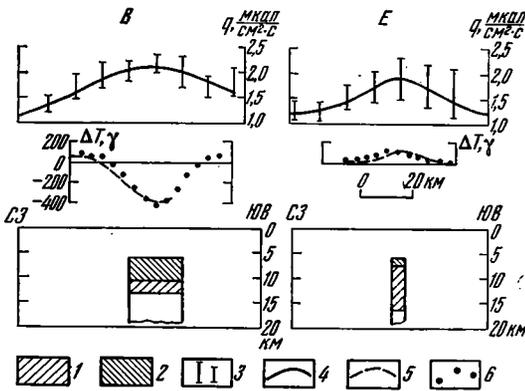


Рис. 4. Модели остывающих даек под впадиной озера Байкал [7] для профилей В и Е (рис. 2)

1 — прямо намагниченные части даек (намагничение происходило при остывании даек ниже точки Кюри в эпоху Брюнесса); 2 — обратно намагниченные части даек (намагничение происходило в эпоху Матуяма); 3 — доверительные интервалы осредненных значений теплового потока; 4 — графики теоретически рассчитанных аномалий теплового потока; 5 — графики магнитных аномалий по данным гидромагнитной съемки; 6 — теоретически рассчитанные значения магнитных аномалий

при следующих параметрах моделей. В первом районе ширина дайки составляет 10 км, глубина верхней границы 6 км, время, прошедшее с момента внедрения, — 2,7 млн. лет. Во втором районе ширина интрузивного тела составляет 2,5 км, глубина 6 км, время — 0,7 млн. лет. Начальная температура даек принята равной 1200°C , а распределение температуры в коре перед внедрением рассчитано по региональному значению теплового потока ($1,3 \text{ мкал/с}\cdot\text{см}^2$).

Правдоподобие моделей проверено путем вычисления теоретических магнитных аномалий и сопоставления их с наблюдаемыми. При расчетах учитывалось, что магматические тела приобретают высокую и стабильную остаточную намагниченность при остывании ниже температуры Кюри. Значение указанной температуры принято равным 440°C . По геотермическим моделям определены положения этой изотермы для настоящего времени, а также для начала и конца эпохи Матуяма, в течение которой направление земного магнитного поля было обратным

современному. Части тела, охлаждающиеся ниже 400°C , в эту эпоху должны были приобретать обратную намагниченность. Если принять для первого тела интенсивность намагничивания равной $550 \cdot 10^{-5}$ ед. СГСМ, а для второго — $400 \cdot 10^{-5}$ ед. СГСМ, то теоретически рассчитанные магнитные аномалии удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми (см. рис. 4).

Таким образом, геофизические данные указывают на существование больших кайнозойских даек в земной коре обоих регионов. В Кенийском рифте имеется либо одна протяженная трещинная интрузия, либо единая непрерывная полоса развития даек и плутонов. В Байкальском же рифте проявления интрузивного магматизма носят прерывистый характер. Эти различия тоже могут быть объяснены более однородным полем растягивающих сил в первом регионе.

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕЛИЧИНА ЕЕ РАСТЯЖЕНИЯ

Анализ времен прихода продольных волн близких землетрясений на станции детальной сети наблюдений в районе Каптагата [29] позволил сделать вывод, что в ближайших окрестностях Кенийского рифта земная кора имеет толщину около 44 км. Скорость сейсмических волн в ее верхней части составляет 5,8, а в нижней — 6,5 км/с. На разделе Мохо отмечается скорость около 7,9 км/с. Специальные исследования методом рефрагированных волн, выполненные при взрывах в озерах Туркана (Рудольф) и Богория (Ханнингтон), показали [25], что непосредственно под рифтовой долиной земная кора утонена до 20 км, средняя скорость продольных волн в ней составляет 6,4 км/с, а на разделе Мохо граничная скорость уменьшена до 7,5 км/с (рис. 5).

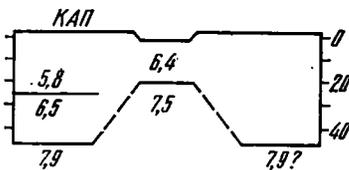


Рис. 5

Рис. 5. Сейсмическая модель глубинного строения земной коры под Кенийским рифтом [25, 29]. Цифры на поле рисунка — скорости P -волн в км/с

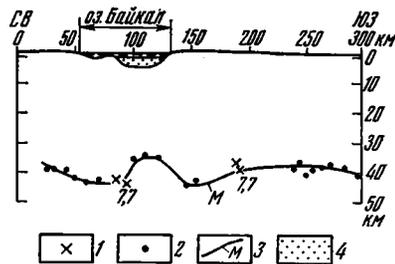


Рис. 6

Рис. 6. Сейсмическая модель глубинного строения земной коры под Байкальским рифтом [17] для профиля Г (рис. 2)

1 — глубины подошвы земной коры по данным метода преломленных волн (цифрой указана граничная скорость в км/с); 2 — то же, но по данным метода отраженных волн; 3 — осредненное положение раздела Моховичича; 4 — кайнозойские осадки во впадине оз. Байкал

В Байкальской рифтовой зоне выполнен большой объем работ методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в котором используются как рефрагированные, так и отраженные волны от взрывов [15, 17]. Установлено, что под наиболее глубокой частью впадины оз. Байкал (под Южно-Байкальской котловиной) раздел Мохо расположен на глубине около 35 км, в то время как под плечами рифта толщина коры (от уровня моря) составляет 42—46 км (рис. 6). Средняя скорость продольных сейсмических волн в земной коре Восточной Сибири варьирует в незначительных пределах и в среднем оценивается в 6,4 км/с. Под рифтовой зоной, включая площадь Байкальского сводового поднятия, скорость продольных волн на разделе Мохо уменьшена до 7,7—7,8 км/с. Под соседней Сибирской платформой и под Забайкальской областью умеренного горообразования этот параметр составляет 8,1—8,2 км/с.

Сопоставление приведенных сведений показывает, что и под Кенийским рифтом, и под Байкальской впадиной земная кора утонена по сравнению с той ее толщиной, которая характерна для плечей рифтов. Это свидетельствует о пластическом растяжении коры (по крайней мере нижней ее части) под рифтовыми долинами. Очевидно, вещество интрузий, периодически внедряющихся в земную кору, сравнительно быстро кристаллизуется, восстанавливая ее сплошность и разогревая ее на узких участках, которые из-за уменьшения эффективной вязкости приобретают способность деформироваться пластически [1, 5, 21].

Считая, что объем земной коры сохраняется, можно оценить величину пластического растяжения. Под Кенийским рифтом толщина коры без линзы эффузивов составляет 16 км. Ширина рифта (без большой дайки) изменяется по простиранию от 50 до 70 км. Следовательно, площадь поперечного сечения блока коры под впадиной варьирует в пределах 800—1100 км². Если первоначальная толщина этого блока была равна современной мощности коры в обрамлении рифта (44 км), то его ширина должна была составлять 20—25 км. Отсюда величина пластического растяжения оценивается в 30—45 км. Добавляя к ней ширину дайки, получим общую амплитуду растяжения в 40—55 км.

Аналогичные расчеты для впадины оз. Байкал в районе дельты Селенги дают величину пластического растяжения коры около 15 км. Общая же амплитуда растяжения с учетом существования дайки здесь составит 25 км. Последняя цифра характеризует только Южно-Байкальский сегмент рифтовой зоны. В районах же Тункинской, Баргузинской, Муйской и Чарской впадин растяжение не превосходит 10—15 км, а на горных межвпадинных перемычках — первых единиц километров [16]. Приведенные значения хорошо иллюстрируют неоднородность растяжения в Байкальской рифтовой зоне.

ЛИТОСФЕРА И АСТЕНОСФЕРА

На сейсмических станциях Найроби и Каптагат в Кенийской рифтовой зоне фиксируются запаздывания волн *P* от далеких землетрясений. По сравнению со станцией Булавайо, расположенной в стабильном регионе, запаздывания составляют 2—2,5 с. Анализ дисперсионных кривых поверхностных волн для интервала между станциями Аддис-Абеба и Найроби указывает на уменьшение скорости сейсмических волн и добротности в верхней части мантии под Кенийской и Эфиопской рифтовыми зонами, что хорошо согласуется с запаздываниями волн *P* [27, 28].

Кенийскому сводовому поднятию соответствует региональная длинноволновая аномалия в редукции Буге интенсивностью около —200 мгл. Если считать, что уменьшение скорости (δV_p) и плотность ($\delta \rho$) характерно для одного и того же объема мантии, то нужно полагать, что отношение $\delta V_p/\delta \rho$ в этом объеме больше того, которое определили Дж. Нейф и К. Дрейк [31] для твердых пород. Это характерно для горячего частично расплавленного вещества [23]. Таким образом, и гравиметрические, и сейсмологические данные, очевидно, отражают одно и то же явление: поднятие кровли астеносферы (т. е. утонение литосферы) под Кенийским сводом в целом.

Одна из возможных моделей строения литосферы в рассматриваемом регионе предложена Дж. Фэйрхедом [23] на основании количественной интерпретации региональной аномалии силы тяжести (рис. 7). Здесь под рифтовой зоной поверхность астеносферы совпадает с подошвой коры, за пределами сводового поднятия толщина литосферы составляет 100 км на востоке и 80 на западе, недостаток плотности астеносферы относительно литосферы равен 0,05 г/см³. Как показывают простые расчеты, при объемном весе базальтового расплава 2,78 г/см³ и указанном недостатке плотности астеносфера в выступе под Кенийским рифтом должна содержать около 9% жидкой фазы.

На сейсмических станциях Байкальской рифтовой зоны также наблюдаются запаздывания волн *P* от удаленных землетрясений и взры-

вов. Запаздывания волн от взрывов в Неваде, вычисленные [18] путем сопоставления времен прихода волн с годографом Джеффриса с очаговой поправкой по С. Д. Коган [9], составляют 1,0—1,3 с, т. е. они примерно в 2 раза меньше, чем в Кенийской зоне.

Байкальскому своду соответствует региональная отрицательная аномалия силы тяжести, интенсивность которой несколько ниже, чем в Кенийской зоне. Учет гравитационного влияния раздела Мохо показывает, что значительная часть этой аномалии связана с уменьшением плотности мантии. Судя по данным магнитотеллурического зондирования,

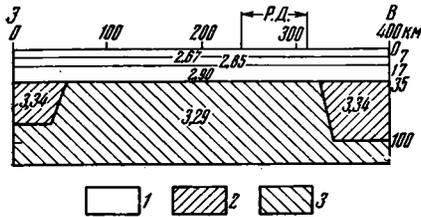


Рис. 7

Рис. 7. Гравиметрическая модель строения литосферы под Кенийской рифтовой зоной [23] для профиля В (рис. 1)

1 — земная кора; 2 — литосферная часть мантии; 3 — астеносфера. Цифрами обозначена плотность в г/см^3 , р. д. — рифтовая долина

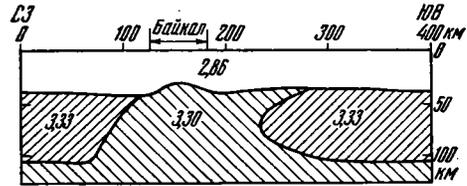


Рис. 8

Рис. 8. Гравиметрическая модель строения литосферы под Байкальской рифтовой зоной [16] для профиля Д (рис. 2). Условные обозначения те же, что и на рис. 7

верхняя часть мантии здесь обладает резко пониженным электрическим сопротивлением, что указывает на частичное плавление вещества [16].

Следовательно, можно считать, что под Байкальской рифтовой зоной астеносфера также образует поднятие, причем уменьшение скорости сейсмических волн на разделе Мохо свидетельствует о том, что ее кровля здесь достигает подошвы коры. Расслоенность же верхней части астеносферы, обнаруженная по данным ГСЗ [15, 17], по-видимому, результат гравитационной дифференциации вещества. Одна из возможных моделей строения мантии под Байкальской рифтовой зоной изображена на рис. 8. Недостаток плотности астеносферы в пределах ее выступа по сравнению с литосферой оценен в $0,03 \text{ г/см}^3$ [16]. Последней величине при указанной выше плотности базальтового расплава должно соответствовать его содержание в астеносфере около 5,5%.

Таким образом, имеющиеся геофизические данные дают равные основания считать, что как под Кенийской, так и под Байкальской рифтовой зоной существуют широкие (400—300 км) поднятия астеносферы. Различие же в скоростях распространения сейсмических волн, о котором можно судить по величинам запаздываний последних, и различие в плотностях объясняются большим содержанием расплавленной (базальтовой) фракции в астеносфере Кенийской зоны.

ВНЕДРЕНИЕ АСТЕНОСФЕРНЫХ ДИАПИРОВ КАК ПРИЧИНА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

Приведенные выше сведения не позволяют считать, что Кенийская и Байкальская зоны принципиально различаются по глубинному строению и по механизму образования. Под обоими регионами существуют выступы кровли астеносферы, ширина которых примерно на порядок превышает величину растяжения земной коры. Последнее соотношение указывает на то, что указанные выступы не могли образоваться пассивно за счет раздвижения плит. Не могли они возникнуть и за счет проплавления литосферы, так как региональный тепловой поток в этом случае должен был бы значительно превышать наблюдаемый в действительности [8, 33].

Вероятнее всего, эти выступы соответствуют астеносферным диапирам, которые активно внедрились в ослабленные зоны литосферы под действием гравитационной неустойчивости, возникшей в районах восходящих конвективных течений в мантии («горячих пятен»). Такие течения поставляют вещество, которое обладает несколько более высокой температурой и меньшей плотностью, чем материал нормальной астеносферы, и в этом смысле должно быть отнесено к аномальной мантии [1]. Идея об образовании континентальных рифтов в районах «горячих пятен» представляется совместимой с глобальной картиной горизонтальных перемещений литосферных плит. Судя по скоростям «абсолютных» движений Евразийской и Африканской плит [19], Байкальская рифтовая зона за время своего развития могла сместиться на 300 км к юго-востоку, а Кенийская — на 400 км к северо-востоку. Если «горячие пятна» под континентами имеют ширину, сопоставимую с приведенными оценками смещения, то рифтовые зоны за все время своего существования могут не потерять связи с ними [1].

Невысокие значения регионального теплового потока [13, 33] свидетельствуют о том, что вещество, которое имеет температуру, близкую к солидусу базальта, появилось под земной корой рифтовых зон сравнительно недавно [6]. Можно полагать, что ранние этапы развития этих зон, когда впадины прогибались медленно, а высоты сводовых поднятий постепенно увеличивались, отвечают времени роста астеносферных выступов. Так как величины растяжения коры сравнительно невелики, нужно полагать, что пластическое течение литосферы играло незначительную роль в освобождении пространства, необходимого для вмещения этих диапиров. По-видимому, такое освобождение происходило главным образом за счет обрушения блоков кровли, которые тонули и в конце концов «растворялись» в аномальной астеносфере. Постепенное замещение литосферы менее плотным материалом и вызывало рост сводовых поднятий в соответствии с принципом изостазии.

Когда вещество астеносферы достигло раздела Мохо, его движение вверх на широком фронте прекратилось, так как плотность земной коры меньше плотности астеносферы. Однако в гравитационном поле любая изостатически уравновешенная неоднородность должна растекаться в стороны вследствие стремления механической системы к минимуму энергии, которому соответствует сферически симметричная Земля. Поэтому выступы астеносферы начали растекаться в стороны, скорость растяжения коры увеличилась, что знаменовало переход к поздним этапам развития рифтовых зон, для которых характерно быстрое углубление впадин. Именно эти этапы обычно и описываются в большинстве работ, посвященных континентальному рифтогенезу [1, 5, 16, 21, 24]. Изложенные выше представления о развитии выступов астеносферы хорошо согласуются в рамках модели нестационарного температурного поля литосферы с наблюдаемыми значениями регионального теплового потока в Байкальской зоне [8].

Здесь уместно поставить вопрос: какое отношение имеет столкновение Индостанского и Евразийского континентов к близкому ему по времени началу формирования Байкальского рифта, если последний, так же как и Кенийский, образовался в результате внедрения астеносферного диапира? Можно допустить, что столкновение континентов вызвало дробление литосферы в древних ослабленных зонах, одна из которых следует вдоль юго-восточного края Сибирской платформы. В эту обновленную зону и начало внедряться аномальное вещество астеносферы, поставляемое ближайшим восходящим потоком.

ПРИРОДА РАЗЛИЧИЙ МЕЖДУ КЕНИЙСКОЙ И БАЙКАЛЬСКОЙ ЗОНАМИ

Как нам представляется, основной причиной различий рассматриваемых рифтовых зон по структурным и формационным признакам является разная степень плавления вещества в выступах астеносферы, что отражается в значениях его плотности. Меньшая плотность вещества

примерно в одном интервале глубин (40—100 км) обеспечивает в силу тенденции к изостатическому равновесию более высокое положение поверхности сводового поднятия. Последнее приводит к возникновению больших по величине растягивающих сил [1, 2] и к увеличению амплитуды растяжения в Кенийском рифте по сравнению с Байкальским. Различие же в конфигурации сводовых поднятий, по-видимому, определяется геометрией древних ослабленных зон, использованных мантийными диапирами.

Большая степень плавления астеносферного вещества обеспечивает его высокую подвижность, которая должна привести к скоплению расплава в достаточно крупные очаги, являющиеся источниками значительных по объему вулканических излияний. Фракционирование магмы в таких очагах может являться причиной как увеличения роли средних по составу вулканитов (трахиты, фонолиты), так и появления риолитов. Наконец, громадные объемы вулканитов почти полностью компенсируют прогибание дна впадин, практически не оставляя места для развития осадочных формаций. Все эти особенности характерны для Кенийского рифта.

В Байкальской же рифтовой зоне небольшая степень плавления астеносферного вещества, видимо, обусловила его меньшую подвижность, что не способствовало возникновению крупных очагов. Это определило незначительность объема вулканитов. В таких условиях впадины, естественно, заполнялись осадочными образованиями, в составе и мощности которых отразилось развитие рифтов и их горного обрамления.

Оценки степени плавления, выполненные по геофизическим данным о плотности вещества, являются средними для диапазона глубин, соответствующего высоте астеносферных выступов (40—100 км). Температуры, обеспечивающие плавление около 10% (Кенийский рифт) и 5% (Байкальский рифт) объема пиролита в присутствии 0,1% воды при давлении 20 кбар, что отвечает середине указанного диапазона глубин, составляют соответственно 1280 и 1200° С [4]. Следовательно, указанное различие в степени плавления может обеспечиваться разницей температур всего в 80° С.

Объем магмы, излившейся на земную поверхность, даже для Кенийской зоны составляет весьма малую часть общего количества расплава, которое содержится в астеносферном диапире. Объем последнего при его длине 1000, ширине 400 и высоте 60 км равен $24 \cdot 10^6$ км³. Количество заключенного в нем расплава (9%) оценивается в $2,2 \cdot 10^6$ км³. Объем же излияний в Кении, как указывалось выше, оценен в $0,1—0,15 \cdot 10^6$ км³, что составляет 4,5—7% объема расплава. В Байкальской зоне аналогичный параметр не превышает первых десятых долей процента. Очевидно, количество излившегося на поверхность материала нелинейно связано со степенью плавления пиролита.

Можно попытаться объяснить особенности химизма вулканитов и его эволюции в сопоставляемых регионах, полагая для простоты, что степени плавления астеносферы на всем протяжении развития диапиров были в первом приближении такими же, как и в настоящее время. Это допущение требует, чтобы верхние части диапиров при их подъеме сквозь литосферу с глубины 100 до 40 км успели остыть примерно на 200° С [4]. Последняя величина не кажется невероятной, так как время роста астеносферных выступов, соответствующее, как предполагается выше, начальным этапам развития рифтов, составляет 20 млн. лет для Кенийской и 25—30 для Байкальской зон. Расчеты показывают, что за такие отрезки времени поверхность диапира, имеющего начальную температуру 1400° С, должна охладиться на 250—350° С. Для того чтобы остывание составило только 200° С, нужно допустить небольшой приток энергии, который, возможно, осуществляется за счет мелкомасштабной конвекции вещества внутри диапира.

Рассмотрим рост астеносферного выступа в Кенийской зоне, полагая, что он сложен пиролитом, содержащим 0,1% воды и с самого начала имевшим степень плавления около 10%. Когда поверхность астеносфер-

ного выступа поднималась с глубины 100 до 80 км, содержащаяся в нем жидкая фаза, судя по известной диаграмме Д. Грина [4], должна была иметь состав оливинового нефелинита. При дальнейшем подъеме в верхней части диапира в интервале глубин 60—80 км состав неотделившегося расплава в результате реакций с кристаллическим веществом должен был изменяться до богатого оливином базанита, а на глубинах 40—60 км — до щелочного оливинового базальта. При этом в нижних частях диапира жидкая фаза должна была сохранять состав, характерный для каждого из выделенных по вертикали интервалов. Если в подобном расчлененном выступе астеносферного слоя имеет место медленная мелко-масштабная конвекция неразделенного вещества, химизм расплава должен меняться аналогичным образом при подъеме нижних порций пиролита вверх. В таких условиях магма, характерная для глубоких уровней диапира, может проявиться на поверхности Земли только тогда, когда она отделится непосредственно на этих уровнях. Но и в этом случае значительные ее порции могут ассимилироваться и изменить свой состав при движении через все вышележащее вещество. Поэтому в продуктах вулканизма должны преобладать производные расплава, который в данный отрезок времени содержится в верхней части диапира. Последнее в сочетании с представлениями о медленном подъеме поверхности диапира в принципе удовлетворительно объясняет общую тенденцию к уменьшению роли сильнощелочных вулканитов на позднем этапе развития Кенийской рифтовой зоны, а также сосуществование в ее пределах формаций щелочных оливиновых базальтов и щелочных базальтоидов. Кристаллизационное фракционирование, ликвация, контаминация и другие явления создали широкий спектр производных магм от карбонатитовой до риолитовой включительно.

В Байкальской рифтовой зоне вулканиты относятся к щелочной оливин-базальтовой формации. При степени плавления около 5% в интервале глубин 40—70 км состав жидкой фазы в астеносферном диапире соответствует оливиновому трахибазальту и базаниту. Эти расплавы и их производные в принципе могут обеспечить появление вулканитов, характерных для рассматриваемого региона. Однако на глубинах 70—100 км состав жидкой фазы отвечает оливиновому и оливин-мелилитовому нефелиниту. Поэтому на начальных этапах развития Байкальской зоны (в олигоцене и раннем миоцене) в ее пределах могли проявиться сильнощелочные основные эффузивы. Практическое отсутствие подобных пород, как нам кажется, можно объяснить тем, что при малой степени плавления и весьма небольших объемах отделяющейся магмы последняя в большинстве случаев не достигала поверхности Земли, застывая в трещинах в сравнительно толстой литосфере. По-видимому, условия транспортировки магмы несколько улучшились только тогда, когда толщина литосферы стала меньше 70 км. Этот период соответствует миоценово-раннеплиоценовой вспышке вулканизма. Уменьшение объема магматических излияний во второй половине плиоцена и их полное отсутствие в настоящее время, видимо, связаны с разогревом нижней части земной коры, который ухудшил условия существования «открытых» разломов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся геологические и геофизические данные позволяют сделать вывод, что Кенийская и Байкальская рифтовые зоны образовались в результате внедрения астеносферных диапиров в ослабленные зоны литосферы. Структурные и формационные особенности рассматриваемых регионов удовлетворительно объясняются разной степенью плавления вещества в астеносферных диапирах. Если полагать, что это вещество соответствует по составу пиролиту, содержащему 0,1% воды, то для объяснения различия в степени его плавления достаточно допустить, что средняя температура диапира в первой зоне выше, чем во второй, на величину порядка 100°С. Возможно, что восходящее конвективное течение под Кенийским рифтом обладало большей тепловой мощностью.

Литература

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. Голубев В. А. Тепловой поток через впадину озера Байкал.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1333—1336.
3. Голубев В. А., Осокина С. В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 4, с. 63—75.
4. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
5. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
6. Зорин Ю. А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1979, № 9, с. 37—43.
7. Зорин Ю. А., Голубев В. А., Новоселова М. Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1.
8. Зорин Ю. А., Осокина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 7, с. 3—17.
9. Коган С. Д. Экспериментальный годограф волны P и горизонтальная неоднородность мантии.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1318—1321.
10. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 245 с.
11. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1967, с. 72—101.
12. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 181 с.
13. Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 91 с.
14. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
15. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Коллектив авторов (редактор Н. Н. Пузырев). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
16. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Коллектив авторов (редактор Н. А. Флоренсов). Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
17. Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинная структура Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии.— Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155—167.
18. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
19. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Часть. I. Кинетика плит и океаническая литосфера (Итоги науки и техники). М.: ВИНТИ, 1977. Физика Земли, т. 3. 270 с.
20. Baker V. H., Mohr P. A., Williams L. A. J. The Geology of the Eastern Rift System of Africa. Spec. Publ. Geol. Soc. Amer., 1972. 136 p.
21. Bott M. H. P. Crustal doming and the mechanism of continental rifting.— Tectonophysics, 1981, v. 73, p. 1—8.
22. Darracott B. W., Fairhead J. D., Girdler R. W. Gravity and magnetic surveys in northern Tanzania and southern Kenya.— Tectonophysics, 1972, v. 15, p. 131—141.
23. Fairhead J. D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies.— Tectonophysics, 1976, v. 30, p. 269—298.
24. Girdler R. W., Fairhead J. D., Searle R. C., Sowerbutts W. T. C. The Evolution of Rifting in Africa.— Nature, 1969, v. 224, p. 1178—1182.
25. Griffiths D. H., King R. F., Khan M. A., Blundell D. J. Seismic refraction line in the Gregory Rift.— Nature (Phys. Sci.), 1971, v. 229, p. 66—71.
26. King B. C., Chapman G. R. Vulcanism of the Kenya Rift Valley.— Philos. Trans. Roy. Soc. L., Ser. A, 1972, v. 271, p. 185—208.
27. Long R. E., Backhouse R. W. The structure of the western flank of the Gregory Rift. Part II. The mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 44, № 3, p. 677—688.
28. Long R. E., Backhouse R. W., Maguire P. K. H., Sunderlingham K. The structure of East Africa using surface wave dispersion and Durham seismic array data.— Tectonophysics, 1972, v. 15, № 1—2, p. 165—178.
29. Maguire P. K. H., Long R. E. The structure on the western flank of the Gregory Rift (Kenya). Part I. The crust.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, v. 44, № 3.
30. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
31. Nafe J. E., Drake C. L. Seismic pefraction/Ed. Maxwell A. E. The Sea. Wiley-Interscience, 1970, p. 53—84.
32. Searle R. C. Evidence from gravity anomalies for thinning of the lithosphere beneath the rift valley in Kenya.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, v. 21, p. 13—31.
33. Skinner N. J. Geophysical Studies of the Kenya Rift Valley.— Contemporary Physics 1977, v. 18, № 5, p. 455—470.
34. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № B7, p. 3425—3459.

УДК 551.242.31(574+5)

МОССАКОВСКИЙ А. А., ДЕРГУНОВ А. Б.

**КАЛЕДОНИДЫ КАЗАХСТАНА И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
(ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ)**

Каледониды Центрального Казахстана, Южной Сибири и Монголии сформированы на месте венд-раннепалеозойского океанического бассейна, являвшегося частью более обширного Центрально-Азиатского палеоокеана. Этот океанический бассейн занимал центральную часть казахстано-азиатских каледонид — большую часть Центрального Казахстана, Восточный Казахстан, Горный и Монгольский Алтай и Озерную зону Западной Монголии. На востоке он обрамлялся активной континентальной окраиной в области кузнецко-саянских каледонид, на западе — пассивной континентальной окраиной на месте западной части Центрального Казахстана.

Рассмотрено тектоническое развитие этого океанического бассейна, протекавшее в условиях прогрессивного усложнения и перестройки его внутренней структуры в результате проявлений ранне- и позднекаледонских фаз складчатости, которое сопровождалось сменой палеотектонических обстановок открытого океанического бассейна обстановками внутри-океанических вулканических островных дуг, вторичных океанических бассейнов и окраинных морей, а затем реликтовых внутренних морей.

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение каледонид Казахстана, Сибири и Монголии имеет длительную историю, берущую свое начало в конце XIX в. Однако основной вклад в изучение региональной геологии и тектоники этих областей был внесен в 40—60-х годах Н. С. Шатским, А. А. Богдановым, В. А. Кузнецовым, Н. А. Штрейсом, В. П. Нехорошевым, Р. А. Борукаевым, В. А. Унковым, Н. С. Зайцевым и мн. др. На материалах этих исследований была разработана законченная историко-геологическая концепция формирования разновозрастных и разнотипных складчатых зон, составляющих каледонские области Казахстана, Сибири и Монголии, которая отражена на тектонических картах СССР ряда изданий, Тектонической карте Евразии и целой серии региональных тектонических карт Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии. В основе этой концепции лежали известные положения классической геосинклинальной теории.

Однако уже в конце 60-х годов, но в основном в 70-х годах, в связи с быстрым распространением среди советских геологов идей мобилизма в тектонике, прогрессом в изучении офиолитовых комплексов и обоснованием представлений о широком развитии в структуре континентов, особенно в эвгеосинклинальных зонах, океанической коры геологического прошлого (под влиянием работ А. В. Пейве и его школы в Геологическом институте АН СССР) произошел постепенный пересмотр сложившихся взглядов на структуру и историю формирования каледонских областей СССР и Монголии.

Основываясь на сходстве офиолитовых серий и нижних частей формационного разреза эвгеосинклиналей с разрезом дна современных океанов, а также островных дуг и окраинных морей, многие исследователи (Л. П. Зоненшайн, А. С. Перфильев, В. В. Волков, А. А. Моссаковский, А. Б. Дергунов, Н. Н. Херасков, С. Г. Самыгин, Р. М. Антонюк и др.) стали рассматривать ранне- и среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны каледонид как фрагменты океанических бассейнов геологического прошлого (реликтовые или новообразованные в результате рифтинга древних континентальных массивов). Были выявлены зоны

раннепалеозойского спрединга в Казахстане и Алтае-Саянской области и прослежены сутуры океанических бассейнов, раздавленных в результате мощного тектонического сжатия и скучивания горных масс в различные эпохи раннего и среднего палеозоя [1, 6, 8, 13, 20, 21]. Применительно к каледонским областям Казахстана, Сибири и Монголии А. В. Пейве и его сотрудниками было показано [26, 27, 32], что развитие эвгеосинклинальных зон характеризуется длительным неравномерным и противоречиво протекающим процессом преобразования океанической коры в континентальную, в котором выделяется ряд стадий: 1) океаническая — с океаническим типом коры и палеогеографическими обстановками, подобными тем, что наблюдаются в современных океанах; 2) переходная — с переходным типом коры, локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками современных островных дуг и окраинных морей и 3) континентальная — с континентальным типом коры, которому свойственно повсеместное в виде сплошной оболочки развитие гранитно-метаморфического слоя и обстановками, характерными для современных материков. Дальнейшее развитие этих научных положений в Геологическом институте АН СССР привело к составлению новой Тектонической карты Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000, на которой отражено время формирования континентальной коры в различных регионах (в том числе и в каледонидах Казахстана, Сибири и Центральной Азии), а в пределах областей с одинаковым возрастом континентальной коры — время формирования гранитно-метаморфического слоя [31, 32].

Быстрый пересмотр представлений о тектонической природе каледонских областей Казахстана, Сибири и Центральной Азии в значительной степени был подготовлен и облегчен тем, что в последние два десятилетия в этих регионах была выполнена целая серия крупных научных обобщений как по тектонике, так и по магматизму, метаморфизму и радиогеохронологии. В эти же годы были составлены многочисленные обзорные и региональные специализированные геологические карты как территории СССР в целом, так и каледонских областей в частности: тектонические, палеотектонические, магматических и геологических формаций, метаморфических поясов и метаморфических фаций.

2. СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА, СИБИРИ И МОНГОЛИИ

2а. Географическое положение и общая характеристика каледонид

Центральноазиатские каледониды входят в состав обширного субмеридионального Казахстано-Сибирского палеозойского складчатого пояса, расположенного в центральной части Евразиатского континента [30]. С запада этот каледонско-варисский складчатый пояс ограничен древним кратоном Восточно-Европейской платформы и примыкающим к ней Урало-Южно-Тянь-Шаньским варисским складчатым поясом. С востока — древним кратоном Сибирской платформы вместе с обрамляющими ее с запада и юга байкальскими (кадомскими) складчатыми сооружениями. Северная часть Казахстано-Сибирского складчатого пояса перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты, а на юге (в пределах КНР и МНР) он обрезается субширотными варисскими складчатыми сооружениями Южного и Гобийского Тянь-Шаня. В современной структуре Казахстано-Сибирского пояса каледониды образуют два крупных массива: Западный и Восточный, которые разделены субмеридионально простирающейся Иртыш-Зайсанской варисской зоной, сливающейся на юго-востоке с Южно-Монгольской варисской зоной (рис. 1). Западный массив охватывает Центральный Казахстан (Кокчетав, Улутау, Ерментау, Бетпак-Далу, а также Чу-Илийские горы) и Северный Тянь-Шань. Восточный, более крупный, включает юго-западное складчатое обрамление Сибирской платформы (Восточный Саян, Хамар-Дабан, Санги-

лен, Северную и Центральную Монголию) и Алтае-Саянскую область (Западный Саян, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Салаир, Горный и Монгольский Алтай и прилежащие части фундамента Западно-Сибирской плиты).

В строении центральноазиатских каледонид принимают участие непрерывные позднекембрийские (позднерифейские и вендские) и нижнепалеозойские эв- и миогеосинклинальные серии (офиолиты, вулканогенные, осадочно-вулканогенные, кремнистые, терригенные и карбонатные), достигающие значительной мощности (до 10 км и более), сложно и неравномерно дислоцированные, зонально метаморфизованные (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) и прорванные крупными массивами гранитоидов разных формационных типов и нескольких возрастных генераций [16, 24, 25]. Общим признаком, отличающим каледонские области Казахстана, Сибири и Монголии от смежных варисцийских областей, является широкое развитие в их пределах ниже- и среднедевонских наземных красочветных молассовых и вулканогенно-молассовых толщ типа «олд ред», которые выполняют многочисленные впадины и прогибы, резко несогласно наложенные на складчатое нижнепалеозойское основание и характеризующиеся германотипными дислокациями. Примером наиболее крупных из таких впадин могут служить Минусинские впадины на востоке Алтае-Саянской области.

Вместе с тем для раннепалеозойского времени отмечается единство в развитии каледонских и некоторых варисцийских (Прибалхашье) областей, что приводит многих исследователей [18, 27, 33, 37] к выводу о том, что каледонские и некоторые варисцийские области в Казахстано-Сибирском поясе обособились в результате одновременного замыкания единого позднекембрийско-раннепалеозойского геосинклинального бассейна. На это же указывает и пространственное расположение традиционно выделяемых в Казахстане и Сибири ранне- и позднекаледонских складчатых зон, при котором раннекаледонские складчатые зоны образуют внешние краевые части Казахстано-Сибирского складчатого пояса (на западе Центрального Казахстана — в Кокчетаве и Улуту и в Северном Тянь-Шане, на востоке Алтае-Саянской области — в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и Туве и в Монголии), а поздне-

Рис. 1. Тектоническая карта каледонид Казахстано-Сибирского складчатого пояса 1 — фрагменты океанической коры венда — раннего палеозоя (в основном кембрия); 2 — альпинотипные ультрабазиты и серпентинитовый меланж; 3 — вулканические островные дуги на скученной океанической коре (венд — ордовик, местами нижний силур); 4 — терригенные и терригенно-кремнистые комплексы краевых морей на океанической коре (средний — верхний кембрий — нижний ордовик, местами весь ордовик и силур); 5 — терригенные комплексы континентального подножия (венд — кембрий, местами ордовик — силур); 6 — краевые вулканические островные дуги в зоне сопряжения океанической и континентальной коры (венд — нижний кембрий, местами кембро-ордовик); 7 — довендские сиалические комплексы фундамента континентальных окраин; 8 — карбонатные, кремнисто-карбонатные и терригенные комплексы чехла (шельфа) континентальных окраин (венд — нижний — средний кембрий, местами ордовик); 9 — комплексы новообразованной океанической и переходной коры в зонах рифтинга на континентальных окраинах (венд — кембрий — ордовик); 10 — средне- и верхнепалеозойские молассовые (вулканогенно-молассовые) впадины (девон — карбон — пермь); 11 — мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы и внутренних впадин; 12 — границы главных тектонических зон и областей; 13 — разломы, в том числе сдвиги (а) и надвиги (б).

Цифрами на карте обозначены: 1 — Бетпак-Дала; 2 — Чу-Илийские горы; 3 — Сарысу-Тенизский водораздел; 4 — Джунгарский Алатау; 5 — Большой Каратау; 6 — Байконурский прогиб; 7 — Селетинский прогиб; 8 — Калмыккульский прогиб; 9 — Акчатау-Моинтинский массив; 10 — Спасская зона; 11 — Центрально-Казахстанский сдвиг; 12 — Талычское поднятие; 13 — Мрасская зона; 14 — Тельбесская зона; 15 — Черноюсская зона; 16 — Кизирская зона; 17 — Сангилен; 18 — Прикосоголье; 19 — Хамар-Дабан; 20 — Батеневское поднятие.

Буквами обозначены: Г-А — Горный Алтай, М-А — Монгольский Алтай, Г-Ш — Горная Шория, З-С — Западный Саян, В-С — Восточный Саян; В-Т — Восточная Тува, Дз — Дзобханская зона, Оз — Озерная зона, Ж-Н — Жалаир-Найманская зона, К — Кокчетавский массив, У — Улуту, С. Т-Ш — Северный Тянь-Шань, Т — Тувинский прогиб, М — Минусинские впадины, С — Салаир, Ч-Т — Чингиз — Тарбагатай, Е — Ерментуа, Те — Тектурмас, К-А — Кузнецкий Алатау

каледонские — его более внутренние части — Горный и Монгольский Алтай, Западный Саян, Чингиз — Тарбагатай. Варисский же области занимают самую центральную осевую часть складчатого пояса. Такое центростремительное замыкание Казахстано-Сибирского палеозойского складчатого пояса является его характерной особенностью, на которую давно обратили внимание А. А. Богданов [3] и В. А. Кузнецов [15].

Из сказанного становится очевидной исключительно важная особенность центральноазиатских каледонид, выражающаяся в том, что в их пределах доступны для непосредственного изучения не только обе крайние части каледонского бассейна, океанический характер которого будет показан ниже, но и его центральная зона, практически отсутствующая в каледонидах Северной Америки, Гренландии и Скандинавии и крайне редуцированная в каледонидах Британских островов.

26. Ранние каледониды

Раннекаледонская складчатая зона на востоке Алтае-Саянской области и в Монголии (так называемые салаириды¹) характеризуется непрерывным разрезом вендских, ниже- и среднекембрийских отложений, согласно дислоцированных на рубеже среднего и позднего кембрия. Складчатые венд-кембрийские образования с резким несогласием перекрыты верхнекембрийскими и ордовикскими нижними морскими моласами. Эвгеосинклинальное развитие ранних каледонид особенно ярко проявилось на западе Монголии — в Озерной зоне, где разрез венд-нижнекембрийских отложений почти полностью представлен спилит-диабазовыми и глубоководными кремнисто-сланцевыми сериями в ассоциации с ультрабазитами и серпентинитовым меланжем (рис. 2). На востоке Алтае-Саянской области — в Кузнецком Алатау, Горной Шории, Восточном Саяне и Туве типично эвгеосинклинальное развитие было свойственно только отдельным зонам, сменяясь на значительных участках типичным миогеосинклинальным режимом. Для этих районов структурно-формационная зональность определялась сложным мозаичным сочетанием узких, разноориентированных линейных вулканических зон и изометричных участков с карбонатной и карбонатно-терригенной седиментацией, иногда (как в Восточной Туве) сопровождавшейся проявлениями кислого кварцево-порфирового вулканизма [19]. В линейных зонах в составе венд-среднекембрийских отложений присутствуют спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, граувакковая, андезитовая и рифогенно-известняковая формации, а также небольшие тела ультрабазитов, габброидов и серпентинитового меланжа. Здесь же развиты синорогенные интрузии габбро, плагиогранитов, гранодиоритов и монцонитов. Изометричным зонам с карбонатным и карбонатно-терригенным типом разреза венда — среднего кембрия (известняковая, доломитовая, рифогенно-известняковая, кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формации) были свойственны интенсивные процессы послескладчатой гранитизации и палингенеза, приведшие к формированию в конце кембрия крупнейших гранодиорит-гранитных батолитов [28].

Характер и природа основания ранних каледонид на востоке Алтае-Саянской области окончательно не выяснены, поскольку не известны достоверно прямые стратиграфические взаимоотношения между венд-кембрийским комплексом и подстилающими образованиями. Существующие в литературе указания о стратиграфических взаимоотношениях между ними сомнительны и; как правило, при проверке оказываются тектоническими. Тем не менее большинство исследователей, основываясь на косвенных соображениях (различиях в степени метаморфизма пород,

¹ Некоторые исследователи [39] рассматривают салаириды как образования самостоятельной эпохи тектогенеза, равноценной байкальской и каледонской; авторы статьи придерживаются традиционного (после работ В. А. Кузнецова [15]) отнесения салаирид к ранним каледонидам.

существовании несогласного залегания карбонатных венд-кембрийских отложений на докембрийском метаморфическом фундаменте в восточном обрамлении ранних каледонид — в Восточном Саяне, Восточной Туве и Хамар-Дабане), а также на весьма противоречивых радиогеохронологических данных [14] разделяют представление о том, что венд-кембрийский комплекс ранних каледонид формировался на дислоцированных и метаморфизованных (не выше амфиболитовой фации), вулканогенных, терригенных и карбонатных толщах верхнего протерозоя, подобных обнажающимся в Томском выступе Кузнецкого Алатау.

Раннекаледонские складчатые зоны на западе Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане отличны от ранних каледонид восточной части Казахстано-Сибирского пояса тем, что в состав слагающего их геосинклинального складчатого комплекса входят не только венд и кембрий, но весь ордовик. Складчатость здесь произошла в позднем ордовике или на рубеже ордовика и силура [18, 29]. К этому времени приурочено здесь внедрение основной массы многофазных гранитоидных интрузий (с калий-аргоновым возрастом 460—500 млн. лет). Силур представлен континентальными нижними молассами и ассоциирующими с ними андезит-дацитовыми вулканическими сериями, несогласно перекрытыми ниже- и среднедевонскими верхними красноцветными молассами типа «олд ред» [17].

Вместе с тем по характеру вертикальных и латеральных формационных рядов венд-нижнепалеозойский комплекс ранних каледонид на западе Центрального Казахстана обнаруживает большое сходство с ранними каледонидами востока Алтае-Саянской области (см. рис. 2). Здесь также развиты линейные субмеридиональные и субширотные зоны с кремнисто-вулканогенным типом разреза венда — нижнего палеозоя (Жалаир-Найманская, Селетинская, Қалмыккульская и другие зоны) и расположенные между ними обширные массивы с карбонатным, кремнисто-карбонатным и терригенным типами разрезов венда и нижнего палеозоя (Улутау — Северо-Тянь-Шаньский, Қокчетавский, Ақчетауско-Джунгарский). В первых развиты кремнисто-диабазовая, спилито-диабазовая, яшмово-базальтовая, терригенно-фтанито-яшмовая, базальт-андезито-базальтовая, флишоидная граувакковая и андезитовая формации, а также альпинотипные гипербазиты, обычно превращенные в серпентинитовый меланж. Во-вторых, кремнисто-карбонатная рифогенная, карбонатно-кремнистая, терригенно-яшмово-фтанитовая, флишоидная граувакковая и, что особенно важно, вендская базальная кварцево-аркозавая формация, резко несогласно залегающая на кристаллическом докембрийском фундаменте, обнажающемся в ядрах Қокчетавского и Улутауского массивов. Наличие такого фундамента (с радиогеохронологическим возрастом метаморфических пород 1100 млн. лет и древнее) для ранних каледонид запада Центрального Казахстана так же, как и формирование на нем в венде рифтогенных структур, является доказанным фактом [11, 12].

2в. Поздние каледониды

Позднекаледонские складчатые зоны по сравнению с раннекаледонскими характеризуются в стратиграфическом отношении более полным, местами даже непрерывным разрезом эвгеосинклинального комплекса, который охватывает возрастной интервал от венда через весь кембрий и ордовик до нижнего силура включительно. Главная складчатость, как правило, весьма интенсивная, приурочена либо к рубежу нижнего и верхнего силура, либо к концу верхнего силура, хотя в некоторых районах (Талицко-Монголо-Алтайская зона) широко проявилась и позднеордовикская фаза складчатости. Гранитный магматизм имеет в основном силурийский и девонский возраст, иногда в отдельных зонах встречаются и ордовикские плагиогранитные и гранодиоритовые интрузии.

В формационном отношении среди позднекаледонских складчатых зон Казахстано-Сибирского пояса можно выделить два типа.

Первый формационный тип, к которому относятся поздние каледониды Западного Саяна, Горного и Монгольского Алтая, а также северо-восточного Казахстана, отличается очень мощным (12—15 км) и существенно терригенным разрезом нижнепалеозойских отложений. Это можно хорошо показать на примере Западного Саяна, строение и состав вендских и нижнепалеозойских отложений которого в последние годы исчерпывающе изучил Н. Н. Херасков [35, 36]. Разрез Западного Саяна (см. рис. 2) начинается глубоководной спилито-фтанито-сланцевой формацией венда — низов нижнего кембрия, с которой ассоциируют крупнейшие массивы альпинотипных гипербазитов и габброидов, совместно составляющих типичную офиолитовую ассоциацию. Эта офиолитовая ассоциация вверх по разрезу постепенно сменяется ниже- и среднекембрийской формацией «зеленых туфов» (песчаники и алевролиты граувакковые, полимиктовые, туфогенные, туфы и лавы андезитовых порфиритов), которая местами метаморфизована в фации зеленых сланцев. Выше следует многокилометровая исключительно терригенная ритмично построенная серия, в составе которой выделяются зеленоцветная флишoidная формация верхнего кембрия и низов ордовика, пестроцветная флишoidная формация ордовика и карбонатно-флишoidная формация нижнего и низов верхнего силура.

В процессе силурийской складчатости породы испытали мощный горизонтальный стресс, вызвавший не только интенсивную складчатость в терригенных отложениях нижнего палеозоя, но и мощные надвиги и даже шарьяжи, получившие особенно большое развитие по краям Западно-Саянского синклинория и подчеркнувшие его веерообразную раздавленную структуру с двусторонней вергентностью.

В Центральном Казахстане этот тип позднекаледонских складчатых зон отличается лишь более сложным строением и бóльшим стратиграфическим объемом нижней глубоководной части разреза, которая, как это можно видеть в Тектурмасской зоне, представлена яшмово-базальтовой и туфито-яшмовой формациями, дважды повторяющимися в разрезе и по возрасту охватывающими венд, весь кембрий и часть ордовика [37, 40].

Наряду с зонами, сохранявшими тенденцию к глубокому прогибанию вплоть до середины силура, среди позднекаледонских складчатых зон существовали и такие, которые при том же существенно терригенном формационном заполнении отличались геантиклинальными тенденциями в развитии, начиная по крайней мере с верхнего ордовика. Такова Талицко-Монголо-Алтайская зона на юго-западе Алтае-Саянской области, что убедительно было показано К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым [7], в пределах которой в полной мере проявилась фаза складчатости в середине ордовика или в начале позднего ордовика [23]. Геантиклинальное развитие этой зоны выразилось в более мелководном (карбонатном, карбонатно-терригенном, черносланцевом, пестроцветном терригенном) характере верхнеордовикских и силурийских отложений,

Рис. 2. Разрезы главных тектонических зон

Бк.— Байконурская зона, Ул.— Улутау, Кдм.— Калмыккульская зона, Ак.-М.— Актау-Моинтинский массив, И.-О.-А.— Ишке-Ольмесская и Атасуйская зоны, Ерм.— Ерментау, Ткт.— Тектурмас, Дж.-Блх.— Джунгаро-Балхашская область, М.-Алт.— Монгольский Алтай, Чинг.-Трб.— Чингиз — Тарбагатай, З. Саян — Западный Саян, Оз.— Озерная зона, Монок.— Северный склон Западного Саяна, Дз.— Дзобханская зона, К.-Ал.— Кузнецкий Алатау, восточный склон, Бат.— Батеневское поднятие

1 — довендский сиалический (континентальный) фундамент; 2 — меланократовый (океанический) фундамент; 3—5 — спилито-диабазовые (океанические толлит-базальтовые) серии: 3 — диабазы и спилиты, 4 — туфы основного состава; 5 — кремнистые породы (яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы); 6—8 — базальт-андезито-базальтовые (островодужные) серии: 6 — андезиты и андезито-базальты, 7 — туфы среднего состава, 8 — туффиты и туфогенные песчаники; 9 — кислые эффузивы; 10 — глинистые сланцы; 11 — конгломераты; 12 — олистостромы; 13 — песчаники; 14 — флишoidные песчано-сланцевые толщи; 15 — известняки; 16 — доломиты; 17 — надвиги и шарьяжи; 18 — фаза складчатости; 19 — рифтинг

в их локальной седиментации в изолированных геосинклинальных прогибах, наложенных на складчатое доверхнеордовикское основание, в обилии стратиграфических перерывов и несогласий, проявившихся в разные отрезки раннего и позднего силура. Однако свой окончательный структурный облик эта зона, как и остальные позднекаледонские зоны, приобрела только после основной фазы складчатости в конце силура.

Ко второму формационному типу позднекаледонских складчатых зон относятся Чингиз и Тарбагатай на востоке Центрального Казахстана и Салаир в Алтае-Саянской области.

Этому типу позднекаледонских складчатых зон были свойственны две главные особенности: длительное и разнообразное проявление вулканизма и многофазное сложное тектоническое развитие с несколькими этапами складчатых деформаций.

В Чингизе и Тарбагатае вулканические проявления начались в венде (?) — раннем кембрии, когда на меланократовом фундаменте формировалась глубоководная карбонатно-спилитовая формация, замещавшаяся к северо-востоку и юго-западу, т. е. вкост простирания Чингиза, яшмово-спилитовой и туффито-яшмовой формациями (см. рис. 2). Но уже со среднего кембрия характер вулканизма изменился в сторону типичной известково-щелочной (островодужной) серии (андезиты, андезитобазальты и андезитодациты с обилием грубой пирокластики) и сохранялся в таком виде до конца среднего ордовика. В процессе трех крупных вулканических циклов (середина среднего — начало позднего кембрия; вторая половина позднего кембрия — ранний ордовик; середина ордовика) накопилось более 6 км вулканогенных пород [40].

Мощный вулканизм, в основном центрального типа, как установлено С. Г. Самыгиным, сопровождался значительными горизонтальными перемещениями и скупиванием горных масс (надвигами, шарьяжами), направленными на северо-восток, о чем свидетельствует появление в среднем ордовике на северо-востоке Чингиза мощных олистостромовых толщ. Локальный, островодужный характер среднекембрийско-ордовикского вулканизма Чингиза и Тарбагатай подчеркивается тем, что к юго-западу и северо-востоку от этих хребтов по направлению к Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской варисцийским областям отмеченные вулканические серии замещаются осадочными терригенными граувакко-полимиктовыми, туфогенно-кремнистыми и глубоководными кремнистыми толщами верхнего кембрия и ордовика, накапливавшимися, как считает С. Г. Самыгин [40], в тыловом (на юго-западе) и преддуговом (на северо-востоке) морских бассейнах окраинно-морского типа.

В начале позднего ордовика в Чингизе и Тарбагатае произошла резкая структурная перестройка и складчатые деформации, которые во времени сопоставляются с аналогичными деформациями в юго-западной (Талицко-Монголо-Алтайской) зоне поздних каледонид Алтае-Саянской области и, возможно, были обусловлены общими причинами. Однако они не привели к изменению тектонического режима в Чингиз-Тарбагатайской зоне, которая продолжала существовать в виде островодужной системы в конце ордовика и в силуре, хотя направлений движения масс в ней изменились по сравнению с предыдущим этапом на диаметрально противоположное — юго-западное. С этим этапом развития данной зоны было связано образование в юго-западном Чингизе нижнесилурийской андезитодацитовой серии и терригенных существенно граувакковых толщ, складчатые деформации которых были вызваны главной эпохой позднекаледонских деформаций в позднем силуре.

Первичные структурные взаимоотношения ранне- и позднекаледонских складчатых зон Казахстана, Сибири и Монголии в значительной мере нарушены и искажены более поздними (средне- и позднепалеозойскими) тектоническими движениями, особенно варисцийскими. На востоке с этими событиями связано возникновение целой системы субмеридиональных, уклоняющихся к северо-западу и северо-востоку крупных левых сдвигов в центральной части Алтае-Саянской области, которые в

дальнейшем (в конце палеозоя) были преобразованы в дугообразные выпуклые к западу надвиги, обусловленные мощным субширотным сжатием. На западе в Центральном Казахстане этой системе соответствует субмеридиональный Центрально-Казахстанский правый сдвиг и сопряженная с ним система надвигов и шарьяжей Спасской зоны. По этому сдвигу Чингиз-Тарбагатайская зона была смещена к югу от своего первоначального положения. Еще западнее возникла целая система северо-западных взбросов, на Сарысу-Тенизском водоразделе, резко осложнившая структуру западной части Центрального Казахстана.

По-видимому, очень большую роль сыграли субширотные раздвижки, связанные с новообразованием в конце ордовика и в силуре Иртыш-Зайсанской варисцидской геосинклинальной системы, расчленившие ранее единую каледонскую Казахстано-Сибирскую область на две изолированные части — западную и восточную.

3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Изучение стратиграфии и вещественного состава вендских и раннепалеозойских отложений Казахстана, Сибири и Монголии, их формационного состава, структурных взаимоотношений с докембрийскими образованиями, а также петрохимических и геохимических особенностей парагенетически связанных с ними магматических комплексов показало резкую гетерогенность каледонских складчатых зон. Оказалось, что одни из них формировались на заведомо континентальной докембрийской коре, тогда как в основании других был выявлен меланократовый фундамент океанического типа, на котором отлагались глубоководные кремнистые и толеит-базальтовые серии. Было установлено большое разнообразие палеотектонических обстановок, определявших особенности формирования каледонских складчатых зон и того, и другого типов и в целом обусловивших очень сложную картину венд-раннепалеозойского развития Казахстано-Сибирского складчатого пояса. Решающую роль в этом сыграли исследования последних 10 лет Л. П. Зоненшайна, Н. Н. Хераскова, В. В. Волкова — в Алтае-Саянской области, А. Б. Дергунова, Л. П. Зоненшайна, Н. Н. Хераскова, А. С. Перфильева — в Монголии, Р. М. Антонюка, С. Г. Самыгина, Т. Н. Херасковой, Н. Г. Марковой — в Центральном Казахстане, С. Г. Самыгина, И. А. Ротараша — в Восточном Казахстане.

В самом общем виде венд-раннекембрийская палеотектоническая обстановка в Казахстано-Сибирском складчатом поясе характеризовалась, как это уже было отмечено Л. П. Зоненшайном [13], существованием Центрально-Азиатского океанического бассейна, субмеридиональное ответвление которого в виде широкого и глубокого залива вдавалось далеко на север — в центральную часть будущего Казахстано-Сибирского складчатого пояса (Западная Монголия, Западный Саян, Горный Алтай, Восточный Казахстан и восточная часть Центрального Казахстана) (см. рис. 1).

С востока и запада, а судя по всем данным, и с севера (в фундаменте Западно-Сибирской плиты) этот океанический бассейн обрамлялся сложно построенными континентальными окраинами.

За. Венд-раннепалеозойские континентальные окраины

Западная континентальная окраина занимала западную часть Центрального Казахстана (Улугтау, Кокчетав, Северный Тянь-Шань, Актау-Моинтинский массив); восточная континентальная окраина представляла собой юго-западное обрамление Сибирской платформы и охватывала Дзабханскую зону Центральной Монголии, Восточную Туву и Сангилен, Восточный Саян, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и Восточный Салаир.

Фундамент континентальных окраин сложен докембрийскими гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами и амфиболитами с радиологическим возрастом 1000 млн. лет и древнее, которые в ряде мест (особенно на западе Центрального Казахстана) перекрыты рифейскими андезито-липаритовыми существенно игнимбритовыми сериями (возрастом 720—760 млн. лет), прорванными щелочными гранитами возрастом 610—650 млн. лет [11]². На нем с крупным стратиграфическим и угловым несогласием залегает относительно маломощный терригенный, кремнисто-терригенный и карбонатный миогеосинклинальный чехол венда, нижнего и среднего кембрия на Восточной континентальной окраине (в Горной Шории, Батеневском кряже Кузнецкого Алатау, в Восточной Туве и других местах) и венда, кембрия и нижнего — среднего ордовика — на Западной континентальной окраине (в Улутау, Актау-Моинтинском массиве, в Большом Каратау и других местах). Очень вероятно, что в некоторых местах нижние горизонты этого терригенно-карбонатного чехла верхнерифейские.

Характерной особенностью континентальных окраин Казахстано-Сибирского венд-раннепалеозойского океанического бассейна является то, что в венде и раннем кембрии они подвергались сильному рифтогенезу, рассеянному по всей их площади и обусловившему возникновение целой системы разноориентированных узких эвгеосинклинальных зон трогового характера с океаническим типом фундамента в ряде случаев. Таковы Байконурский, Калмыккульский, Жалаир-Найманский и другие венд-раннепалеозойские прогибы в западной части Центрального Казахстана, линейные и промежуточные венд-кембрийские вулканические зоны в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и Горной Шории (Тельбесская, Мрасская, Черноюсская, Кизирская и др.) (см. рис. 1).

Формационное заполнение таких эвгеосинклинальных прогибов мало отличается от обычных эвгеосинклиналей, в качестве которых они прежде и выделялись — в их разрезе присутствуют достаточно мощные зеленокаменноизмененные спилито-кератофировые (диабаз-альбитофировые и диабаз-ортофировые) и андезитовые вулканические серии, кремнистые толщи, граувакковые и карбонатные толщи, сложно дислоцированные и иногда метаморфизованные (см. рис. 2). Однако целый ряд признаков указывает на их рифтогенную природу.

Им свойственна отчетливая линейная форма и разломные ограничения, к которым тяготеют гидротермальные и магматические проявления. В нижних частях разреза часто развиты грубообломочные отложения с сиалическим, обычно местным, составом обломочного материала. Вулканические серии, особенно те, которые располагаются в низах разреза, имеют ярко выраженный контрастный состав и отличаются повышенной щелочностью и повышенным содержанием окиси калия. По петрохимическим особенностям они сопоставимы с вулканитами современных зон эпиконтинентального рифтогенеза. Для западной части Центрального Казахстана на это указывает Т. Н. Хераскова [37], для Горной Шории, Восточного Алтая и Кузнецкого Алатау — А. Ф. Белоусов с соавторами [2]. Более того, по данным последних в последовательном ряду венд-кембрийских рифтогенных вулканических зон намечается закономерное возрастание содержания калия в базальтах по мере движения с запада на восток в глубь Восточной континентальной окраины. Наряду с альпинотипными гипербазитами в рассматриваемых зонах часто встречаются щелочные ультраосновные породы. Наконец, очень характерным признаком этих зон, указывающим на их первичную узость, является

² Следует отметить, что обе континентальные окраины (Западная и Восточная) в течение периода времени между 1000 и 600 млн. лет, отвечающему байкальскому этапу, многократно испытывали, как это недавно подчеркнул С. Н. Иванов [38], своеобразную предрифтовую тектоно-магматическую активизацию. Ее результатом было образование не только сводовых поднятий с кислым и щелочным магматизмом и рифтогенно-депрессивных конседиментационных структур неполного раскрытия с терригенным заполнением, но и первых уже настоящих рифтогенных прогибов (подобных рифейскому прогибу Енисейского кряжа) — предвестников массового рифтогенеза в венде.

выдержанность осадочных и магматических формаций по их простира-нию и их резкое выклинивание вкрест простираения.

Вместе с тем существуют четкие различия в стратиграфической пол-ноте разрезов рифтогенных эвгеосинклинальных зон в Западной и Во-сточной континентальных окраинах. В Восточной в их разрезе присут-ствуют вендские, ранне- и среднекембрийские отложения, тогда как в Западной их дополняют верхнекембрийские и ордовикские отложения. Различно и время складчатости в этих зонах — рубеж среднего и позд-него кембрия в Восточной окраине и конец позднего ордовика — в За-падной. Существуют и некоторые другие, достаточно принципиальные различия между Западной и Восточной континентальной окраинами, которые, однако, удобнее будет рассмотреть при характеристике непо-средственно Казахстано-Сибирского венд-раннепалеозойского океаниче-ского бассейна. Здесь же необходимо подчеркнуть, что массовое раз-витие рассмотренных частных эвгеосинклинальных зон рифтогенного типа свидетельствует о том, что в венде и раннем кембрии обе континен-тальные окраины Казахстано-Сибирского океанического бассейна в рав-ной степени испытали сильное растяжение, обусловившее многочислен-ные раздвиги и тектонические зияния, в результате которых континен-тальные окраины приобрели характерную мозаично-блоковую структуру.

36. Казахстано-Сибирский венд-раннепалеозойский океанический бассейн (палеотектонические обстановки и история развития)

Пространственное положение и конфигурация этого океанического бассейна реконструируются по распространению спилито-диабазовых (существенно толеит-базальтовых) и глубоководных кремнистых (яшмы, фтаниты, радиоляриты, кремнистые сланцы) толщ, находящихся, как правило, в тесной ассоциации с альпинотипными ультрабазитами, габ-бро и полосчатыми комплексами — фрагментами меланократового океа-нического фундамента, выжатого и надвинутого по разломам. Петро-химическое и геохимическое сходство толеитовых базальтов из венд-нижнепалеозойских спилит-диабазовых серий с толеитами дна совре-менных океанов и срединно-океанических хребтов к настоящему вре-мени доказано для многих районов каледонид и варисцид Казахстано-Сибирского пояса: для восточной части Центрального Казахстана Р. М. Антониюком [1] и Т. Н. Херасковой [37], для Западного Саяна — Н. Н. Херасковым [35, 36], для Западной Монголии — А. Б. Дергуновым и Т. Н. Херасковой [10]. Вместе с тем следует отметить, что наряду с типично океаническими толеитами, преобладающими в вулканитах венд-нижнепалеозойских спилито-диабазовых комплексов в тех или иных, часто значительных, пропорциях присутствуют высокоглиноземистые и щелочно-базальтовые вулканические серии [10, 37]. Вероятно, такая специфика этих вулканических комплексов связана с возрастными (эволюционными) отличиями вулканических серий древних и современ-ных океанов. То же самое относится и к глубоководным кремнистым толщам, которые, как показала Т. Н. Хераскова [37], имеют как черты сходства, так и отличия от глубоководных кремнистых отложений совре-менных океанов.

Меланократовый океанический фундамент венд-нижнепалеозойских спилит-диабазовых и кремнисто-яшмовых серий чаще всего представлен серпентинитовым меланжем, в котором наряду с гипербазитами и габ-бро распространены эклогитоподобные породы, гранатовые амфиболиты, а также обломки и глыбы диабазов и габбро-диабазов комплекса параллельных даек.

В большинстве изученных разрезов спилито-диабазовая и глубоко-водная кремнистая формации занимают наиболее низкое стратиграфи-ческое положение, по-видимому, залегая на меланократовом фундамен-те (см. рис. 2). В Озерной зоне Западной Монголии, в Монгольском и Горном Алтае, в Западном Саяне, а также в Ерментау на северо-западе Центрального Казахстана они имеют вендский и раннекембрийский воз-

раст; в Чингизе и Тарбагатае они относятся к нижнему кембрию, хотя не исключен и их более древний возраст; в Тектурмасы и в Балхашском антиклинории они охватывают весь кембрий и часть ордовика. Эти факты можно было бы трактовать как доказательство одновременности формирования ложа Казахстано-Сибирского океанического бассейна, более древнего — вендского — в восточной (Алтайская, Западно-Саянская) и Западно-Монгольская области) и крайней западной (Ерментау) своих частях, раннекембрийского — ближе к центру и кембро-ордовикского — в центральной Джунгаро-Балхашской части (как показали новейшие определения радиолярий Б. Б. Назарова в кремнистых толщах Балхашского антиклинория).

Однако такой заманчивый вывод представляется преждевременным из-за еще крайне недостаточной биостратиграфической изученности вендских и кембрийских отложений, особенно диабазово-кремнистых, в Казахстане, Сибири и Монголии. Вместе с тем вряд ли может вызвать сомнение то, что именно в конце венда и в раннем кембрии Казахстано-Сибирский океанический бассейн уже окончательно оформился в виде слабодифференцированной, четко очерченной глубоководной впадины — залива с минимальным размером в поперечнике 1600—2000 км, в котором господствовали условия растяжения. На юге она открывалась в Центрально-Азиатский палеоокеан, а на западе, севере и востоке обрамлялась широкими континентальными окраинами, в пределах которых активно протекали процессы рифтинга и островодужного вулканизма. В центральной части бассейна (осевая часть хребта Чингиз), по-видимому, существовало небольшое подводное океаническое поднятие, в пределах которого образовалась нижнекембрийская карбонатно-спилитовая формация, петрохимические особенности базальтов которой, как указывают Т. Н. Хераскова и С. Г. Самыгин, идентичны базальтам глыбовых поднятий современных океанов.

На западе и северо-западе граница между океаническим бассейном и Западно-Казахстанской континентальной окраиной имеет относительно простую форму дуги, выпуклой к западу, которая протягивается от гор Ерментау на севере в южном направлении вдоль восточной границы Актау-Моинтинского массива, постепенно уклоняясь к юго-востоку параллельно северной границе Джунгарского массива. Эта линия маркируется полосой распространения мощного кремнисто-терригенного комплекса отложений венда, кембрия и нижнего — среднего ордовика, несогласно залегающего на докембрийских кварцитах и кристаллических сланцах. Т. Н. Хераскова [12, 37], проводившая литологическое изучение этого терригенного комплекса, установила, что в своей основной массе он образован кварцевыми разномышными песчаниками с неясной слоистостью, песчано-галечными микститами, алевролитами с редкими прослоями кремнистых пород, которые представляют собой продукты подводных конусов выноса и долинно-веерных систем и отличаются определенной направленностью автокинетических потоков с запада на восток. На западе накапливались незрелые турбидиты и флюксотурбидиты, на востоке — продукты зрелых суспензионных потоков с отсортированной градационной слоистостью, свойственные дистальным частям конусов выноса. Все эти особенности указывают на большое сходство рассматриваемых терригенных комплексов с типичными отложениями континентального склона и подножия по краям современных океанов. Это в свою очередь приводит к мысли, что с запада Казахстано-Сибирский океанический бассейн в венде и раннем палеозое ограничивался пассивной континентальной окраиной атлантического типа.

Восточная граница океанического бассейна в отличие от западной имела неправильную угловатую и заливообразную форму (хотя, конечно, не столь сложную, как это выглядит в современной структуре), но, главное, характеризовалась совсем иным (субдукционным) типом сочленения океанической и континентальной коры, свойственным активным континентальным окраинам. На всем протяжении (см. рис. 1) от восточного склона Салаира к Восточно-Алтайской зоне — на северо-за-

паде, далее вдоль субширотно ориентированных северного (Маинская зона) и южного (Улугуйская зона) краев Западного Саяна — на востоке и затем к юго-западу, югу и юго-востоку параллельно окраине Дзэбханской зоны на этой границе в венде и раннем кембрии существовали окраинно-континентальные вулканические островные дуги, что отмечалось многими исследователями [5, 6, 13, 35, 36]. Эти краевые вулканические дуги образованы контрастными спилит-кератофирами (метабазаальт-альбитофировыми, по А. Ф. Белоусову и др. [2]) и андезитовыми сериями, характеризовавшимися значительной ролью кислых вулканогенных пород метадацитового и метариолитового типа, преобладанием продуктов извержений центрального типа с высокой эксплозивностью и обилием пирокластики в андезитовых сериях. Метабазальты в этих сериях по своим петрохимическим и геохимическим особенностям аналогичны андезито-базальтам и базальтам современных островных дуг, а кератофиры и альбитофиры являются продуктом палингенеза сиалического субстрата [2, 35, 36].

Время существования вулканических островных дуг вдоль восточного края Казахстано-Сибирского океанического бассейна не было одинаковым. На его крайнем юго-восточном отрезке — на границе Озерной и Дзэбханской зон в Западной Монголии островодужный вулканизм проявился только в венде [8, 9]. По краям глубоко вдавшейся в глубь Восточной континентальной окраины Западно-Саянской океанической впадины вулканические дуги существовали до конца раннего кембрия [35]. На востоке Горного Алтая (в западной части Бийско-Катунской зоны) мощные островодужные вулканические серии имеют вендский, ранне- и среднекембрийский возраст [2, 5, 6], а в центральном и восточном Салаира островодужный вулканизм продолжался до раннего ордовика включительно [2, 22]. Закономерность как будто очевидная, однако причины ее не вполне ясны. Вероятно, они связаны с особенностями внутренней тектонической дифференциации восточной (Алтае-Саянской) части венд-раннепалеозойского океанического бассейна, в процессе которой реликтовые окраинно-морские впадины с океаническим типом коры сохранились до конца ордовика на ее севере (к западу от Салаира).

Таким образом, палеотектоническая обстановка в Казахстано-Сибирском океаническом бассейне в венде — раннем кембрии характеризовалась господством условий растяжений, способствовавших существованию слабодифференцированной глубоководной впадины, высланной чехлом вулканогенно-кремнистых отложений. У западного края бассейна формировался терригенный клин отложений континентального склона и подножия, а на восточном крае происходил процесс субдукции океанической коры под восточную континентальную окраину, обусловивший возникновение целой цепи краевых вулканических дуг (рис. 3, А).

Средний кембрий был временем начала тектонической дифференциации Казахстано-Сибирского океанического бассейна. В его центральной части в результате скупивания и утолщения океанической коры на месте Чингиза и Тарбагатая возникла крупная субмеридиональная островная вулканическая дуга, разделившая ранее единый океанический бассейн на две части — западную (Центрально-Казахстанскую) и восточную (Алтае-Саянскую и Западно-Монгольскую). На протяжении всего среднего и позднего кембрия, ордовика и раннего силура в пределах Чингиз-Тарбагатайской островной дуги формировались мощные известково-щелочные андезитовые, андезито-базальтовые и андезито-дацитовые типично островодужные серии, которые к западу и востоку фациально замещались глубоководными кремнистыми и терригенными отложениями прилежащих тылового и преддугового океанических бассейнов второго порядка (рис. 3, В).

Возникновение и последующее развитие Чингиз-Тарбагатайской островной дуги, по-видимому, было обусловлено заложением в пределах ранее существовавшего глыбового океанического поднятия зоны Бенъофа, наклоненной на запад. Пододвигание океанической коры в лежа-

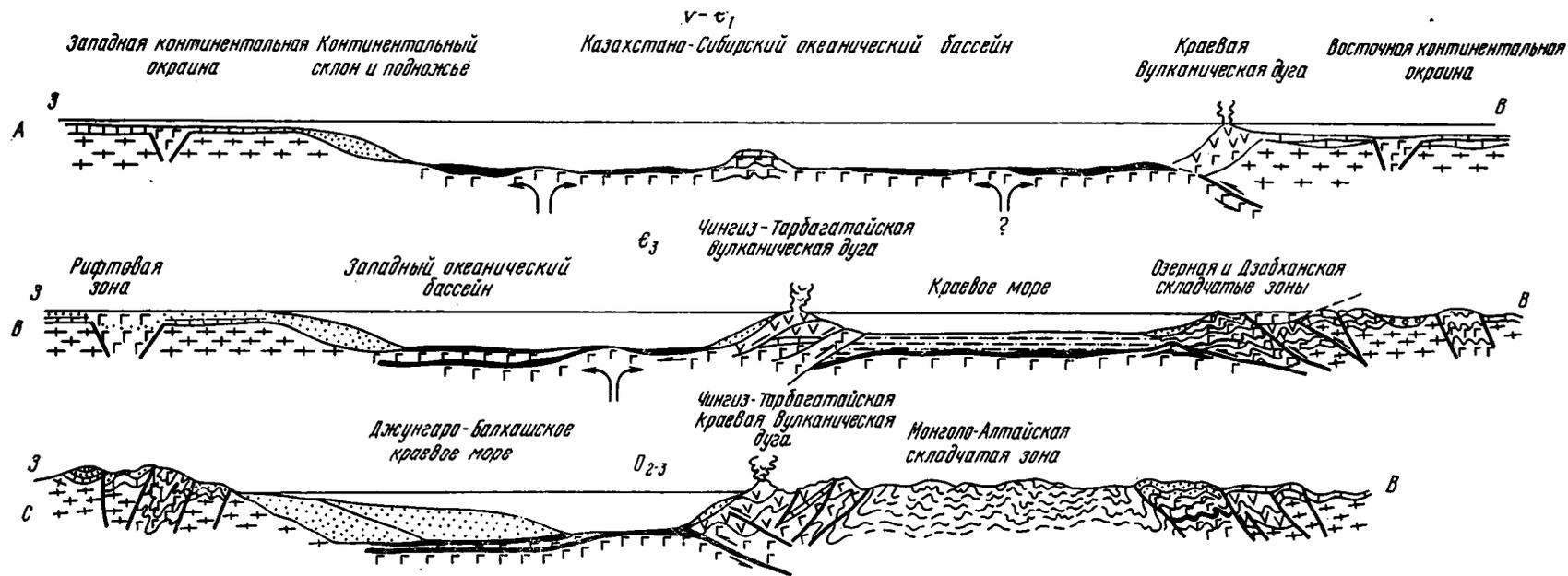


Рис. 3. Палеотектонические профили, иллюстрирующие этапы развития и палеотектонические обстановки Казахстано-Сибирского океанического бассейна (масштаб произвольный)

А—для венда—раннего кембрия; В—доля позднего кембрия; С—для конца ордовика

чем крыле этой зоны сопровождалось в позднем кембрии и раннем — среднем ордовике формированием шарьяжей и тектонических покровов в ее висячем крыле, перемещения которых были направлены на восток и сопровождалось образованием олистостромовых толщ в прилежащей части восточного преддугового бассейна. Это установлено в результате исследований С. Г. Самыгина в последние годы [40].

Характер тектонического развития и седиментации в океанических бассейнах к западу и востоку от Чингиз-Тарбагатайской островной дуги, начиная со среднего кембрия, существенно различался.

Западный (Центрально-Казахстанский) океанический бассейн в среднем и позднем кембрии и раннем — среднем ордовике выступал в качестве тылового, продолжавшегося, как и в раннем кембрии, развиваться в условиях растяжения земной коры. В его западной краевой части, а также в Западном Предчингизье накапливались терригенные турбидитные серии континентального склона и подножия, тогда как в центральной (Джунгаро-Балхашской) области сохранялись условия глубоководной формирующейся океанической впадины со спилит-диабазовым вулканизмом и кремнистым осадконакоплением.

Восточный океанический бассейн, более крупный, охватывающий восточное Предчингизье, Алтай, Западный Саян и Западную Монголию, начиная со среднего кембрия, в связи с образованием Чингиз-Тарбагатайской островной дуги превратился в реликтовую океаническую структуру, в которой новообразование океанической коры практически прекратилось. Напротив, началось постепенное медленное закрытие океанического бассейна в результате встречного надвигания на его кору Восточной континентальной окраины с востока и Чингиз-Тарбагатайской островной дуги с запада. В среднем кембрии этот процесс сопровождался активным вулканизмом в островных дугах как на западе, так и на востоке, что наложило отпечаток на характер осадконакопления в бассейне, отличавшегося большей ролью граувакковых, вулканомиктовых и туфогенно-кремнистых отложений. В позднем кембрии и раннем ордовике, после того как Восточная континентальная окраина и некоторые прилежащие части океанического бассейна (Озерная зона) подверглись тектоническому сжатию и раннекаледонской складчатости, на восточной периферии океанического бассейна возникло обширное складчатое горное сооружение. С него в сократившийся по размерам реликтовый океанический бассейн стали поступать огромные массы обломочного материала, в значительной мере сиалического, что привело к накоплению флишеидных турбидитных терригенных серий (по своему типу близких к отложениям континентального подножия) в восточной части бассейна, особенно в Западном Саяне, и своеобразных очень мощных и в то же время глубоководных олигомиктовых плагиоклаз-кварцевых песчано-алевролитов-сланцевых серий (горноалтайской) в его центральной части (в Горном и Монгольском Алтае).

Вторая половина ордовика была переломной в развитии Казахстано-Сибирского океанического бассейна, во время которой его большая часть, включая почти всю (за исключением Западного Саяна и отдельных участков в Горном Алтае и Присалаирье) Восточную океаническую впадину и Чингиз-Тарбагатайскую островную дугу, а также обе континентальные окраины (восточная еще в кембрии), была вовлечена в процессы каледонской складчатости и превратилась в складчатое сооружение с гранитно-метаморфическим слоем в основании (рис. 3, С). Вместо океанического бассейна возникла область с переходным типом земной коры, в которой среди обширных участков со сформировавшимся гранитно-метаморфическим слоем сохранились отдельные, часто изолированные остаточные впадины с субокеаническим типом коры (Джунгаро-Балхашская, Западно-Саянская, Ануйско-Чуйская и некоторые другие). Вновь образованные складчатые зоны часто служили основанием для наложенных на них геосинклинальных прогибов и моногеосинклиналей с эпиконтинентальной терригенно-карбонатной и черносланцевой седиментацией. Остаточные впадины с субокеанической корой в

Западном Саяне, в прилежащих районах Горного Алтая, а также в западном Присалаирье превратились в типично внутренние моря, в которых происходило накопление пестроцветных и карбонатно-терригенных флишеидных комплексов верхнего ордовика и силура, содержащих эндемичные комплексы брахиоподовой фауны [34].

Лишь Западная (Джунгаро-Балхашская) океаническая впадина сохранила свои размеры, окраинно-морскую природу и палеогеографические связи с Центрально-Азиатским палеоокеаном. В позднем ордовике, в силуре и девоне в ней продолжалась турбидитная седиментация, а на ее восточной периферии — в юго-западном Чингизе в это же время существовала островная вулканическая дуга. Однако эта вулканическая дуга уже имела типичный краевой характер, будучи приуроченной к западной окраине обширной позднеордовикской складчатой зоны Чингиза, Тарбагатая, Горного и Монгольского Алтая. Движение масс в ней (надвиги, шарьяжи) было направлено на юго-запад (С. Г. Самыгин, устное сообщение), а сама она была обусловлена новой зоной Бенъофа, возникшей в позднем ордовике и падающей на восток под позднеордовикскую складчатую зону.

Завершение тектонического развития каледонских складчатых зон Казахстана-Сибирского пояса связано с позднесилурийской фазой складчатости, сформировавшей позднекаледонские складчатые зоны на месте остаточных субокеанических впадин внутренних морей (Западный Саян) и краевых вулканических дуг (юго-западный Чингиз). В геодинамическом плане эта складчатость была сопряжена с мощным импульсом раскрытия новообразованного среднепалеозойского Иртыш-Зайсанского океанического бассейна, хотя процессы рифтогенеза, давшие ему начало, по-видимому, относятся к раннему силуру, а возможно, и самому концу ордовика.

Таким образом, в результате позднесилурийской складчатости к началу девона возникли два крупных континентальных массива — Казахский и Сибирский, характеризовавшиеся повсеместно процессами накопления девонских красноцветных континентальных моласс и ассоциирующих с ними наземных базальт-андезит-риолитовых серий, и разделявший их Иртыш-Зайсанский океанический бассейн, тектоническая история которых представляет собой самостоятельную тему.

Литература

1. *Антонюк Р. М.* Океаническая кора эвгеосинклинали области востока Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 67—74.
2. *Белоусов А. Ф., Кочкан Ю. В., Полякова З. Г.* Вулканические комплексы Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969, с. 283.
3. *Богданов А. А.* О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой площади.— Научн. доклады Высшей школы. Геолого-географ. науки, 1958, № 1, с. 3—6.
4. *Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 1, с. 3—18.
5. *Волков В. В.* Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий, и ранний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966, с. 162.
6. *Волков В. В.* Тектоника и вулканизм раннепалеозойского геосинклиналичного пояса Центральной Азии.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 56—65.
7. *Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н.* Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964, с. 183.
8. *Дергунов А. Б.* Строение каледонид и развитие земной коры Западной Монголии и Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1980, с. 184—195.
9. *Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980, с. 196.
10. *Дергунов А. Б., Хераскова Т. Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 5, с. 35—53.
11. *Зайцев Ю. А., Филатова Л. И.* Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана).— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 21—91.

12. *Зайцев Ю. А., Хераскова Т. Н.* Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 251.
13. *Зоненшайн Л. П.* Модель развития геосинклинального пояса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 11—35.
14. *Клярровский В. М.* Геохронология горных областей юго-восточной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1972, с. 258.
15. *Кузнецов В. А.* Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
16. *Лепезин Г. Г.* Метаморфические комплексы Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978, с. 232.
17. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс (формационный анализ девона каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций). М.: Недра, 1976, с. 207.
18. *Маркова Н. Г.* Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 120—147.
19. *Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 216.
20. *Моссаковский А. А.* Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, 1972, № 1, с. 6—28.
21. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975, с. 318.
22. *Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф.* Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-запада Кузнецкого Алатау.— Геология и геофизика, 1969, № 11, с. 55—60.
23. *Нехорошев В. П.* Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 262.
24. *Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
25. *Леонтьев В. Н., Литвиновский Н. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А.* Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981, с. 318.
26. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
27. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
28. *Поляков Г. В.* Палеозойский магматизм и железорудное юга Средней Азии. Новосибирск: Наука, 1971, с. 311.
29. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1980, с. 487.
30. Тектоническая карта Евразии. М.: ГУГК, 1966.
31. Тектоническая карта Северной Евразии. НПО «Аэрогеология», 1980.
32. *Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А., Яншин А. Л.* Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980, с. 222.
33. *Тихомиров В. Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975, с. 148.
34. *Розман Х. С.* Биостратиграфия и зоогеография верхнего ордовика Северной Азии и Северной Америки.— Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 305. М.: Наука, 1977, с. 177.
35. *Херасков Н. Н.* Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 35—53.
36. *Херасков Н. Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1970, с. 119.
37. *Хераскова Т. Н.* Кремнистые формации нижнего палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1978, с. 5—37.
38. *Иванов С. Н.* О байкалидах Урала и Сибири.— Геотектоника, 1981, № 5, с. 47—63.
39. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979, с. 356.
40. Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982, с. 137.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
28.XII.1981

УДК 551.242.1(5)

М Е Н Е С Ь Е Г.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И ЗОН ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ АЗИИ В ФАНЕРОЗОЕ

Предлагается новый метод картографического анализа распределения вертикальных движений и относительной стабильности этого распределения во времени. Этот метод применен к территории Азии, для которой построено 20 карт, сведенных для публикации в четыре карты: для кембрия — силура, девона — перми, триаса — раннего мела, позднего мела — плиоцена и одна синтетическая для всего фанерозоя. Рассматриваются факторы, могущие влиять на выявленное распределение вертикальных движений.

Анализ многочисленных данных позволил составить серию схем размещения зон осадконакопления на территории Азии для периода с кембрия по плиоцен в масштабе 1 : 20 000 000.

При помощи этих схем можно определить основные черты развития вертикальных движений земной коры на территории Азии и размещения зон осадконакопления во времени.

1. РАЗВИТИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Для анализа вопроса был применен новый метод — метод карт относительной стабильности. На основе определенного (n) количества литолого-палеогеографических карт для ряда последовательных возрастных интервалов, составленных на географической основе в эквивалентной проекции для определения площадей, были построены карты относительной стабильности. Их составление осуществлялось следующим образом: на каждую карту последовательно накладывалась прямоугольная сетка, опирающаяся на одни и те же реперы; каждая ячейка сетки оценивается каждый раз как 1 или 0 в зависимости от того, попадает она или нет в зону осадконакопления (негативную зону); в конце операции каждая ячейка получает коэффициент N , представляющий собой сумму ряда последовательных оценок; ячейки с одинаковой конечной оценкой выделяются линиями одинаковой оценки или изолиниями стабильности, весь комплекс которых и составляет искомую карту. Заметим, что цена изолиний стабильности может быть выражена процентом (p) устойчивости во времени, причем $p = N/100n$.

Карты относительной стабильности позволяют представить развитие структуры в пространстве и времени, отражая в той или иной степени положительные или отрицательные тенденции верхней части коры, их стабильность или миграцию. Эволюцию структурного плана можно затем попытаться связать с глобальными явлениями (глобальные колебания мощности или плотности земной коры, колебания плотности мантии, эвстатические движения) или с более локальными (тектогенез, региональный эпайрогенез, локальные изменения мощности коры и мантии). Повышенные градиенты отражают присутствие пограничных зон, соответствующих главным тектоническим линеаментам.

Интерпретация карт относительной стабильности помогает, таким образом, уточнить и проследить во времени отношения между крупными блоками. Менее точные по сравнению с картами мощностей карты относительной стабильности позволяют сгладить слишком большую локальность первых карт, охватывая целые континенты.

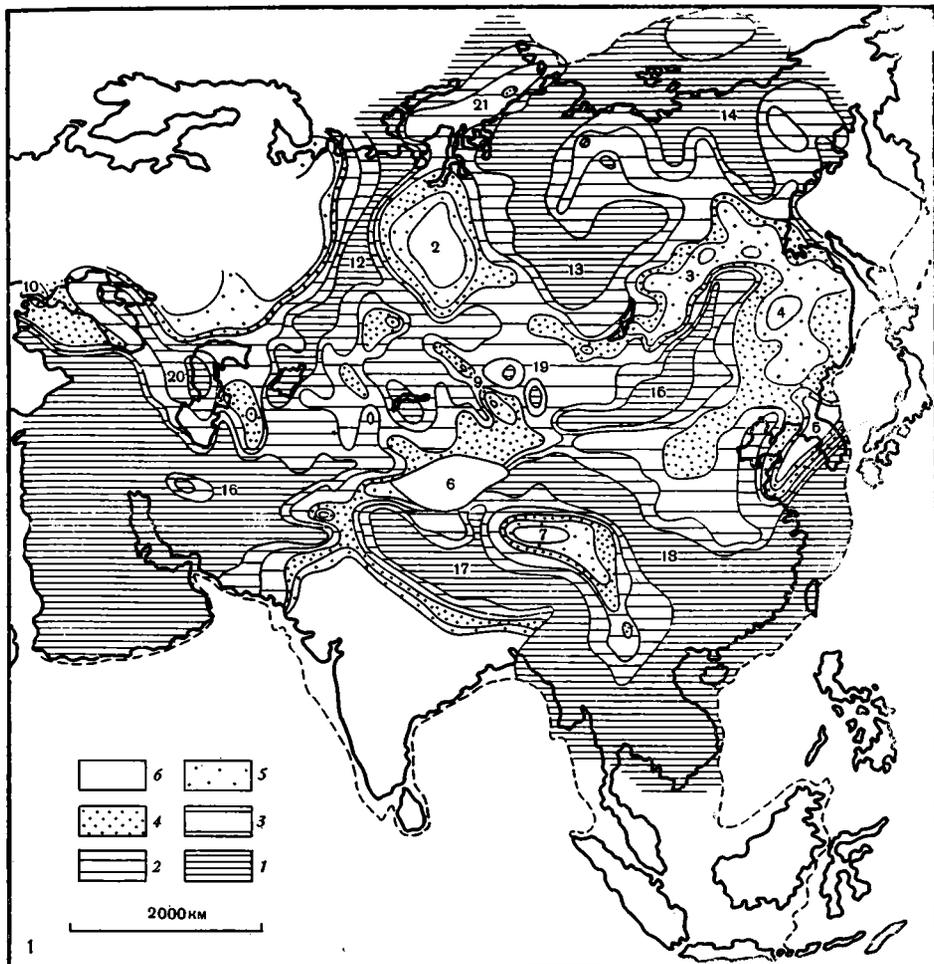


Рис. 1. Карта относительной стабильности Азии в раннем палеозое, составленная на основе пяти литолого-палеогеографических карт

1 — отрицательные зоны 100%; 2 — отрицательные зоны 80%; 3 — отрицательные зоны 60%; 4 — отрицательные зоны 40%; 5 — отрицательные зоны 20%; 6 — положительные зоны 100%

Цифры на рисунке: 1 — Европейская часть СССР, 2 — Тобольск, 3 — Ангара, 4 — Буря, 5 — Северный Китай — Корея, 6 — Тарим, 7 — Куэнь-Лунь, 8 — Предуралье, 9 — Обь, 10 — Черное море, 11 — Месопотамия, 12 — Урал, 13 — Центральная Сибирь, 14 — Индигирка, 15 — Монголия, 16 — Восточный Иран, 17 — Бирма — Тибет, 18 — Юнань, 19 — Монгольский Алтай, 20 — Каспийское море, 21 — Таймыр, 22 — Верхоянск, 23 — Анадырь, 24 — Нижняя Ян-Цзи, 25 — Южный Иран, 26 — Западная Аравия, 27 — Маркан, 28 — Тайланд, 29 — Сычуань, 30 — Новая Сибирь, 31 — Западная Сибирь, 32 — Северный Иран, 33 — Балхаш, 34 — Западный Иран, 35 — Узбекистан, 36 — Индонезия

Точность карт относительной стабильности определяется, разумеется, точностью карт осадконакопления, являющихся их основой. Кроме того, они, конечно, обладают тем недостатком, что подобно геологическим картам не являются палинспастическими и, таким образом, сближают блоки, прежде удаленные друг от друга. Сеть изолиний стабильности также может тектонически деформироваться.

На основе 20 оригинальных литолого-палеогеографических карт, составленных для эпох от раннего кембрия до плейсцена для территории Азии, было создано четыре карты относительной стабильности, каждая на базе группы из пяти карт (ранний, средний и поздний кембрий; средний ордовик и силур; средний девон, ранний и средний карбон, ранняя и поздняя пермь; ранний и средний триас, средняя и поздняя юра, ранний мел; поздний мел, средний эоцен, олигоцен, средний миоцен и поздний плейсцен), охватывающих площадь в 625 000 км² (рис. 1—4). Пятая карта обобщает четыре предыдущие.

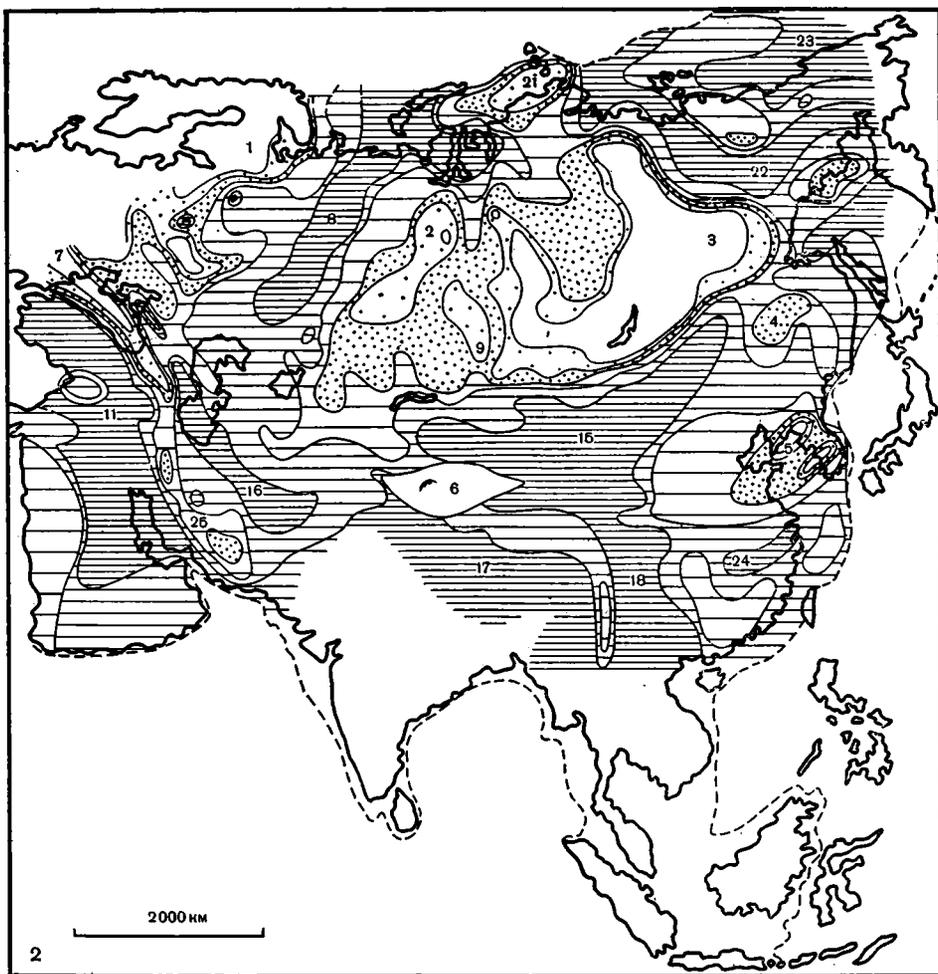


Рис. 2. Карта относительной стабильности Азии в позднем палеозое, составленная на основе пяти литолого-палеогеографических карт. Условные обозначения см. на рис 1

Кембрий — силур. Зоны с тенденцией к опусканию располагаются в основном в южной части Азии, в то время как зоны с тенденцией к поднятию образуют огромную дугу, огибающую Центральную Сибирь. На западе она граничит с Русской плитой, отделяясь от нее зоной отрицательных структур, а на востоке — с Китайско-Корейской зоной положительных структур, расположенной по другую сторону Монгольской геосинклинали. Следует упомянуть также зону положительных структур Куэнь-Луня, четко выделяющуюся внутри области погружений Юго-Восточной Азии, и обширную зону отрицательных структур внутри дуги Центральной Сибири (рис. 1).

Девон-пермь. В целом сохраняется предыдущая схема. Однако следует отметить общую тенденцию к воздыманию районов, расположенных вокруг Казахстана, дифференциацию на узкие положительные и отрицательные зоны на Среднем Востоке, миграцию к западу зоны осадконакопления Урала, а также расширение Монгольской геосинклинали и прилегающих к ней районов. Кроме того, Центральная Сибирь в целом приобретает отчетливый положительный характер (рис. 2).

Триас — ранний мел. Зоны отрицательных структур очень заметно сокращены и локализируются в основном на юге Азии, не считая известного числа брахисинклиналей на территории Китая и на северо-востоке. Для Среднего Востока характерен структурный план, несколько отличающийся от структурного плана предыдущего периода. Ансамбль Цен-

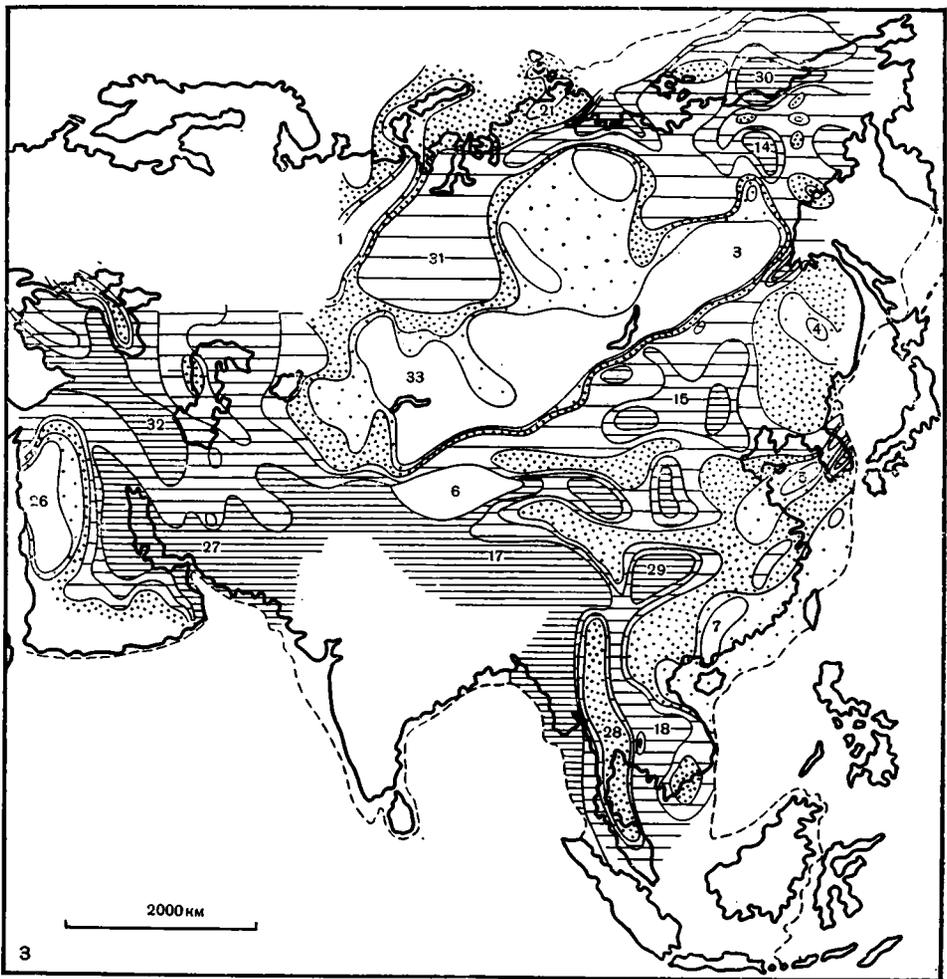


Рис. 3. Карта относительной стабильности Азии в раннем триасе — раннем мелу, составленная на основе пяти литолого-палеогеографических карт. Условные обозначения см. на рис. 1

тральной Сибири еще более четко отличается от остальной территории Азии. Отрицательная зона Урала исчезает, в то время как восточнее намечается новая зона погружений (рис. 3).

Поздний мел — плиоцен. Значительно усиливается общая тенденция к воздыманию. Можно заметить, однако, что отрицательные зоны имеют тенденцию локализоваться на периферии крупных складчатых зон, как центрально-азиатских, так и альпийских (рис. 4).

Кембрий — плиоцен. Данная карта является синтезом предыдущих. Направления линий одинаковой стабильности очень хорошо отражают направления главных тектонических нарушений, показывая, что существует причинно-следственная связь между основными тектоническими структурами и движениями коры. Очень четко устанавливается обособленность Центрально-Сибирского блока от Среднего Востока и Юго-Восточной Азии. Местами в результате инверсии движений коры, как это имеет место в случае Урала, суммарные движения обратного знака вызвали появление зон с нейтральными искусственными характеристиками, но для которых неизменно подтверждается совпадение направлений изолиний стабильности и тектонических структур (рис. 5).

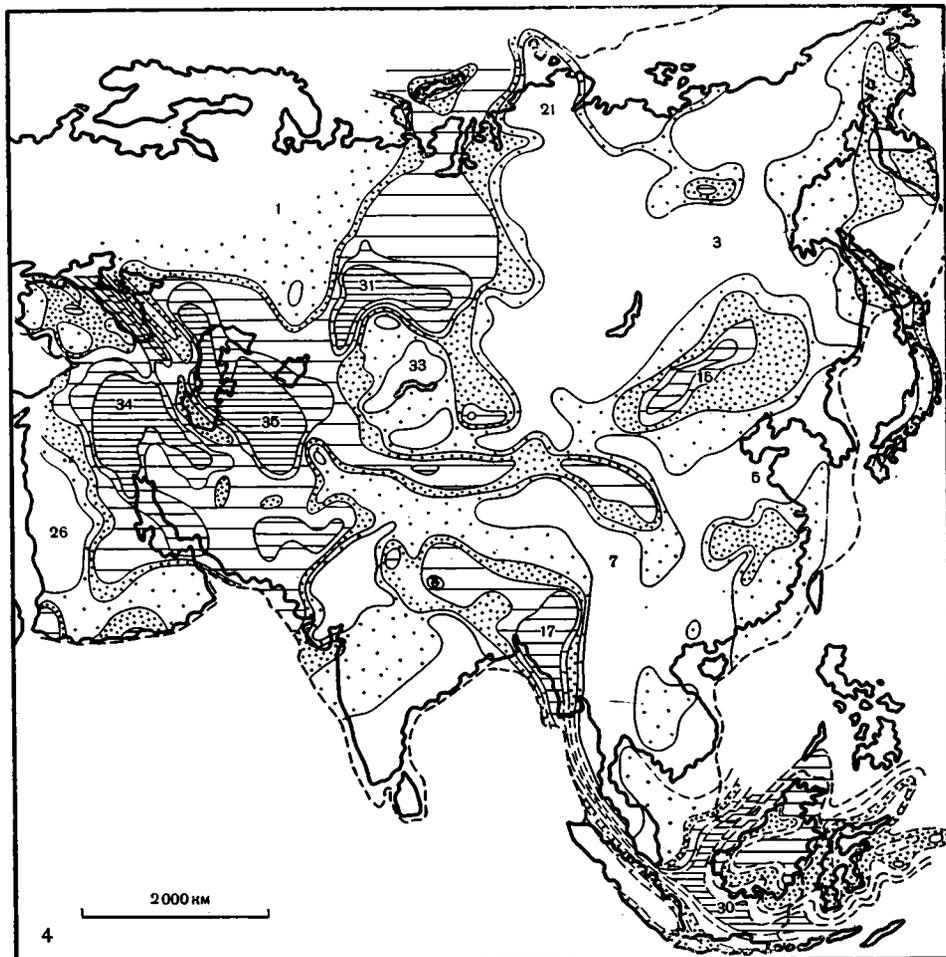


Рис. 4. Карта относительной стабильности Азии в позднем мелу — позднем миоцене, составленная на основе пяти литолого-палеогеографических карт. Условные обозначения см. на рис. 1

II. ЭВОЛЮЦИЯ ЗОН ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Если палеогеографические карты содержат интересные данные относительно очертаний морских побережий, то литолого-палеогеографические карты дают гораздо более богатую информацию, определяя природу осадочных как морских, так и континентальных пород.

В настоящей работе Азия подразделяется на три больших региона, имеющих свои структурные особенности, это: Северная Азия, включающая древнюю платформу Центральной Сибири и Алдана и ее периферические орогены, палеозойские на севере, западе и юге и мезозойские на востоке; Юго-Восточная Азия, включающая параплатформу Китая с палеозойскими, мезозойскими и альпийскими орогенами на периферии; наконец, Средний Восток, включающий Аравийскую плиту и альпийский ороген. Соответственно в каждый район были включены области шельфа с глубиной, достигающей 200 м. Индия не была представлена на карте из-за своей автономности по отношению к Азии. То же самое относится к Индонезии, для территории которой нет достаточного количества точных данных относительно осадконакопления для некоторых эпох.

Для удобства осадочные породы были разделены на следующие типы образований: карбонатный, мергелисто-известняковый, глинисто-пелитовый, смешанный терригенный (чередование песчанисто-глинистых образований типа флиша или молассы), песчанистый. Эвапоритовые образования, занимающие в целом довольно ограниченные площади, не были

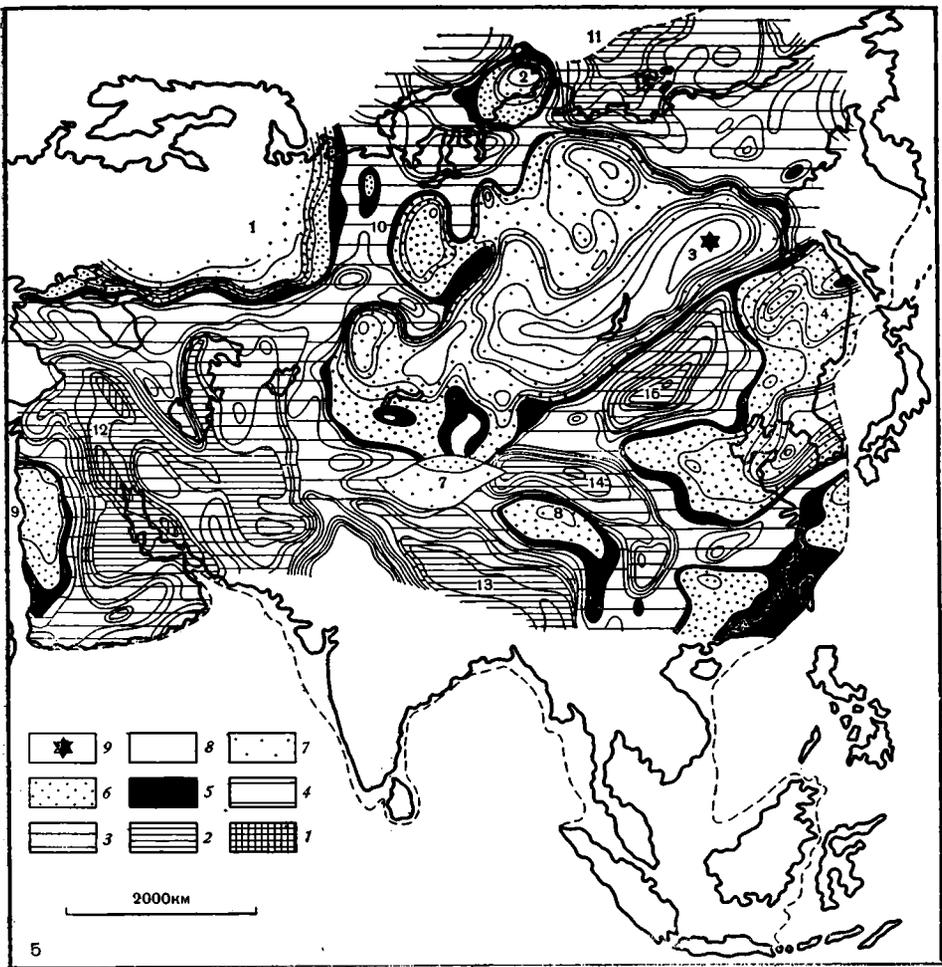


Рис. 5. Карта относительной стабильности Азии в кембрии — позднем плиоцене, обобщающая четыре предыдущие

1 — отрицательные зоны 100%; 2 — отрицательные зоны 95—80%; 3 — отрицательные зоны 80—65%; 4 — отрицательные зоны 65—50%; 5 — отрицательные зоны 50% (нейтральные зоны); 6 — отрицательные зоны 50—35%; 7 — отрицательные зоны 35—15%; 8 — отрицательные зоны 15—5%; 9 — наиболее высокая точка Азии

выделены. Напротив, вулканические образования заняли более обширные площади. Принимая во внимание масштаб карт пришлось, разумеется, схематизировать как размещение по горизонтали, так и точную природу доминирующих образований.

Несмотря на эти приближения, рисунок 6 должен дать довольно ясное представление о процентных соотношениях в размещении различных типов осадочных пород, начиная с кембрия. Он также позволяет четко выделить незаштрихованную область положительных зон без осадков.

Прежде чем приступать к краткому анализу рис. 6, следует напомнить, что осадконакопление зависит прежде всего от природы коры и ее эволюции (геометрия бассейнов осадконакопления), затем от климата (особенно от широты), соответственно от фауны и флоры и, наконец, от рельефа и площади зон питания. В общем карбонатные образования соответствуют шельфу в жарком климате или поднятиям морского дна; песчанистые образования — нижней прибрежной части шельфа; мергелисто-известняковые образования — в основном склонам. Напротив, смешанные терригенные образования могут встречаться как в орогенических зонах, так и во внутриконтинентальных бассейнах и носить синорогенный или посторогенный характер.

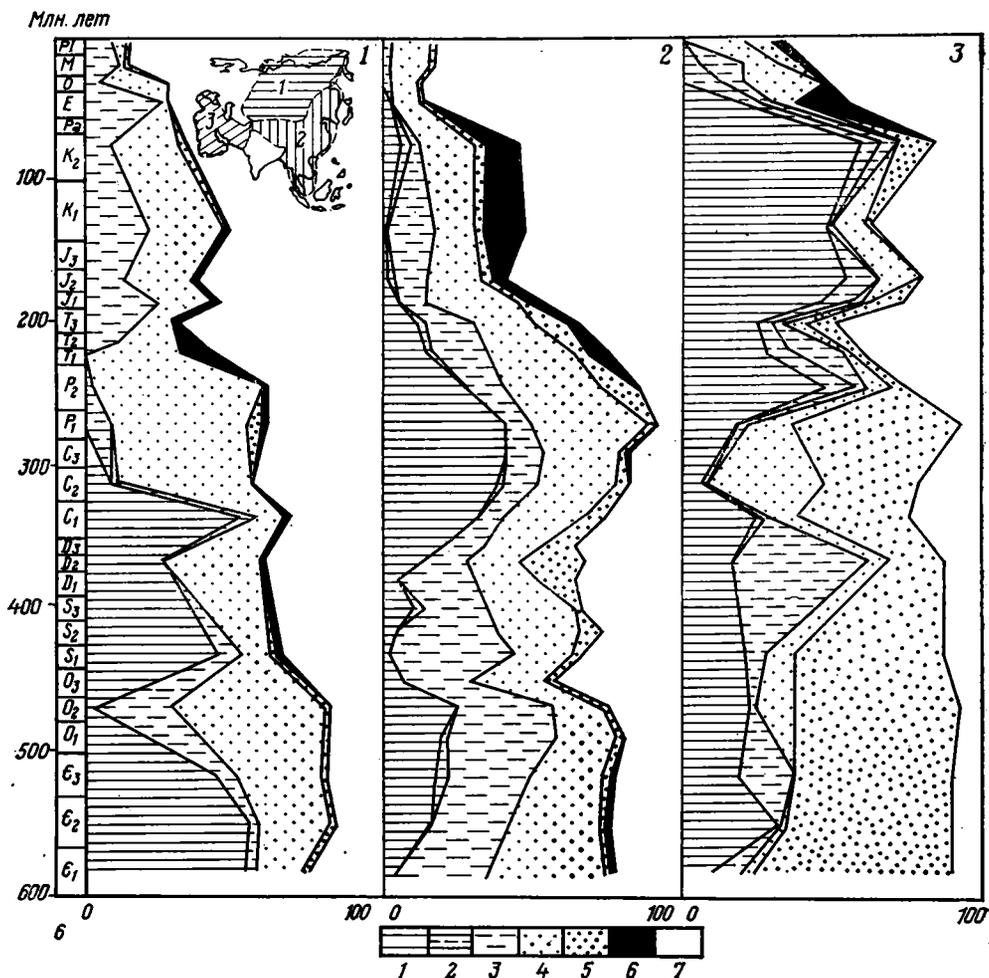


Рис. 6. Эволюция зон осадконакопления Азии в кембрии — позднем плиоцене
1 — Северная Азия, 2 — Юго-Восточная Азия, 3 — Средний Восток

1 — карбонаты, 2 — мергелисто-известняковые образования; 3 — глинисто-пелитовые образования; 4 — смешанные терригенные отложения; 5 — песчаные и конгломератные образования; 6 — вулканические и вулканогенно-осадочные образования; 7 — положительные зоны

Изучение рис. 6 дает следующие результаты:

1. Графики, полученные для всех трех регионов Азии, четко отличаются друг от друга. В частности, пики, соответствующие карбонатам (или положительным зонам), не совпадают.

2. Во всех трех регионах максимум карбонатонакопления предшествует укрупнению положительных зон и сопровождается соответствующей редукцией терригенных (в широком смысле) образований. Другими словами, перед главными тектоническими фазами расширяется область карбонатных образований. Напротив, развитие положительных зон отмечено укрупнением зон терригенных образований.

3. Процент площадей положительных зон во всех трех регионах с течением времени возрастает, причем этот процесс становится более интенсивным в относительно более поздние эпохи, начиная с перми — триаса. Так как использованные литолого-палеогеографические карты не учитывают горизонтальную составляющую последовательных деформаций земной коры и большая часть положительных зон находится в пределах платформ, очевидно, что расширение площадей положительных зон преувеличивалось по мере перехода к более отдаленным эпохам. Следовательно, реальные кривые, отражающие распространение

положительных зон, должны быть неизбежно более наклонными, чем кривые изолинии, проведенные на данной карте.

Колебания графика воспроизводят сумму факторов, среди которых можно назвать явления континентального масштаба, например отрицательные эвстатические колебания уровня океана, увеличение плотности мантии за счет привноса, уменьшение плотности коры, увеличение мощности коры с постоянной плотностью, вызвавшее повышение уровня ее поверхности; или явления регионального масштаба, например увеличение мощности коры с постоянной плотностью, осадконакопление, уменьшение плотности коры, увеличение плотности мантии за счет привноса, тектоническое скупивание, развивающиеся в том же направлении, что и предыдущие. В случае противоположных явлений легко получается понижение уровня поверхности коры и расширение площади отрицательных зон.

Отсутствие синхронности между пиками кривых, ограничивающих положительные зоны всех трех регионов, показывает, что трансгрессии и регрессии, в частности на протяжении палеозоя, когда континентальные отложения играют лишь очень незначительную роль, не могут объясняться только эвстатическими движениями, но в гораздо большей степени зависят от глубинных процессов. Отголоски доорогенических или орогенических движений в пределах платформ показывают, что существует тесная связь между этими движениями и движениями более общими. В частности, развитие в пределах шельфа карбонатов и соответственная редукция положительных зон перед основными орогеническими фазами вызывает, если принимать идею соблюдения изостатического равновесия, понижение уровня континентальной коры.

Создается впечатление, что каждая из кривых на рис. 6 осциллирует по отношению к средней кривой, вначале слегка наклонной к оси времени, затем резко воздымающейся, начиная с пермо-триаса. Впрочем, подобные кривые были получены на основе палеогеографических атласов путем оценки площадей Л. Эдьедом (1956 г.) на основе атласа Н. М. Страхова (1948 г.), А. и Ж. Термье для всего земного шара, затем Д. Ю. Уайзом (1974 г.) для части Северной Америки.

Первый автор придавал большее значение расширению земли, а второй — процессам в океане.

Существует соблазн объяснить конфигурацию средней кривой процессами континентального порядка. Увеличение плотности континентальной мантии за счет привноса материала могло бы дать приемлемое объяснение общему воздыманию Азиатского континента.

Пикардийский университет
Амьен, Франция

Поступила в редакцию
20.IV.1982

УДК 551.254(234.853)

САВЕЛЬЕВА Г. Н., ДЕНИСОВА Е. А.

СТРУКТУРА И ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА НУРАЛИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Ультраосновные породы слагают тектонический блок в зоне мегамеланжа на сочленении Уралтауского антиклинория с западным крылом Магнитогорского мегасинклинория. В блоке сохранились фрагменты разреза с последовательно сменяющимися сериями пород: лерцолиты с высокоглиноземистым низкохромистым шпинелидом → плагиоклазовые лерцолиты → дунит-гарцбургиты (дуниты с высокохромистым шпинелидом) → полосчатые дунит-верлит-пироксениты. Характерно резкое угловое и азимутальное несогласие внутренних структур существенно лерцолитовых и пироксенитовой серий. Разрез был сформирован в ходе двух этапов дифференциации вещества: первому (метаморфической дифференциации, переходящей в анатексис) соответствует высокотемпературное пластическое течение пород в верхней мантии, на втором этапе произошло резкое усиление дифференциальных движений, приведшее к отделению расплава (из которого кристаллизовались породы полосчатой серии) и образованию реститовой (дунит-гарцбургитовой) зоны. Известково-щелочной тренд фракционирования компонентов при дифференциации сменился во времени толентовым.

Систематическое изучение структурных соотношений различных ультрабазитов и габбро в офиолитовых разрезах, а также эволюции минеральных парагенезисов пород раскрывает динамику дифференциации мантийного вещества и перемещения его в кору. Эти вопросы рассматриваются в настоящей статье на примере массива Нуралы (Южный Урал), в котором представлены разнообразные типы ультрабазитов с четко выраженными структурными элементами.

Строение и петрографический состав массива изучались Б. М. Садрисламовым, Т. И. Фроловой, И. И. Эдельштейном, Е. А. Шумихиным, И. С. Анисимовым и, наиболее полно, Г. Б. Рудником. Последним исследователем [7] структура массива была интерпретирована как субгоризонтально-слоистая: дуниты основания разреза сменяются вверх гарцбургитами, над которыми залегают плагиоклазовые лерцолиты. Разрез надстраивался дунит-верлит-клинопироксенитовой серией. Образование этой структуры связывалось Г. Б. Рудником с позднемагматическим и метасоматическим процессами пироксенизации и фельдшпатизации дунитов по ортогональной сетке трещин. Наличие подобной вертикальной расчлененности (с иной трактовкой ее генезиса) предполагается для многих ультраосновных массивов Урала, в том числе для Кракинских, Кемпирсайского, Хабарнинского и др. [2—5, 12 и др.]. Такая модель, включающая генетическое и структурное понимание разреза, как правило, используется на Урале при поисках хромитовых руд.

Проведенное детальное структурно-петрографическое картирование массивов Нуралы и Средний Крака показало принципиально иное строение разреза.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Структурная позиция Нуралинского массива, приуроченного к зоне сочленения Уралтауского антиклинория и Магнитогорского мегасинклинория, показана в ряде работ по тектонике Урала [1, 6, 8, 11, 13]. Массив является крупным тектоническим блоком в составе мегамеланжа, который был сформирован в ходе нескольких этапов надвигания (начиная с эйфельского времени) зеленокаменно-измененных вулканогенно-осадочных разрезов Сакмаро-Вознесенской структурно-фациальной зоны

(S_1-D_3) на кварциты и кристаллические сланцы верхнего протерозоя Уралтау. Формирование мегамеланжа связывается со скупиванием раннепалеозойской океанической коры в переходную стадию развития Магнитогорской эвгеосинклинали, и ультрабазитовые тела в ней рассматриваются как фрагменты океанической коры, шарьированные в сторону окраины Восточно-Европейской платформы. Фундамент этой окраины слагают протерозойские толщи Уралтау. Полоса мегамеланжа, включающая Нуралинский массив и далее к югу — Миндякский, Абзаковский и массивы Сакмаро-Вознесенского пояса, представляет собой корневую зону краевых аллохтонов — Кракинского и, частично, Сакмарского [8, 11]. Зона залегает с крутым восточным падением, и тела ультрабазитов в ней имеют, как правило, форму крутопадающих тектонических клиньев — пластин.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Ультраосновные породы обнажены на площади около 100 км² и вскрыты эрозией на глубину до 400 м. Массив, ориентированный меридионально, разделен широтным тектоническим нарушением, перекрытым аллювиальными отложениями долины р. Шерамбай, на два тела: в южном, более крупном, обнажен почти весь разрез массива, относительно слабо нарушенный тектонически; в северном полнее представлена нижняя часть разреза, верхняя его часть здесь разбита на чешуи и серпентинизирована (рис. 1).

В южном теле с запада ультраосновные породы по прямолинейному тектоническому нарушению, круто падающему на восток, граничат с докембрийскими толщами Уралтау, с востока и юго-востока они контактируют с толщей полимиктового меланжа. В пределах этой части массива различные по составу породы слагают субмеридиональные полосы, отражая зональную структуру разреза: на всю глубину эрозионного вреза в пределах каждой из полос состав пород остается постоянным, что характеризует субвертикальное залегание каждой толщи. Это подтверждается и данными бурения (по материалам Е. А. Шумихина, см. разрез на рис. 1). Вдоль северо-западного контакта этой части массива обнажается полоса (шириной до 0,3 км) выходов крупнозернистых лерцолитов с высоким содержанием пироксенов — до 50%. Хребет Нурали и пересекающие его долины сложены преимущественно плагиоклазовыми лерцолитами с подчиненным количеством лерцолитов, гарцбургитов и дунитов без плагиоклаза. Ширина зоны плагиоклазовых лерцолитов составляет 1,5—2,0 км. Восточнее обнажаются гарцбургиты, в которых по удалении от границы с плагиоклазовыми лерцолитами нарастает количество дунитов. Ширина выходов дунит-гарцбургитовой серии от 0,4 до 1,8 км. Далее к востоку обнажаются полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты и вебстериты (0,4—0,6 км). Следующая к востоку цепь выходов роговообманково-плагиоклазовых амфиболитов и тоналитов отделена от пироксенитов расланцованными серпентинитами — тела этих пород образуют крупные, относительно слабо перемещенные пластины в меланже. Еще восточнее в серпентинитовый цемент погружены блоки плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, диабазов, конгломератов, вулканомиктовых песчаников, известняков и кремнистых пород, являющихся фрагментами разреза нижне- и верхнесилурийских, девонских и нижнекаменноугольных (визе) пород (по данным Б. М. Садрисламова, Т. И. Фроловой, Е. А. Шумихина).

Северное тело массива представляет собой маломощную деформированную пластину, ограниченную с запада пологим надвигом с юго-восточным падением, с востока — крутопадающими нарушениями. В основании пластины располагаются серпентиниты и ниже, в подошве — меланжевая толща с блоками палеозойских пород, надвинутых вместе с ультрабазитами на докембрий Уралтау. Здесь обнажены крупнозернистые лерцолиты, аналогичные вскрытым вдоль северо-западного контакта южного тела, плагиоклазовые лерцолиты и тектонически совмещенные с ними породы полосчатой серии.

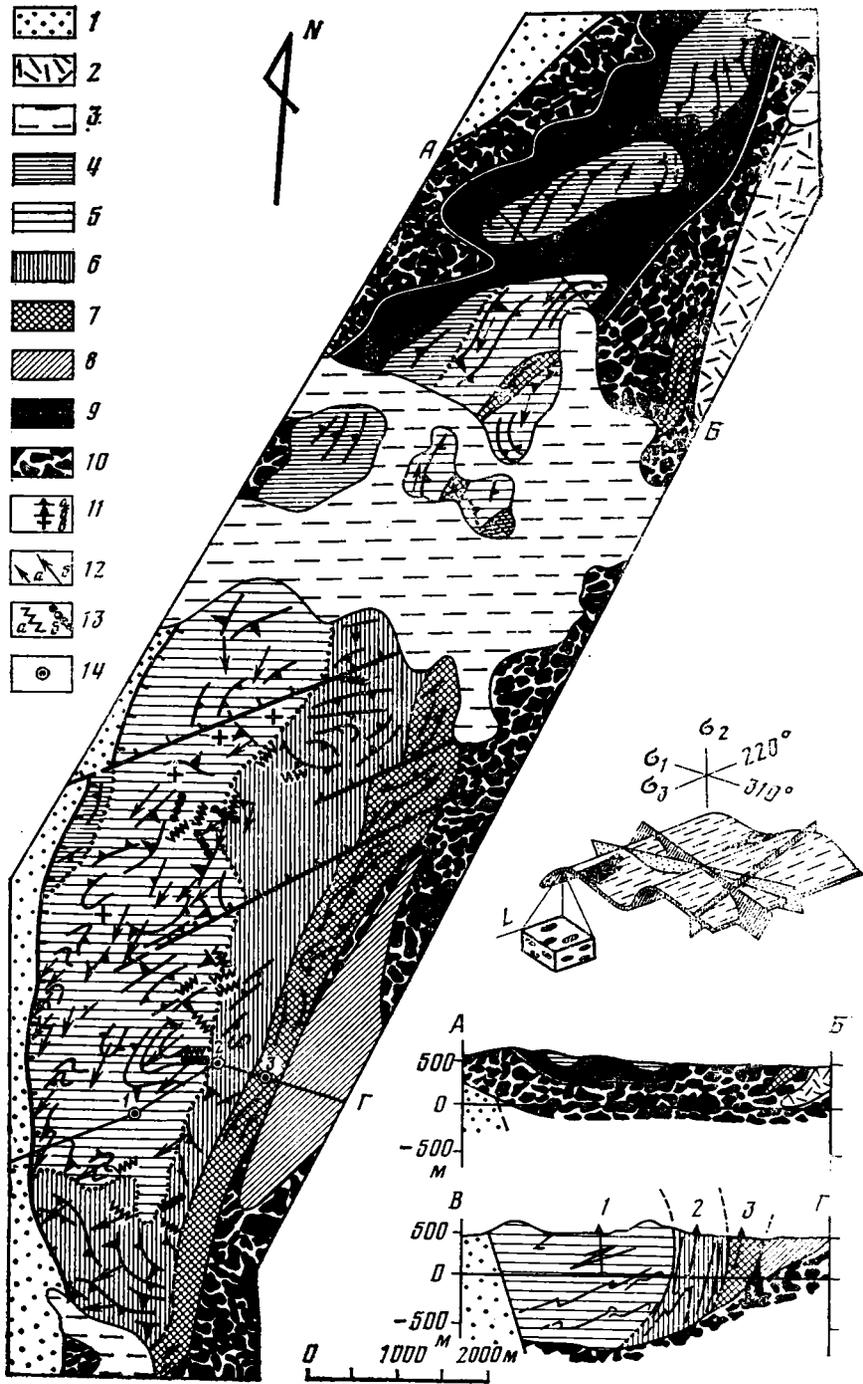


Рис. 1. Геологическая карта массива Нурали

1 — верхний протерозой: кварциты, слюдяные сланцы; 2 — верхний девон — нижний карбон: кремнистые и глинистые сланцы, песчаники; 3 — четвертичные аллювиальные отложения; 4—9 — серии пород Нуралинского массива (их границы в основании разреза показаны точками): 4 — крупнозернистые лерцолиты с высокоглиноземистым шпинелидом; 5 — плагиоклазовые лерцолиты с подчиненным количеством лерцолитов, гарцбургитов, дунитов; 6 — гарцбургиты и дуниты; 7 — полосчатое чередование дунитов, верлитов и пироксенитов; 8 — амфиболиты и тоналиты; 9 — серпентиниты; 10 — меланж; 11 — ориентировка залегания полосчатых и плоскостных структур: а) крутое — $40-85^\circ$, б) пологое — до 40° , в) горизонтальное; 12 — склонение линейности: а) крутое — $40-85^\circ$, б) пологое — до 40° ; 13 — жилы: а) энстатит-диопсидовые, б) габбровые; 14 — положение буровых скважин (данные И. С. Анисимова, Е. А. Шумихина). На схеме складчатые структуры в плагиоклазовых лерцолитах: черное —

Таким образом, устанавливается следующее строение разреза: лерцолиты→плагноклазовые лерцолиты→гарцбургиты→дуниты → пироксениты (полосчатая серия). Все выделенные толщи связаны постепенными переходами и, следовательно, слагают единый моноклинально построенный разрез, в котором плагноклазовые лерцолиты, залегая в нижней части разреза, отделены от пород полосчатой серии дунит-гарцбургитами. Максимальная суммарная мощность разреза составляет около 3,5 км.

Каждая из закартированных толщ обладает индивидуальными чертами строения: петрографическим составом, деформационными макро- и микроструктурами пород.

Крупнозернистые лерцолиты содержат повышенное количество крупных (до 10 мм) пироксенов: до 30% энстатита и 20% диопсида, оливин 50% и светлый палево-желтый или оливковый ксеноморфный хромшпинелид 1—2%. Вторичные изменения представлены неравномерно проявленной серпентинизацией, часто с магнетитом, оталькованием энстатитов, иногда тремолитизацией и карбонатизацией. Характерны чрезвычайно сильные деформации пироксенов: они резко изогнуты, нарушены полосами излома, рекристаллизованы по краям. В оливине проявлены те же остаточные деформации. Породы обладают линейно-плоскостной ориентировкой, заметной по пироксенам и хромшпинелидам, довольно грубой и иногда нечеткой из-за большой крупности зерен. Картирование этих элементов выявило преимущественные северо-западные падения плоскостных структур и фрагменты отдельных открытых складок размерами сотни метров.

Серия плагноклазовых лерцолитов кроме плагноклазосодержащих разновидностей сложена, в подчиненном количестве, лерцолитами, гарцбургитами, дунитами. Плагноклазовые лерцолиты состоят из оливина — 70%, энстатита — 15—20%, диопсида — от 3 до 10%, темно-бурого хромшпинелида — 1—2% и плагноклаза — 0,5—5%. Распространены также плагноклазовые гарцбургиты, содержащие менее 3% диопсида. Степень петельчатой серпентинизации колеблется от 10 до 70%. Полосчатое распределение пироксенов и плагноклаза выражено слабо. Однако полосчатости параллельна повсеместно развитая тонкая и четкая линейно-плоскостная текстура породы, подчеркнутая ориентированным расположением хромшпинелид-плагноклазовых агрегатов, что позволило выявить внутреннее строение толщи при структурном картировании (см. рис. 1). Полосчатость очерчивает разнопорядковые складки с амплитудами от 2—3 м до сотен метров, как правило, с пологим наклоном крыльев (до 40°) и хорошо выраженными шарнирными зонами. Шарниры складок полого (10—30°) погружаются на юго-запад, линейность ориентирована вдоль шарниров складок (см. рис. 1, врезка). Пологое до горизонтального залегание линейности чрезвычайно характерно для всей вскрытой части разреза плагноклазовых лерцолитов (по вертикали около 1000 м) в южном теле: оно сохраняется как на водоразделе, так и в образцах из скважины № 1 (рис. 1, разрез). Таким образом, складчатые структуры в плагноклазовых лерцолитах, а также в перемежающихся с ними породах ориентированы дискордантно к субмеридиональным контактам тела и границам выделенных серий.

Микроскопически породы, как правило, разномзернистые: оливин и энстатит образуют крупные (4—6 мм) порфирокластические зерна со следами остаточных деформаций и слагают мелкозернистый агрегат основной массы с размерами зерен от 0,2 до 2,0 мм (рис. 2). Относительно крупные диопсиды (до 1—2 мм) появляются с увеличением содержания до 5% и более. Хромшпинелид наблюдается в скелетных зернах (до 2 мм) в сростании с мелкозернистым плагноклазом (0,3—0,5 мм); реже в субгедральных зернах (0,3—0,5 мм) среди оливинов; иногда в ксеноморфных зернах (0,5—1 мм) на периферии крупных таблиц энста-

шпильры, обогащенные плагноклазом, параллельны линейности (штрихи); секущими плоскостями показана ориентировка жил пироксенитов (заштриховано) и габбро (точка); сверху — положение главных осей напряжений ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)

тита. Плагноклаз помимо сростаний с хромшпинелидом образует цепочки рассеянных зерен с округлыми очертаниями. При повсеместном развитии линейно-плоскостной ориентировки следует отметить локальную неоднородность проявления линейных и плоскостных элементов; местами они взаимозаменяют друг друга.

Петроструктурное исследование позволило установить статистические закономерности ориентировок осей оптической индикатрисы оливина и энстатита. Во всех изученных образцах получены отчетливые преимущественные ориентировки (величины максимумов, как правило, не превышают 7—9%), положение в пространстве которых меняется при изменении залегания линейности и уплощенности.

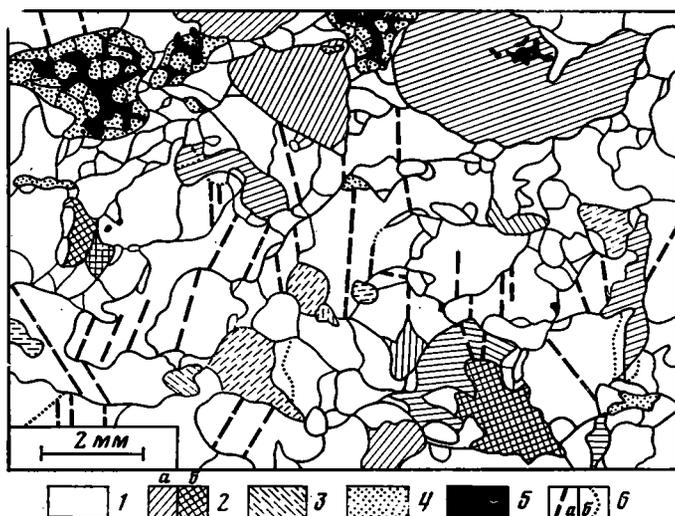


Рис. 2. Микроструктура плагноклазового лерцолита (обр. 183) с линейностью (слева направо) в плоскости минеральной уплощенности (плоскость рисунка)

1 — оливин; 2 — энстатит в сечениях параллельных (а) и перпендикулярных (б) оси *c*; 3 — диопсид; 4 — плагноклаз; 5 — хромшпинелид; 6 — полосы излома (а) и границы субзерен (б)

В образцах с хорошо выраженной уплощенностью и слабо проявленной линейностью (рис. 3, а, б) наиболее четко выражены максимумы *N_p* оливина и *N_m* энстатита, перпендикулярные к уплощенности. Две другие оси оливина и энстатита образуют частичные или полные пояса в уплощенности, при этом *N_g* часто концентрируется вблизи линейности.

В образцах с преобладающим развитием линейности лучше ориентированы оси *N_g* оливина и энстатита — их четкие максимумы параллельны линейности. Остальные оси группируются в пояса, перпендикулярные линейности. В поясах отмечаются концентрации *N_p* оливина и *N_m* энстатита, перпендикулярные к слабо выраженной минеральной уплощенности.

Приведенные микро- и макротекстурно-структурные характеристики плагноклазовых лерцолитов и наличие признаков внутризерновой деформации минералов позволяют рассматривать породы как тектониты, элементы внутренней анизотропии которых сформированы во время пластического течения. Образование преимущественных ориентировок описывается механизмом внутрикристаллического скольжения в оливине по системам (010) [100] (в образцах с уплощенностью) и {0*kl*} [100] (в образцах с линейностью) и в энстатите по (100) [001]. Этот вывод подтвержден также изучением полос излома, образующихся в процессе трансляционного скольжения. Аналогичные системы скольжения были получены при экспериментальной деформации ультрабазитов [22, 23 и др.]. Существование петроструктур энстатита с максимумом *N_p*, пер-

пендикулярным уплощенности, позволяет предполагать, что в ряде случаев механизмом пластической деформации и энстатита, и оливина была также синтетектоническая рекристаллизация, детально рассмотренная в природных и искусственных перидотитах и дунитах [14].

Гарцбургиты дунит-гарцбургитовой серии состоят из оливина (80—85%), энстатита (10—15%), красно-бурого хромшпинелида (1—2%) и примеси (<1%) диопсида. Степень петельчатой серпентинизации (без магнетита) — 30—70%. В этих породах отчетливо проявлена полосчатость, обусловленная чередованием интервалов (от 2 до 30 см) с переменным количеством энстатита (0, 5—7, 15—20, 70—80%). Количество

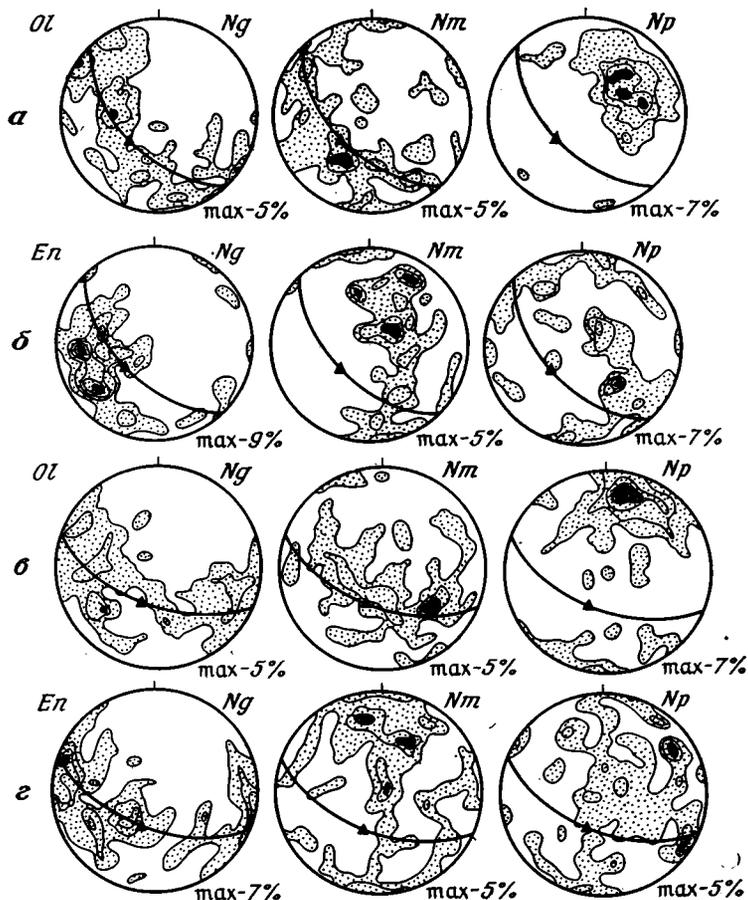


Рис. 3. Петроструктурные диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливинов и энстатитов. Нижняя полусфера равноплощадной проекции, изолинии — 1, 3, 5, 7, 9%. Сплошные линии — минеральная уплощенность и полосчатость, треугольники — линейность. а, б — плагиоклазовый лерцолит 20, а — 150 зерен, б — 105 зерен; в, г — гарцбургит 2, в — 160 зерен, г — 86 зерен

дунитовых полос возрастает с запада на восток при приближении к выходам полосчатой серии. Уплощенность минералов и их агрегатов выражена слабее, чем в плагиоклазовых лерцолитах, и, как правило, параллельна полосчатости, однако отмечены и случаи их несовпадения. Линейность представлена цепочками агрегатов хромшпинелида, энстатита и диопсида по отдельности или вместе, а также линейностью «растаскивания» крупных энстатитов с образованием цепи мелких зерен, укороченных по оси *c*. Полосчатость гарцбургитов вблизи контакта с лерцолитами очерчивает складки, менее сжатые и более крупные, чем в серии плагиоклазовых лерцолитов. Ориентировка полосчатости обеих серий в зоне их контакта совпадает, но при приближении к выходам пород дунит-верлит-клинопироксенитовой серии становится согласной с полос-

чатостью последних и залеганием границы с ними. Линейность в гарцбургитах склоняется к югу и юго-западу под углами от 30 до 80°

Микроструктура гарцбургитов грубозернистая — размеры оливинов составляют 4—6 мм, энстатитов — 2—6 мм. В оливине остаточные деформации проявлены мозаичным и волнистым угасанием, полосами излома, ориентированными почти перпендикулярно удлинению зерен, и участками рекристаллизации; те же явления, но в меньшей степени, наблюдаются и в крупных энстатитах. Таблитчатый диопсид (0,3—1 мм) приурочен к скоплениям энстатита, ксеноморфный хромшпинелид (0,3—2 мм) тяготеет к краям энстатитовых зерен.

Петроструктурное изучение гарцбургитов выявило преимущественные ориентировки осей индикатрисы оливина и энстатита (рис. 3, в, г), весьма близкие полученным в плагиоклазовых лерцолитах. Они также образованы при пластических деформациях путем внутрикристаллического скольжения по тем же системам. Эти наблюдения склоняют к представлению о синхронности деформаций, запечатленных в плагиоклазовых лерцолитах и гарцбургитах.

Дуниты состоят из грубозернистого оливина (98%), субидиоморфного хромшпинелида (1—2%) и примеси (<1%) мелких зерен диопсида, иногда энстатита.

Ориентированные текстуры представлены эшелонированными уплощенными маломощными обособлениями хромита. Они имеют преобладающее северо-восточное простиранье и субвертикальное падение, конформное полосчатости в дунит-гарцбургитовой и дунит-верлит-клинопироксенитовой сериях. Внутризерновые деформации оливина дунитов не отличаются от рассмотренных в оливинах гарцбургитов.

В полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серии разрез тектонически нарушен и сохранился лишь фрагментарно. На отдельных участках, с запада на восток, обнажаются:

1. Массивные верлиты с неравномерным распределением порфировидного пироксена, содержащие редкие сантиметровые прослойки диопсидита 10 м
2. Тонкополосчатые верлиты с подчиненным количеством ортопироксена и дуниты (1—3 см), в которых прослеживаются прослойки (2—3 мм) хромита 15 м
3. Массивные крупно- и грубозернистые клинопироксениты 10 м
4. Дуниты с прослоями хромита и клинопироксенитов с амфиболом 2 м
5. Полосчато-линзовидные вебстериты 15 м
6. Грубозернистые оливин-энстатитовые породы с полосами и линзами дунитов 20 м

Границы между слоями резкие и ровные, мощность хорошо выдержана, и даже сантиметровые прослойки следятся по простиранью на десятки метров. Линейность в породах серии отсутствует. Полосчатость смята в малоамплитудные открытые складки, шарниры которых погружаются на юго-восток и восток в среднем под углом 60°. В целом залегание полосчатости конкордантно контакту с дунит-гарцбургитовой серией и резко дискордантно структурам серии плагиоклазовых лерцолитов.

Микроструктуры пород характеризуются четким послойным распределением уплощенных минералов, чередованием крупно- и грубозернистых разновидностей с мелкозернистыми. Остаточные деформации в минералах, как правило, отсутствуют. К особенностям состава пород относятся спорадическое появление ортопироксена почти во всех их разновидностях и широкое распространение короткопризматического бледно-желто-зеленого амфибола — паргаситовой роговой обманки. Хромшпинелид в клинопироксенитах отсутствует, в верлитах и вебстеритах очень редок, а в дунитах его содержание повышено до 3%.

Петроструктурное изучение оливина из дунитов, переслаивающихся с клинопироксенитами и верлитами, показало хорошо выраженную уплощенность оливиновых зерен, параллельную полосчатости породы. Ори-

ентрировки осей оптической индикатрисы крайне нечеткие: величины максимумов не превышают 3—5%, часто имеется 5—7 максимумов, равномерно распределенных по диаграмме. Эти петроструктуры явно отличаются от тех, что образованы при пластическом течении лерцолитов и гарцбургитов. Неупорядоченная ориентировка осей и нередко перпендикулярное расположение Ng к плоскости полосчатости и уплощенности не известны в тектонизированных перидотитах. В то же время ориентировка такого рода зафиксированы в петроструктуре оливинов из оливинового базальта [17], где они связываются с ламинарным течением магматического материала (т. е. с кристаллизацией расплава в анизотропном поле напряжения). Тот факт, что образование открытых складчатых форм в дунит-верлит-пироксенитовой серии не вызвало появления преимущественных ориентировок минералов, по-видимому, свидетельствует о достаточно низкотемпературных условиях этих деформаций.

КОНТАКТЫ МЕЖДУ СЕРИЯМИ ПОРОД

Границы между рассмотренными сериями пород являются не плоскостями, разделяющими петрографические разновидности пород, а сложностроенными зонами постепенного перехода между ними. Этот факт очень важен для понимания динамики и механики формирования разреза.

1. **Переход от плагиоклазовых лерцолитов к гарцбургитам** осуществляется в зоне мощностью 100—300 м. В ее пределах лерцолиты без плагиоклаза насыщены уплощенными шлирами ($0,3 \times 0,9 \times 3,5$ м) плагиоклазовых лерцолитов. Шлиры часто располагаются в замковых частях складок и вытянуты параллельно их шарнирам и агрегатной линейности. Плагиоклазовые лерцолиты окружены оболочками (мощностью от нескольких сантиметров до метра) дунита и/или гарцбургита с неравномерно распределенным энстатитом. Во многих шлирах агрегатная линейность разрастается до уплощенных линзовидных сгущений, имеющих состав меланократового оливинового габбро — до 30% плагиоклаза и 20% диопсида. Жильные диопсидиты, энстатит-диопсидовые породы и габбро в этой зоне ориентированы круто к шарнирам складок и пересекают шлиры (см. рис. 1, врезка). Следует отметить, что шлировое распределение пород и жилы встречаются также вдали от зоны перехода, но там они редки, а здесь определяют строение разреза и выражены очень четко. При приближении к гарцбургитам количество и размеры шлиров плагиоклазовых лерцолитов уменьшаются, и постепенно они сменяются сантиметровыми линзами, цепочками плагиоклаза в гарцбургитах. Шарниры складок, вытянутость плагиоклазосодержащих шлиров и агрегатная линейность ориентированы с резким азимутальным и угловым несогласием по отношению к крутой границе между толщами.

Рассмотренные структурные соотношения пород отражают прежде всего дифференциацию вещества: на месте лерцолитов с глиноземистой шпинелью формируются плагиоклазосодержащие породы с более высоким, чем в исходных, содержанием глинозема, кальция и комплементарные им дуниты и гарцбургиты, обедненные этими компонентами. Те же структурные соотношения свидетельствуют о синкинематической дифференциации — в ходе дифференциального пластического течения вещества, а также о снижении общего давления (образование низкобарического парагенезиса $Ol + An$ в первую очередь в шарнирах складок — зонах относительной декомпрессии).

Близкие соотношения пород описаны в ряде ультраосновных массивов — наиболее полно в массивах Ланцо [16] и Троодос [20]. В обоих случаях они интерпретируются как следствие частичного плавления шпинелевого лерцолита с образованием плагиоклазосодержащих выплавок, остающихся на месте (шлиров) или перемещенных (жил).

2. В зоне перехода между дунит-гарцбургитовой и дунит-верлит-клинопироксенитовой сериями плохая обнаженность не позволяет выделять дуниты как самостоятельный горизонт. В гарцбургитах в направлении

к полосчатой серии нарастает количество и мощность дунитовых обособлений, ориентированных конформно полосчатости гарцбургитов. В 30—150 м от первых выходов пироксенитов местами обнажаются дуниты, содержащие реликтовые участки гарцбургитов. Границы дунитовых тел, гарцбургитовых фрагментов и полосчатость в них имеют общее северо-восточное простирание, субвертикальные падения и ориентированы конформно границам пород в полосчатой серии.

В целом в обеих рассмотренных переходных зонах наблюдается дробное чередование петрографических разновидностей пород, в котором постепенно нарастает объем пород последующей толщи разреза. В зонах перехода отсутствует структурная дискордантность контактирующих толщ, хотя существует резкое несогласие между структурным планом деформаций серий лерцолитов — плагиоклазовых лерцолитов и дунит-верлит-пироксенитовой.

СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Составы оливина, энстатита, диопсида, плагиоклаза и хромшпинелида изучались по разрезу, от лерцолитов к дунит-верлит-пироксенитовой серии; рассмотрены также вариации состава минералов в пределах образца и отдельных крупных зерен.

Плагиоклазовые лерцолиты — породы с максимальным количеством минеральных фаз — характеризуются слабыми колебаниями железистости главных породообразующих минералов — *оливина* и *энстатита*: соответственно 9,8—10,6 и 9,2—10,9 (табл. 1, 2). Железистость оливина стабильна по площади зерен и в различных их генерациях, содержание окиси никеля в нем составляет 0,30—0,41%. В энстатитах устанавливается слабое повышение железистости от центра к краям зерен: от 9,2 до 10,0. Наиболее значительны и закономерны в них вариации содержаний Al_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2 : для первых двух компонентов они заключаются в основном в их уменьшении от ядер к краям крупных зерен и мелких зернам, тогда как количество TiO_2 меняется на разных участках массива. Так, например, в крупном энстатите обр. 183 содержание Al_2O_3 от центра к краю падает от 4,05 до 2,3%, в энстатите обр. 25 от центра к краю убывает Cr_2O_3 — от 0,66 до 0,52% (рис. 4). Количество TiO_2 в энстатитах обр. 25 меняется от 0,04 до 0,16%; в обр. 183 — от 0,07 до

Таблица 1

Состав оливинов массива Нуралы

Окно- лы	Лерцолит	Плагиоклазовые лерцолиты				Гарцбургит		Дунит	Верлит	
	165	25-А		168	183	3-А		158	45	
	1	1	2	1	1	1	2	1	1	2
SiO ₂	40,36	41,18	41,53	41,26	40,64	41,06	41,18	41,52	38,86	39,09
FeO	8,06	9,52	9,58	8,91	10,14	8,40	8,50	8,06	20,82	20,87
MnO	0,09	0,12	0,13	0,09	0,12	0,13	0,12	0,12	0,30	0,24
MgO	49,37	49,24	48,90	48,77	47,90	49,91	49,58	49,73	40,21	39,69
CaO	0,00	0,12	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,53	0,30	0,29	0,41	0,34	0,35	0,29	0,27	0,14	0,11
Сумма	98,41	100,48	100,50	99,44	99,15	99,85	99,67	99,70	100,33	100,00
Количество ионов в пересчете на 4 (O)										
Si	0,999	1,003	1,010	1,012	1,006	1,001	1,006	1,011	0,999	1,008
Fe	0,167	0,194	0,195	0,183	0,210	0,171	0,174	0,164	0,448	0,450
Mn	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,006	0,006
Mg	1,821	1,787	1,773	1,785	1,767	1,814	1,805	1,805	1,542	1,525
Ca	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,095	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,005	0,003	0,002
f	8,4	9,8	10,1	9,3	10,6	8,6	8,8	8,3	22,5	22,8

Примечание. Все анализы в таблицах 1—4 выполнены в Геологическом институте АН СССР на микроанализаторе «Камебакс», операторы Г. В. Карпова, С. С. Степанов.

Таблица 2

Состав энстатитов массива Нурали

Оксиды	Лерцолит		Плагиоклазовые лерцолиты									Гарцбургит			
	165	25-А					168	183			3-А				
		1	1	2	3	4	5	1	1	2	3	4	1	2	3
SiO ₂	54,70	55,37	55,80	55,92	55,40	55,82	55,28	53,75	54,16	55,47	55,10	55,60	56,13	55,21	56,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,06	0,04	0,16	0,12	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	3,24	3,44	3,14	2,67	3,07	2,15	3,83	4,06	3,18	2,35	2,61	3,15	2,76	2,95	2,86
Cr ₂ O ₃	0,83	0,65	0,64	0,66	0,67	0,52	0,66	0,69	0,70	0,92	0,58	0,82	0,72	0,67	0,79
FeO	5,14	6,07	6,20	6,25	5,88	6,63	5,82	6,82	6,68	6,84	6,68	5,44	5,48	5,57	5,55
MnO	0,17	0,13	0,14	0,11	0,15	0,12	0,08	0,12	0,11	0,17	0,16	0,13	0,11	0,10	0,09
MgO	31,50	32,37	32,62	31,98	32,50	33,37	33,05	31,23	31,55	32,05	31,82	33,66	33,95	33,40	33,86
CaO	0,70	1,00	0,75	0,66	1,44	0,60	0,83	0,69	1,31	0,84	0,98	0,76	0,55	1,31	0,60
Na ₂ O	0,04	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,08	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,04	0,01	0,05	0,05	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,03	0,00
NiO	0,00	0,09	0,06	0,05	0,13	0,05	0,02	0,06	0,08	0,03	0,06	0,07	0,04	0,12	0,08
Сумма	96,32	99,17	99,42	98,42	99,47	99,38	99,67	97,64	97,87	98,75	98,14	99,66	99,81	99,39	99,85

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,950	1,929	1,938	1,960	1,928	1,943	1,913	1,910	1,922	1,935	1,945	1,922	1,936	1,920	1,932
Al ^{IV}	0,050	0,071	0,062	0,040	0,072	0,057	0,090	0,090	0,078	0,065	0,055	0,078	0,064	0,080	0,068
Al ^{VI}	0,086	0,070	0,067	0,070	0,054	0,031	0,080	0,080	0,055	0,033	0,054	0,051	0,048	0,041	0,058
Cr	0,023	0,031	0,018	0,018	0,018	0,014	0,017	0,020	0,020	0,026	0,016	0,023	0,020	0,019	0,022
Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,153	0,177	0,180	0,183	0,171	0,193	0,168	0,203	0,198	0,203	0,197	0,157	0,158	0,162	0,160
Mn	0,005	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,003	0,003	0,003
Mg	1,674	1,681	1,688	1,671	1,685	1,732	1,705	1,654	1,669	1,698	1,674	1,735	1,745	1,731	1,741
Ca	0,038	0,037	0,028	0,025	0,054	0,022	0,031	0,026	0,050	0,032	0,037	0,028	0,020	0,049	0,022
Na	0,003	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,005	0,002	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,002	0,000
Ni	0,000	0,003	0,002	0,001	0,004	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002
f	8,5	9,5	9,6	9,5	9,2	10,0	9,0	10,9	10,6	10,7	10,5	8,3	8,3	8,6	8,4
Fs	8,3	9,3	9,5	9,3	9,0	9,9	8,8	10,8	10,3	10,5	10,3	8,2	8,2	8,3	8,3
En	90,3	88,7	89,0	88,7	88,2	89,0	89,5	87,8	87,1	87,8	87,7	90,4	90,7	89,2	90,5
Wo	1,4	2,0	1,5	2,0	2,8	1,1	1,6	1,4	2,6	1,7	2,0	1,4	1,1	2,5	1,2

Характеристика энстатитов. 165 — крупное зерно; 25-А: 1, 2 — центры крупных зерен, 3 — край зерна (2), 4 — центр зерна с ламеллами диопсида, 5 — край зерна (4); 168 — центр крупного зерна; 183: 1 — крупное зерно с выключениями плагиоклаза и диопсида, 2 — центр крупного зерна, 3 — край зерна (2); 4 — мелкое зерно среди оливина; 3-А: 1 — центр крупного зерна, 2 — край зерна (1), 3, 4 — крупные таблитчатые зерна.

0,09% (рис. 5). Содержание окиси натрия во всех энстатитах не поднимается выше 0,08%, окиси кальция — не выше 1,44% (содержание волластонитовой молекулы составляет 1,1—2,8%).

Диопсиды имеют относительно низкую железистость — 7,0—9,6 (табл. 3), количество Al_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 и Na_2O в них выше, нежели в энстатитах, направленность вариаций аналогична рассмотренной. Прямая корреляция содержаний этих окислов в диопсидах и энстатитах наблюдается во всех анализированных образцах: максимальное количе-

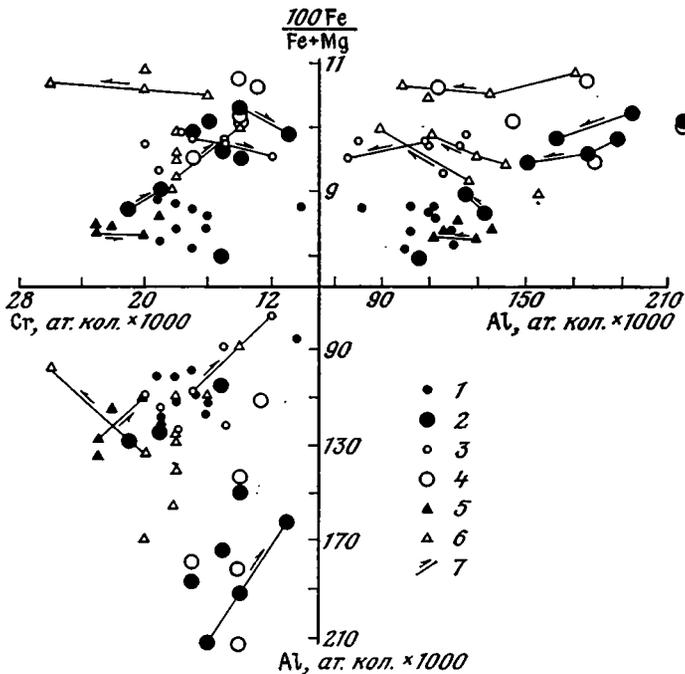


Рис. 4. Соотношение железистости и количества хрома и алюминия в энстатитах ультраосновных пород массивов Нурали и Средний Крака

1—4 (Средний Крака): 1 — из гарцбургитов без плагиоклаза, верхняя часть разреза; 2 — из лерцолитов без плагиоклаза, нижняя часть разреза; 3 — из плагиоклазовых лерцолитов, верхняя часть разреза; 4 — из плагиоклазовых лерцолитов, нижняя часть разреза; 5—6 (Нурали): 5 — из гарцбургитов и лерцолитов без плагиоклаза; 6 — из плагиоклазовых лерцолитов; 7 — направление изменения состава от ядер к краям зерен и к мелким зернам второй генерации

ство $TiO_2=0,48\%$ установлено в диопсиде обр. 25 (рис. 5), содержащем наиболее титанистый энстатит; $Al_2O_3=4,60\%$ — в диопсиде обр. 183, где отмечено наибольшее количество Al_2O_3 в энстатите и т. д.

Плагиоклазы с колебаниями составов $An_{77,2-89,4}Ab_{30,4-22,4}Or_{1,2-0,2}$ меняют основность как в различных зернах одного шлифа, так и в разных образцах. Зональности и закономерных изменений состава по разрезу не обнаружено.

Хромшпинелиды представлены идиоморфными кристаллами среди оливина и скелетными зернами в сростании с плагиоклазом. Первые имеют наиболее высокую железистость — 43,1 против 33,1—40,4 у зерен рядом с плагиоклазами (табл. 4). Содержание окиси железа в обоих типах зерен высокое: формульное количество Fe^{III} составляет 0,725—1,385, содержание окиси хрома 31,33—32,64% и окиси алюминия 30,27—32,56% в этих шпинелидах практически не меняется, глиноземистость их ($\varphi_{Al}=100 Al/(Al+Cr)$) составляет 59,0—60,2; количество окиси титана прямо коррелируется с количеством ее в пироксенах.

Лерцолиты без плагиоклаза (обр. 165) содержат высокоглиноземи-
стый шпинелид — $\varphi_{Al} = 66,1$, $Al_2O_3 = 40,4\%$, с умеренной железистостью
и очень низкой степенью окисленности железа $Fe^{III} = 0,028$. Магнезиаль-
ные оливины ($f = 8,4$) выделяются высокими содержаниями NiO (0,53%).
Энстатиты ($f = 8,5$) и диопсиды ($f = 6,4$) этих пород характеризуются
относительно высокими содержаниями всех рассмотренных окислов, кро-
ме титана, и максимально высоким количеством Na_2O (0,73%) в диоп-
сидах (см. табл. 3).

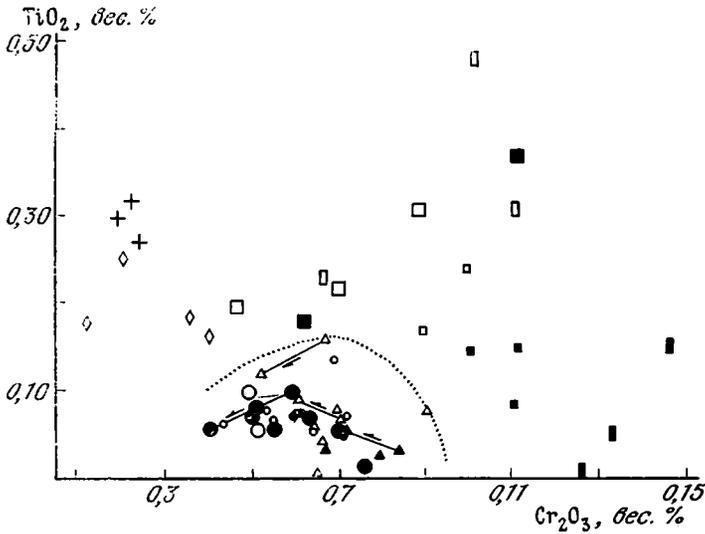


Рис. 5. Соотношение окиси титана и окиси хрома в энстатитах и диопсидах ультраосновных пород массивов Нурали и Средний Крака.

Для энстатитов — условные обозначения см. на рис. 4; диопсиды: квадраты — массив Средний Крака, черные — гарцбургиты и лерцолиты без плагиоклаза: мелкие — верхняя часть разреза, крупные — нижняя; светлые — плагиоклазовые лерцолиты: мелкие — верхняя часть разреза, крупные — нижняя; прямоугольники — Нурали, черные — гарцбургиты и лерцолиты без плагиоклаза, светлые — плагиоклазовые лерцолиты; ромбы — верлиты полосчатой серии, Средний Крака; кресты — верлиты полосчатой серии, Нурали

Гарцбургиты сложены высокомагнезиальными силикатами, железистость оливина, энстатита и диопсида составляет соответственно 8,6—8,8, 8,3—8,7, 6,6—6,9. Количество Al_2O_3 , Cr_2O_3 и Na_2O в энстатите и диопсиде аналогично средним содержаниям этих окислов в пироксенах лерцолитов (см. рис. 4), и только количество TiO_2 заметно ниже — до 0,03% в энстатите и 0,15% в диопсиде. Хромистость, глиноземистость шпинелида близки таковым в плагиоклазовых лерцолитах — $\varphi_{Al} = 60,3—60,7$; железистость его ниже — $f = 30,6—34,4$ и практически отсутствует окисное железо.

В **дунитах**, залегающих между гарцбургитами и верлитами-клинопироксенитами, магнезиальный оливин ($f = 8,3$) ассоциирует со шпинелидом, наиболее железистым и высокохромистым из всех рассмотренных ($f = 49,5$). Высокая степень окисленности железа в нем примерно та же, что и в плагиоклазовых лерцолитах (см. табл. 4).

Верлиты выделяются высокой железистостью оливина и диопсида: до 22,8 и 17,7 соответственно (см. табл. 1, 3). В сравнении с оливинами лерцолитов, гарцбургитов и дунитов здесь значительно ниже содержание окиси никеля — 0,10—0,14%. В диопсидах сильно понижено количество Cr_2O_3 — до 0,19% и Na_2O — до 0,14%; количество Al_2O_3 — 3,17—3,35% и TiO_2 — 0,27—0,32% остается высоким. Бледноокрашенный амфибол в верлитах представлен паргаситом (с переходным составом к роговой обманке): $[(Na_{0,589}K_{0,014}Ca_{2,118})_{2,821}(Mg_{3,366}Fe_{1,029}Mn_{0,014}Ni_{0,002}Ti_{0,118} \cdot Cr_{0,049}Al_{0,2482}^{VI})_{5,030}]_{7,851}(Si_{6,279}Al_{1,721}^{IV})_{8,00}O_{22}(OH)_2$.

Состав диопсидов массива Нурали

Окислы	Лерцолит	Плагноклазовые лерцолиты				Гарцбургит		Верлит		
	165	25-А	183		3-А		45			
	1	1	1	2	1	2	1	2	3	
SiO ₂	51,42	50,66	50,15	52,03	51,13	52,35	51,53	52,36	51,13	
TiO ₂	0,00	0,49	0,31	0,24	0,15	0,05	0,27	0,30	0,32	
Al ₂ O ₃	3,87	3,43	4,71	2,27	3,89	2,85	3,17	3,23	3,35	
Cr ₂ O ₃	1,27	1,02	1,10	0,63	1,46	1,33	0,22	0,19	0,21	
FeO	1,95	2,20	2,88	2,85	2,06	2,16	5,60	5,90	5,88	
MnO	0,10	0,07	0,06	0,07	0,06	0,10	0,10	0,12	0,17	
MgO	16,11	16,56	15,17	16,29	16,31	16,39	15,27	15,74	15,25	
CaO	21,81	24,21	22,51	23,16	22,55	23,15	22,62	22,55	22,40	
Na ₂ O	0,73	0,55	0,68	0,46	0,58	0,47	0,14	0,17	0,15	
K ₂ O	0,01	0,04	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	
NiO	0,00	0,05	0,06	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	
Сумма	97,27	99,28	97,71	98,08	98,25	98,89	98,96	100,63	98,92	
Количество ионов в пересчете на 6 (O)										
Si	1,916	1,876	1,877	1,937	1,894	1,927	1,917	1,916	1,907	
Al ^{IV}	0,084	0,124	0,123	0,063	0,106	0,063	0,083	0,084	0,093	
Al ^{VI}	0,086	0,026	0,085	0,037	0,064	0,061	0,045	0,055	0,054	
Cr	0,037	0,030	0,033	0,018	0,043	0,039	0,006	0,006	0,006	
Ti	0,000	0,014	0,009	0,007	0,004	0,001	0,008	0,008	0,009	
Fe	0,061	0,068	0,090	0,089	0,064	0,067	0,174	0,181	0,183	
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,005	
Mg	0,895	0,897	0,846	0,903	0,901	0,899	0,847	0,859	0,848	
Ca	0,871	0,961	0,902	0,923	0,895	0,913	0,902	0,884	0,895	
Na	0,053	0,040	0,050	0,033	0,042	0,033	0,010	0,012	0,011	
K	0,000	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	
Ni	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	
f	6,4	7,0	9,6	9,0	6,6	6,9	17,0	17,4	17,7	
Fs	3,3	3,5	4,9	4,7	3,5	3,6	9,0	9,4	9,5	
En	49,0	46,6	46,0	41,1	48,4	48,8	44,1	44,6	44,0	
Wo	47,7	49,9	49,1	48,2	48,1	48,6	46,9	46,0	46,5	

Характеристика диопсидов: 165 — крупное зерно рядом с хромшпинелидом; 25-А — мелкое зерно среди оливина; 183 — мелкое зерно рядом с хромшпинелидом и энстатитом; 183: 1 — включение в энстатите, 2 — мелкое зерно среди оливина; 3-А: 1 — включение в энстатите, 2 — мелкое зерно среди оливина; 45: 1 — мелкое зерно среди оливина; 2, 3 — крупные зерна в полосе, обогащенной пироксеном.

Таким образом, во всех породах устанавливается:

1) ряд равновесных парагенезисов с сопряженными вариациями состава минералов. Температуры установленных равновесий рассчитывались по Cr-Al^{VI}-термометру [21]: самое высокое значение $t=1160^{\circ}\text{C}$ получено для пары: ядро крупного энстатита — крупный диопсид — в плагноклазовом лерцолите 183, для краевой зоны того же зерна — мелкого диопсида — $t=870^{\circ}\text{C}$. Не рассматривая здесь большое количество рассчитанных равновесий, следует отметить, что использование методов геотермометрии данного типа ограничивается петрографическими посылками (выбор пар). Очевидно, для уверенных оценок необходима большая статистика, поэтому температуры, рассчитанные в образцах лерцолита 165— 980°C и гарцбургита 3 — для центров зерен — 1020°C , для краевых зон — 990°C , следует оценивать лишь как возможные значения температур при установлении химического равновесия в породах;

2) направленное изменение состава первичных равновесных фаз в лерцолитах и гарцбургитах выражается в последовательном обеднении пироксенов хромом, алюминием (в том числе Al^{IV}), титаном, некоторым увеличении их железистости, что отражает в целом падение температуры кристаллизации и известково-щелочной тренд фракционирования компонентов. Для заключения о направленности фракционирования использованы также результаты статистического анализа пироксенов в базальтах [24];

Состав хромшпинелидов массива Урала

Окислы	Лерцолит		Плагиоклазовые лерцолиты				Гарцбургит		Дунит
	165	168	25-А	183		3-А		158	
	1	1	2	1	1	2	1	2	1
Al ₂ O ₃	40,41	31,70	31,41	32,08	32,56	30,27	36,44	37,03	15,41
Cr ₂ O ₃	30,89	32,53	32,32	32,64	31,99	31,33	35,72	34,22	52,08
TiO ₂	0,04	0,15	0,27	0,39	0,21	0,25	0,07	0,07	0,42
FeO	13,27	20,67	16,89	18,78	21,69	23,59	13,16	15,59	23,44
MnO	0,13	0,24	0,24	0,24	0,27	0,29	0,24	0,18	0,35
MgO	16,81	12,55	14,81	14,97	13,51	12,93	13,16	15,63	10,63
NiO	0,00	0,14	0,12	0,06	0,18	0,13	0,13	0,11	0,08
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,12	0,04	0,06	0,00	0,02	0,06
K ₂ O	0,00	0,06	0,04	0,05	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04
Сумма	101,55	98,04	96,10	99,33	100,51	98,92	98,96	102,89	102,51

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	10,542	9,014	8,949	8,885	8,972	8,567	9,623	9,781	4,561
Cr	5,404	6,203	6,189	6,060	5,930	5,942	6,328	6,062	10,346
Fe ^{''}	0,028	0,725	0,774	0,915	1,016	1,385	0,023	0,172	0,943
f Ti	0,013	0,029	0,044	0,070	0,042	0,053	0,013	0,013	0,075
f Fe ^{''}	0,013	0,029	0,044	0,070	0,042	0,053	0,013	0,013	0,075
Fe ^{''}	2,450	3,420	2,640	2,702	3,195	3,293	2,424	2,731	3,906
Mg	5,551	4,507	5,332	5,241	4,718	4,630	5,508	5,221	3,987
Mn	0,020	0,043	0,044	0,042	0,056	0,058	0,045	0,035	0,075
Ni	0,000	0,029	0,029	0,014	0,028	0,029	0,024	0,019	0,030
f	30,6	43,1	33,1	34,0	40,4	41,6	30,6	34,4	49,5
Ф _{Cr}	33,9	40,7	40,9	40,5	39,8	41,0	39,7	38,3	69,4

Характеристика хромшпинелидов: 165 — ксеноморфное зерно рядом с диопсидом; 168: 1 — идиоморфное зерно среди оливина, 2 — ксеноморфное зерно рядом с плагиоклазом; 25-А — ксеноморфное зерно между плагиоклазом и оливином; 183: 1 — ксеноморфное зерно рядом с плагиоклазом, 2 — субидиоморфное зерно в энстатите; 3-А: 1 — ксеноморфное зерно в энстатите, 2 — идиоморфное зерно в оливине; 158 — идиоморфное зерно в оливине.

3) в сохранившейся части разреза устанавливаются два скачкообразных изменения железистости породообразующих минералов: первый — неравномерное по степени и в целом слабое увеличение ее в плагиоклазовых лерцолитах, второй — резкое увеличение железистости в породах полосчатой серии. В обоих случаях в пироксенах при увеличении железистости сохраняется относительно высокое содержание глинозема и, в частности, алюминия в четверной координации, а также окиси титана. Содержание окиси хрома в пироксенах плагиоклазовых лерцолитов остается высоким, а в относительно поздней серии пород (в пироксенах верлитов) с увеличением степени фракционирования (ростом железистости) количество Cr₂O₃ резко падает.

Рассмотренное поведение химических компонентов в ходе дифференциации вещества (независимо от ее способа) представляет толейтовый тренд фракционирования. Подобный тренд также был показан при эволюции пироксенов базальтов на большом статистическом материале [24]. Этот тренд, относительно слабо проявленный при образовании ассоциации: лерцолит → плагиоклазовый лерцолит + гарцбургит (дунит), резко усиливается при образовании верлитов (пироксенитов) с дунитами. Кристаллизация пород полосчатой серии шла в присутствии воды, о чем свидетельствует наличие амфибола, равновесного с пироксенами.

Состав и структуры наименее деплетированных лерцолитов и продуктов их эволюции, в частности плагиоклазовых лерцолитов, сопоставимы в общих чертах с лерцолитами срединно-океанических хребтов: Аравийско-Индийского [9, 10, 19 и др.] и Атлантического [15, 18], представляющими вещество частично дифференцированной под океанами мантии. Заметным различием индоокеанских и нуралинских лерцолитов является более низкая хромистость последних, что, возможно, отражает первичную неоднородность распределения хрома в верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показали многочисленные работы по тектонике региона, современное структурное положение ультраосновные породы Нуралинского массива заняли после неоднократных тектонических перемещений. Вначале как блоки дифференцированного мантийного материала они были выведены в кору океанического типа, затем при многоэтапном сучивании этой коры были шарьированы в сторону континентальной окраины и далее дробились и дезинтегрировались во время герцинской складчатости. В оставшемся блоке тем не менее сохранились фрагменты разреза, формировавшегося в верхней мантии.

В этом разрезе магнезиальные лерцолиты представляют относительно слабо обедненное базальтоидными компонентами, наименее измененное мантийное вещество. Эволюция этого вещества осуществлялась на ряде этапов, отраженных в последовательной смене минеральных парагенезисов и структур пород. Ранний этап высокотемпературных пластических деформаций, сопровождавшийся изменением состава и количества минеральных фаз, характеризуется относительно слабо проявленной (по объему конечных продуктов) дифференциацией с известково-толеитовым трендом. Также на раннем этапе начал проявляться толеитовый тренд дифференциации — высокие температуры (свыше 1100°C) при быстром снижении общего давления (до 6—7 кбар) обеспечили фазовый переход ассоциаций: оливин + глиноземистая шпинель + диопсид → плагиоклаз + оливин + хромит. Четкие деформационные ориентировки макро- и микроструктур новообразованных парагенезисов свидетельствуют, что процесс происходил при пластическом течении вещества в условиях ориентированного давления. Дифференциальные движения материала при высоких температурах и падении общего давления способствовали метаморфической дифференциации. По мере развития этот процесс перерастал в анатектический — происходило частичное плавление вещества с отделением базальтоидных компонентов, кристаллизацией пород полосчатой серии с ярко выраженным толеитовым трендом фракционирования и формированием магнезиального рести́та — дунит-гарцбургитовой серии.

Рассмотренное строение разреза с установленной зональностью (стратификацией): лерцолит → плагиоклазовый лерцолит → гарцбургит → дунит → дунит-верлит-пироксенит, с резким азимутальным и угловым несогласием структур существенно лерцолитовых и полосчатой серий, а также направленность петрохимической эволюции вещества позволяет считать дунит-гарцбургитовую серию рести́товой зоной по отношению к полосчатой серии, которая формировалась из отделившегося расплава. Структурное положение дунитовой зоны, перспективной на хромиты, в разрезах подобного типа — между существенно гарцбургитовой и дунит-верлит-пироксенитовой сериями — должно учитываться при поисках хромитовых руд. Потенциальная хромитоносность конкретно Нуралинского массива представляется низкой в связи с довольно низкой хромистостью первичных пироксенов в слабодеплетированных лерцолитах.

Таким образом, в разрезе фиксируются два этапа дифференциации вещества, проходивших в различно ориентированных (по отношению к блоку пород) полях напряжений: первому (метаморфической дифференциации) соответствует массовое, относительно однородное пластическое течение пород в верхней мантии; на втором произошло резкое усиление дифференциальных движений, приведшее к отделению магматического материала с формированием рести́товой зоны. Отсутствие следов пластического течения в минералах пород полосчатой серии и значительное усиление толеитового тренда фракционирования при ее кристаллизации подтверждают правомерность предложенной модели формирования общего разреза Нуралинского массива.

Авторы выражают глубокую благодарность А. А. Савельеву, обсуждавшему основные положения работы, и А. Л. Книпперу, С. Г. Самыгину, чьи советы и замечания способствовали улучшению статьи.

Литература

1. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 53—58.
2. Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Основные закономерности формирования ряда ультраосновных массивов Урала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4, с. 9—19.
3. Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 211 с.
4. Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов.— Тр. Ин-та геол. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1949, вып. 103, сер. рудн. месторожд., № 13. 87 с.
5. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
6. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979, вып. 328. 187 с.
7. Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68—100.
8. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны.— Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1976, вып. 283. 167 с.
9. Савельева Г. Н., Цветков А. А., Карпунин В. Е. Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 445—448.
10. Савельева Г. Н., Хворова И. В. Ультраосновные породы разлома Вима, Индийский океан.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 165—169.
11. Самыгин С. Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал).— Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980, вып. 343, с. 29—63.
12. Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Тр. Ин-та геол. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 97, сер. рудн. месторожд., № 12. 127 с.
13. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала/Ред. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
14. Avé Lallemant H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, № 8, p. 2203—2220.
15. Arai S., Fujii T. Petrology of ultramafic rocks from site 395.— Initial Reports DSDP, 1979, v. XLV, p. 587—594.
16. Boudier F., Nicolas A. Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo.— Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1972, B. 52, H. 1, S. 39—56.
17. Brothers R. N. Flow orientation of olivine.— Amer. J. Sci., 1959, v. 257, № 8, p. 574—584.
18. Clarke D. B., Loubat H. Mineral analyses from the peridotite-gabbro-basalt complex at site 334, DSDP Leg 37.— Initial Reports DSDP, 1977, v. XXXVII, p. 847—855.
19. Hamlyne P. R., Bonatti E. Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, Northwest Indian Ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1980, v. 48, № 1, p. 65—79.
20. Menzies M., Allen C. Plagioclase lherzolite — residual mantle relationships within two eastern Mediterranean ophiolites.— Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 45, № 3, p. 197—213.
21. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of hydrous mantle: II.— J. Petrol., 1975, v. 16, № 3, p. 549—593.
22. Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, № 10, p. 853—876.
23. Raleigh C. B. Experimental deformation of ultramafic rocks and minerals.— In: Ultramafic and related rocks. New York: John Wiley, 1967, p. 191—199.
24. Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts.— Amer. Mineralogist, 1979, v. 64, № 5—6, p. 501—513.

УДК 551.242.31 (234.372.3 + 234.323)

Б Е Э Р М. А.

КАРПАТЫ И ДИНАРИДЫ В МЕЗОЗОЕ

Произведена типизация разрезов домезозойских комплексов, триасовых, юрских и нижнемеловых образований, слагающих основание Панноско-Трансильванской впадины и ее складчатое обрамление. Это позволило выявить первичное соотношение и размещение в пределах Мезотетиса трех крупных блоков фундамента данной межгорной депрессии: Татранского, Бихорского и Мармарошского. В среднем триасе — средней юре эти блоки составляли северную окраину Динарского глубоководного прогиба, включавшую зоны шельфа, барьерного рифа и континентального склона. В начале поздней юры произошел раскол континентальной коры и возникла протяженная область спрединга вдоль современных Пьемонтской, Пьенинской, Мурешской и Вардарской зон. Она отделила единую цепь Восточно-Альпийского, Татранского и Бихорского блоков от Европейского форланда и Мармарошского массива. Последующие фазы тектонического сучивания привели к надвиганию Бихорского блока на Мармарошский, а затем к образованию правостороннего сдвига Загреб — Кулеч и значительному перемещению по нему Татранского блока относительно Бихорского.

ВВЕДЕНИЕ

Ключевым моментом в раскрытии характера соотношения на раннеальпийском этапе основных тектонических единиц Карпат и Динарид является расшифровка структуры донеогенового фундамента Внутрикарпатской (Панноско-Трансильванской) депрессии.

За последние 10—15 лет работами венгерских, румынских, чехословацких и советских геологов была выявлена значительная неоднородность в строении основания этой межгорной впадины, рассматривавшейся до недавнего времени в качестве срединного массива [6, 7, 17, 21, 28, 32, 34 и др.].

В настоящее время нам представляется возможным выделять здесь три крупных тектонических блока: Татранский, Бихорский, Мармарошский (или Трансильванско-Мармарошский), «спаянных» между собой шовными зонами (Пьенинской, Мурешской и Мечек-Дебреценской) [5]. Каждый из них характеризуется наличием паравтохтонного ядра и системы покровов основания и мезозойского чехла. В пределах Татранского и Бихорского блоков становление шарьяжей происходило в субгерцинскую (средиземноморскую) фазу складчатости (турон — коньяк), а на Мармарошском массиве — в австрийскую фазу (баррем — апт) [1, 10, 28]. Замыкание альпийских шовных зон также произошло неодновременно. В Мурешской зоне тектоническое сучивание было полифазным и происходило в раннем мелу (австрийская фаза), в начале и конце позднего мела (субгерцинская и ларамийская фазы) [29]. В Пьенинской зоне также фиксируются тангенциальные движения австрийской и ларамийской фаз складчатости, но завершающей была позднеальпийская савская фаза [1, 26]. В Мечек-Дебреценской зоне основная складчатость была связана с савской фазой (ранний миоцен), а более ранние среднемеловые движения достоверно не установлены [34].

Благодаря интенсивному горизонтальному сучиванию в ряде случаев произошло тектоническое «перемешивание» двух главных фациальных зон Мезотетиса, слагающих нижнемезозойский чехол вышеназванных блоков: южной (карбонатный шельфовый или глубоководный вулканогенно-кремнистый триас, карбонатно-кремнистая глубоководная нижняя — средняя юра) и северной (лагунно-континентальный триас,

угленосная терригенная нижняя юра германского типа). Так, в пределах Паннонской впадины южная фация развита в горах Бюкк и в Задунайском Среднегорье, в то время как северная фация располагается южнее, в горах Мечек и Виллень [22]. Подобную «инверсию» в размещении раннемезозойских фациальных зон одни исследователи связывают со столкновением микроплит различного происхождения [31], другие — с грандиозным шарьяжем Африканской плиты, перекрывающим как область скученной океанической коры Мезотетиса, так и его северную континентальную окраину [23].

Наряду с фактами ненормального соотношения блоков паннонско-трансильванского фундамента в последние годы было выявлено определенное сходство в разрезе и размещении слагающих их структурно-фациальных единиц. М. Сандулеску [28] убедительно показал, что по характеру разреза верхнего палеозоя и нижнего мезозоя можно считать аналогами Внутренние Западные Карпаты (или Татранский блок, в нашем понимании) и Северные Апусени (восточная часть Бихорского блока). С. Г. Рудаков [11] на основании сравнения домезозойского метаморфического фундамента Внутренних Западных Карпат, Мармарошского массива и Северных Апусеней пришел к выводу о большом сходстве как внешних паравтохтонных добайкальских (?) комплексов, так и внутренних аллохтонных байкальских серий.

Вышеназванные специфические черты внутреннего строения и современного сочленения Татранского, Бихорского и Мармарошского блоков ставят перед исследователями Карпато-Динарского региона два вопроса: 1) каков характер соотношения этих блоков в позднем палеозое — триасе? 2) каковы особенности последующей тектонической эволюции данной области, приведшей в ранней и поздней юре к образованию прогибов с корой океанического типа, а в раннем и позднем мелу — к сучиванию океанической и утоненной континентальной коры и столкновению новообразованных континентальных микроплит? Для ответа на поставленные вопросы необходимо выявить основные черты строения фундамента и мезозойского чехла Татранского, Бихорского и Мармарошского блоков и сопоставить их со смежными зонами Альп, Карпат и Динарид.

СТРОЕНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Наиболее полное освещение основных домезозойских структур и истории развития западной части Палеотетиса дается в работах А. А. Белова [2—4]. Самые представительные пересечения, позволяющие судить о первичном соотношении главных палеотектонических зон палеозойской геосинклинали, располагаются на юго-востоке (Южные Карпаты, Динариды) и северо-западе (Восточные и Южные Альпы, Западные Карпаты).

В первом из них с востока на запад выделяются следующие единицы: 1) область шельфа (Мизийская эпибайкальская платформа), 2) островная вулканическая гряда с девонскими молассоидами, известняками и андезито-базальтовыми вулканитами (Стара-Планина), 3) область северного (Евразийского) континентального склона — терригенный ордовик — нижний карбон (Балканы, внутренний Данубикум), 4) впадина краевого моря — маломощный карбонатно-кремнисто-глинистый силур — нижний карбон (Крайштиды), 5) островная вулканическая и невулканическая гряда — терригенно-глинистый и вулканогенный ордовик — нижний карбон (Сербско-Македонский массив, Супрагетикум), 6) океанический бассейн Палеотетиса — осадочно-вулканогенные образования нижнего — среднего палеозоя с полным набором офиолитовой ассоциации (Вардарская зона Динарид), 7) область южного (Гондванского) континентального склона и внешнего шельфа — терригенно-карбонатно-сланцевый нижний — средний палеозой с телами диабазов (Пелагонийский массив и Внутренние Динариды), 8) внутренний шельф — терригенно-сланцево-карбонатный средний палеозой (Внешние Динариды).

Сходная последовательность палеотектонических зон, но уже с севера на юг, выявлена А. А. Беловым и для северо-западного, альпийско-западнокарпатского пересечения: 1) Молданубский микроконтинент — докембрийские мезо- и катазональные метаморфические серии (на севере), эпизональные с офиолитами (на юге), претерпевшие герцинскую гранитизацию, с фрагментарным чехлом верхнепалеозойских моласс (Чешский массив, фундамент Внешней и Пеннинской зон Альп, Нижневосточно-Альпийские покровы, Татриды, Вепориды), 2) океанический бассейн Палеотетиса — разнообразные терригенно-сланцевые, кремнистые, вулканогенные, карбонатные и флишевые серии ордовика — нижнего карбона с породами офиолитовой ассоциации, отвечающие океанической и островодужной стадиям развития (Верхневосточно-Альпийские покровы, фундамент северо-западной части Паннонской впадины, Гемериды, Задунайское Среднегорье), 3) область южного (Гондванского) континентального склона — сланцево-карбонатный нижний — средний палеозой с подчиненными телами диабазов (Южные Альпы, зона Игаль-Бюкк). Следует добавить, что в северной части Молданубского микроконтинента прослеживаются отложения континентального склона и подножия Восточно-Европейской платформы (нижний и средний палеозой мораво-силезид и лысагурид), а в южной части — образования глубоководного бассейна типа краевого моря (гармонская и ламачская диабазово-сланцевые серии девона — нижнего карбона [1]).

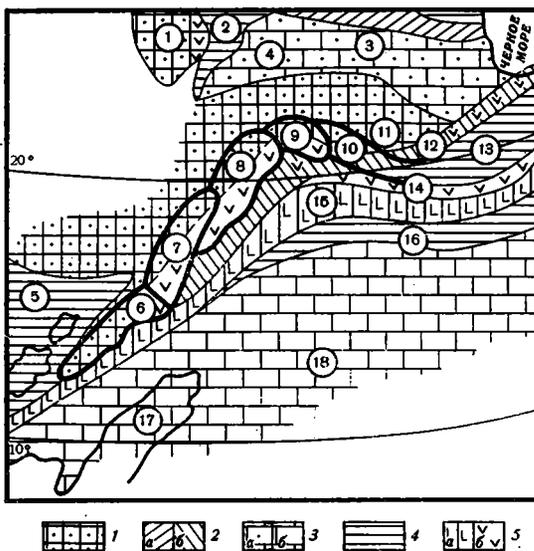
В пределах северного, Евразийского борта Палеотетиса, претерпевшего более активный герцинский текто- и орогенез и максимальную последующую позднепалеозойскую денудацию, можно наметить ряд докембрийских структурно-формационных зон Прототетиса, грубопараллельных палеозойским тектоническим единицам. На карпато-динарском пересечении таковыми являются (с востока на запад): 1) миогеосинклиальная область байкалид, представленная зеленосланцевыми сериями добруджинского типа (фундамент Мизийской плиты), 2) узкая геоантиклинальная зона — полоса развития добайкальских (?) мезо- и катазональных метаморфических комплексов (внешняя часть Данубикума), 3) эвгеосинклиальная область байкалид — эпизональные вулканогенно-терригенные серии с гипербазитами Предбалкана, Стара-Планины и внутренней части Данубикума (формации диабаз-филлитовидная и корбу). На альпийско-западнокарпатском пересечении первая зона, сужаясь, следует в северо-западном направлении вдоль края Восточно-Европейской платформы (Лежайский антиклинорий, Тарнувский синклинорий); вторая зона, напротив, сильно расширяется и составляет основную часть Молданубского палеозойского микроконтинента (Чешский массив, Татрикум, внешняя часть Вепорикума); третья зона может быть намечена по выходам кристаллических и зеленых сланцев с офиолитами в фундаменте Внешних Альп и внутренней части Вепорикума (серии кокавская и Глагомирской долины, по Д. Андрусову и др. [1]).

Как отмечает С. Г. Рудаков [8], в домезозойском основании Апусеи (Бихорский блок) и Мармарошского массива наблюдается большое сходство в составе и размещении докембрийских метаморфических комплексов. Внешние паравтохтонные ядра этих массивов сложены добайкальскими (?) гнейсами и кристаллическими сланцами — соответственно сериями сомеш и бретила (белопотокской). Надвинутые на них с юга и запада аллохтонные единицы представлены байкальскими эпизональными комплексами хлорит-серицитовых, актинолитовых сланцев, амфиболитов, кварцевых порфиридов и кварцитов (соответственно серии бистра, бихария, мунчел и тульгеш-деловецкая). Аналогии последней серии прослеживаются также в фундаменте Трансильванской впадины [21] и составляют, вероятно, область корней Суббуковинского и Буковинского покровов Мармарошского массива. Следует отметить, что добайкальские и байкальские комплексы подверглись герцинскому метаморфизму и гранитизации.

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что Бихорский и Мармарошские блоки являются фрагментами северного борта Палео-

тетиса. В своих внешних паравтохтонных частях они соответствуют второй зоне карпато-динарского и альпийско-западнокарпатского пересечений — расширяющейся в северо-западном направлении геосинклинальной области развития добайкальского основания, а во внутренних частях — третьей зоне — байкальской эвгеосинклинальной области. Выявленные в настоящее время в пределах Мармарошского и Бихорского массивов нижне-среднепалеозойские комплексы не противоречат такому предположению. Они представляют собой либо образования бассей-

Рис. 1. Палеотектоническая реконструкция Центрального Средиземноморья для позднего палеозоя. Палеошироты даны по [16]. Докембрийские метаморфические комплексы: 1 — добайкальский (?) мезо- и катазональный, претерпевший герцинскую гранитизацию, 2 — байкальский эпизональный — а) миогеосинклинальный, б) эвгеосинклинальный. Палеозойские миогеосинклинальные комплексы: 3 — областей шельфа — а) преимущественно терригенные, б) преимущественно карбонатные; 4 — краевых морей и континентального склона; 5 — палеозойские эвгеосинклинальные комплексы, образованные: а) на коре океанического типа, б) на утоненной континентальной коре. Современные тектонические единицы: 1) Чешский массив, 2) Мораво-Силезиды, 3) Тарнувско-Мизийская плита, 4) Верхнесилезский блок, 5) Пиренеи, 6) Восточно-Альпийский блок, 7) Татранский блок, 8) Бихорский блок, 9) Мармарошский блок, 10) Гетский блок, 11) Данубикум, 12) Стара-Планина и Предбалкан, 13) Родопский массив, 14) Сербско-Македонский массив, 15) Вардарская зона, 16) Пелагонийский массив, 17) Апулийско-Адриатический блок, 18) Внешние Динариды



нов типа краевых морей (силурийские кремнисто-глинистые отложения районов гор Мечек, Виллань, Папук, верхнеордовикско-нижнекаменноугольная вулканогенно-осадочная серия репедя на массиве Родна), либо островных гряд (молассоиды с основными и кислыми вулканитами нижнего карбона — серия пэюшени), располагавшихся на северной окраине Палеотетиса.

Таким образом, представляется весьма вероятным расположение Татранского, Бихорского и Мармарошского блоков в виде последовательных (с запада на восток) звеньев широкой полосы докембрийских структур, окаймлявшей с севера область Палеотетиса с корой океанического типа и перекрытой чехлом нижне-среднепалеозойских пород, образовавшихся в пределах континентального склона, краевых морей и островных гряд. В позднем палеозое эта территория, испытавшая герцинское скучивание, гранитизацию и метаморфизм, превратилась в осевую зону орогена и была интенсивно эродирована (рис. 1).

РАЗМЕЩЕНИЕ ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН ТРИАСА

Каждый из трех рассматриваемых блоков фундамента Паннонско-Трансильванской впадины характеризуется сходным набором фациальных зон триаса, что позволяет вполне однозначно судить об их первичном соотношении (рис. 2).

Наиболее внешнее положение в пределах Карпато-Динарского сегмента занимает германская фация триаса, распространенная в области Карпатского форланда, Балкан, а также в зоне Пьенинских утесов [14].

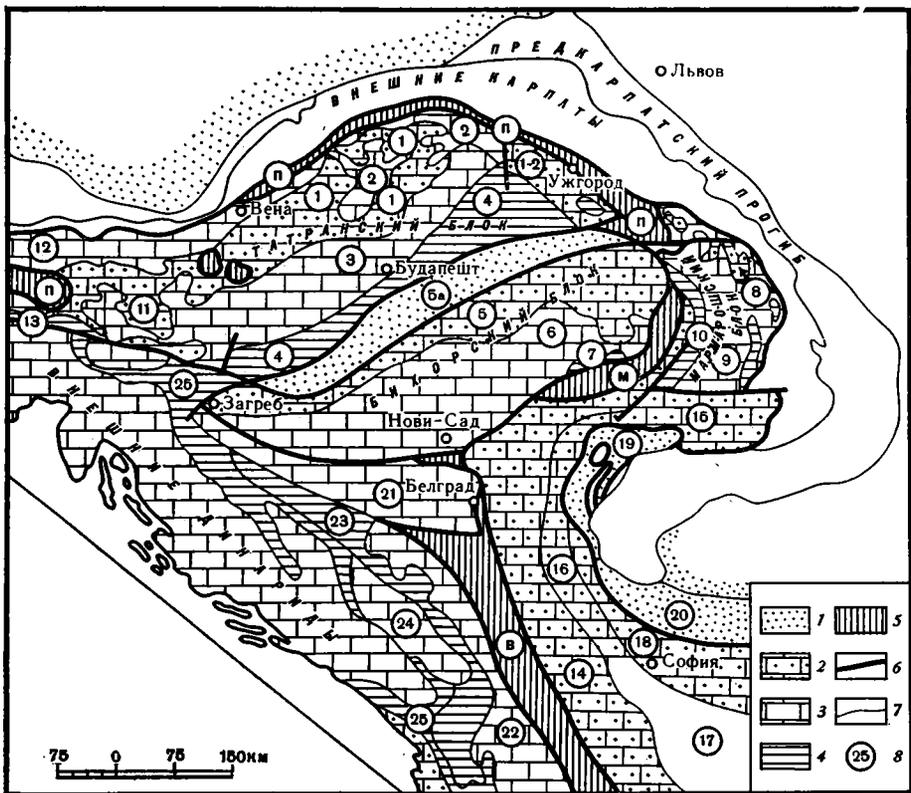


Рис. 2. Схема размещения основных типов разреза триаса в пределах Карпато-Динарского сегмента

1—4 — типы разреза: 1 — германский, 2 — карпатский, 3 — гемерско-динарский, 4 — сербско-боснийский, 5 — альпийские шовные зоны, заложившиеся в результате рифтогенеза и спринга в ранней или поздней юре (П — Пьемонтская и Пьенинская, М — Мурешская, В — Вардарская), 6 — границы блоков фундамента Внутривосточной депрессии; 7 — границы областей развития основных типов разреза (большой частью тектонические); 8 — тектонические единицы: 1—4 — Татранский блок: 1) Татрикум, Фатрикум и Вепорикум, нерасчлененные (паравтохтон), 2) Гроникум (система покровов), 3) Гемерикум и Задунайское Среднегорье, 4) Игаль-Бюкк; 5—7 — Бихорский блок: 5) Виллань-Бихорский паравтохтон, 6) Кодру-Арьешени (система покровов), 7) Вашкэу (аллохтон); 8—10 — Мармарошский блок: 8) паравтохтон Бретила (Белопотокский), 9) Суббуковинский и Буковинский покровы, 10) Трансильванский покров и его предполагаемая корневая зона; 11—13 — Восточные Альпы: 11) Нижние Восточно-Альпийские покровы, 12) Верхние Восточно-Альпийские покровы, 13) зона корней Хальштатского покрова; 14—20 — Южные Карпаты и Балканы: 14) Сербско-Македонский массив, 15) Фэгэраш-Гетская зона, 16) Крайштыды, 17) Родопский массив, 18) зона Среднегорья, 19) Данубикум, 20) Предбалкан и Стара-Планина; 21—25 — Внутренние Динариды: 21) зона Ядар, 22) зона Голья-Пелагонийская, 23) Сербско-Субпелагонийская зона, 24) зона Дурмитор, 25) зоны Боснийская и Пиндская

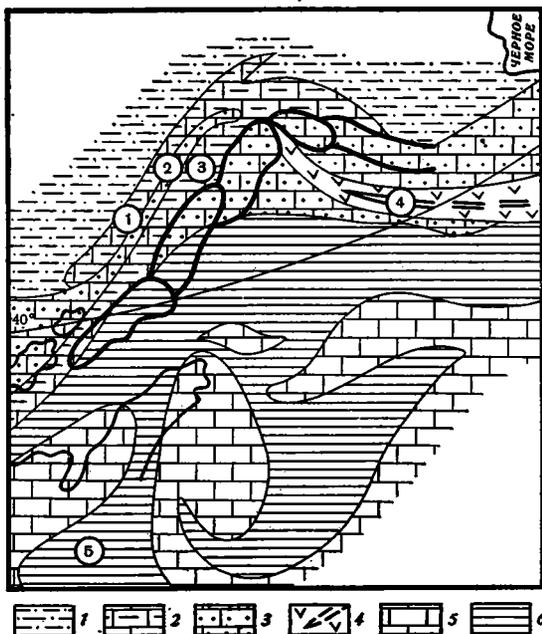
Нижний и верхний отделы (соответственно «пестрый песчаник» и «кейпер») представлены здесь пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, содержащими в верхней части прослой мергелей, известняков, доломитов и ангидритов. Средний триас («раковинный известняк»), отвечающий максимуму трансгрессии и погружения, сложен преимущественно известняками и доломитами. Все эти образования накапливались в области лагун и приморских временами заливавшихся низменностей. В фундаменте Паннонско-Трансильванской впадины данный тип разреза триаса известен лишь на северной окраине Бихорского блока — в горах Мечек [6]. Мощность его составляет здесь около 1500 м.

Сходная с германской «андалузская» гипсоносная фация триаса, развитая на Иберийском полуострове, в Апеннинах, Внешних Динаридах и Эллинидах [19, 25], позволяет проследить окраину Евразийского континента, окружавшего с севера, запада и юга бассейн Тетиса (рис. 3).

Более внутреннее положение занимает область развития триаса карпатского типа. Она охватывает главным образом внешние паравтохтонные ядра рассматриваемых блоков и характеризуется наличием красочных конгломератов, песчаников и сланцев верфена, глинистых сланцев, известняков и доломитов анизийского и ладинского ярусов. Верхний триас либо отсутствует (зоны Белопотокская, Виллань-Бихорская), либо представлен толщей пестрых сланцев и кварцевых песчаников («карпатский кейпер» Татрикума, Фатрикума, Вепорикума) [1, 10, 14, 28]. Мощность отложений весьма изменчива — от 0 до 1000 м. Вышеназванные зоны, по всей вероятности, входили в состав единой полосы внутреннего

Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция Центрального Средиземноморья для позднего триаса

Палеогеографические области: 1 — приморские равнины и лагуны, 2 — береговые рифы и островные поднятия, 3 — внешний шельф и барьерные рифы, 4 — глубоководный прогиб. Современные тектонические единицы: 1) Юлийские Альпы, 2) зона Дурмитор-Парнас, 3) Сербская (Субпелагонийская) зона, 4) зона Пинда, 5) зона Карста



(мелкого) шельфа, в пределах которой в среднем триасе развивались местами береговые рифы, а в позднем — островные поднятия. Полоса внутреннего шельфа и островных поднятий охватывает также Южные Карпаты, Крайштиды, Сербско-Македонский массив (на востоке), Южно-восточно-Альпийские покровы (на западе), Внешние Динариды (на юго-западе), обрамляя более глубоководную область Тетиса (см. рис. 3).

Еще более внутреннее положение занимает область развития триаса гемерско-динарского типа. В пределах Мармарошского и Бихорского блоков она представлена системой нижних покровов: соответственно зон Суббуковинской, Буковинской, Кодру-Диева-Арьешени, в Татранском блоке — верхними покровами (Гроникум-Гемерикум), а также зоной Задунайского Среднегорья. Выше терригенно-глинистого верфена здесь прослеживаются: анизийские темные битуминозные известняки и доломиты (гутенштейнские), светлые массивные известняки (штейнальмские), розовые узловатые известняки с аммонитами (шрейеральмские — типа «*ammonitico rosso*»), ладинские темные кремнистые известняки с прослоями туфов (рейфлингские), сменяющиеся светлыми массивными известняками (веттерштейнскими); верхний триас представлен обычно рифогенными дахштейнскими известняками и доломитами («главный доломит»); рэтский ярус либо отсутствует, либо сложен мелководными гравелистыми известняками и мергелями. В этой фациальной области наблюдаются максимальные мощности триаса — от 1000 до 2500 м, что связано с широким развитием рифогенных образований, а также со слабым последующим предъюрским размывом. Вдоль внешнего края данной области (покровы Кодру, Баварский) в верхнем триасе местами появляется прибрежная пестроцветная терригенная фация («карпатский

кейпер»), а во внутренней (южной) части (Гемерикум) — глубоководная («хальштаттский известняк»).

Описываемая фаціальная область представляла собой, вероятно, полосу внешнего (глубокого) шельфа и барьерных рифов и характеризовалась в целом медленным компенсированным прогибанием. Лишь на рубеже анизийского и ладинского веков здесь произошло резкое и значительное погружение (шрейеральмские и рейфлингские известняки), сменившиеся затем воздыманием (веттерштейнские известняки). Аналогичная область внешнего шельфа через Баварский покров Восточных Альп может быть прослежена и в пределы Динарид (зоны Высокого Карста и Прекарста) и Эллинид (зона Гаврово), где разрез среднего и верхнего триаса сходен с вышеописанным [13]. По всей вероятности, эта была единая концентрическая зона, окружавшая с запада центральную глубоководную область западной части Тетиса — Динарский прогиб, в котором происходило накопление триаса сербско-боснийского типа (см. рис. 3).

Данный тип разреза распространен главным образом в Динаридах: в Сербской (Субпелагонийской), Боснийской и Пиндской зонах [13]. Нижний триас, как и в описанных ранее более внешних фаціальных зонах, представлен здесь гравелитами, песчаниками и сланцами, согласно или с небольшим размывом залегающими на образованиях перми. Анизийский ярус сложен массивными неритовыми известняками и доломитами и лишь в Пиндской зоне — терригенным флишюидным комплексом. В кровле яруса почти повсеместно прослеживается горизонт красных узловатых известняков с аммонитами (фацция «Nap Bulog» или «ammonitico rosso»). Ладинский ярус представлен вулканогенно-осадочной формацией («порфириново-роговиковой серией» Чирича и Караматы): радиоляритами, глинистыми сланцами, песчаниками и кремнистыми известняками с прослоями туфов и подушечных лав риолитового, андезитового и базальтового состава (магматизм известково-щелочного типа). Верхний триас представлен глубоководными кремнистыми известняками и радиоляритами. Общая мощность триаса составляет в данной области всего лишь 300—600 м, а в глубоководной части разреза (T_2^2 — T_3) — 150—200 м.

Аналогичные описанным разрезы триаса наблюдаются в тыльных частях Татранского, Бихорского и Мармарошского блоков, соответственно в зонах Игаль-Бюкк, Вашкэу и Трансильванской [6, 27, 28]. Во всех этих тектонических единицах верхнюю часть анизийского яруса, ладинский, карнийский и частично норийский ярусы слагают глубоководные кремнистые, узловатые и плитчатые известняки — шрейеральмские, рейфлингские и хальштаттские, а в первой и третьей наблюдаются горизонты туфов и лав основного и среднего состава. Таким образом, внутренние части рассматриваемых блоков составляли, по всей вероятности, северную окраину Динарского глубоководного прогиба и смыкались на юге с Сербской (Субпелагонийской) зоной. В западном направлении глубоководные фацции зон Сербской и Игаль-Бюкк продолжают и, вероятно, замыкаются в области корней Хальштаттского покрова Восточных Альп, где развит сходный разрез триаса [27]: 1) верфен — песчаники, аргиллиты, слоистые известняки, 2) анизийский ярус — гутенштейнские известняки и доломиты, узловатые кремнистые рейфлингские и шрейеральмские известняки, 3) ладинский ярус — неизвестен, 4) карний — норий — красные узловатые хальштаттские известняки.

Динарский глубоководный прогиб, возникший путем быстрого погружения континентальной коры на рубеже анизийского и ладинского веков, простирался от Южных Альп до Малой Азии, где он, вероятно, смыкался с аналогичным Таврским прогибом, разделявшим мелководные фацции триаса Северной Анатолии и Внешнего Тавра. Ширина прогиба достигала, вероятно, многих сотен километров (первичная ширина одной только Пиндской зоны за счет «расправления» тектонических чешуй оценивается в 400 км [12]). Восточно-Альпийский, Татранский, Бихорский и Мармарошский блоки представляли собой последовательно рас-

положенные с запада на восток сегменты протяженных зон шельфа, барьерных рифов и континентального склона, обрамлявших с севера Динарскую средне-позднетриасовую глубоководную впадину.

Благодаря тектоническим событиям юры — начала раннего мела эта область претерпела дифференцированные вертикальные движения, раскол и растяжение со значительным горизонтальным перемещением отдельных звеньев. Последующее тангенциальное сжатие привело к скупчиванию зон с океанической и утоненной континентальной корой и тектонической «перетасовке» описываемых блоков. Кратко остановимся на трех основных этапах этого процесса: ранне-среднеюрском, мальм-раннемеловом и позднемеловом.

РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИЙ ЭТАП

С поздним триасом было связано общее воздымание Карпато-Динарского региона, выразившееся в пределах внутреннего шельфа в виде континентального перерыва и размыва (карпатский тип разреза), а в области внешнего шельфа и континентального склона — в форме прогрессивного обмеления морского бассейна (гемерско-динарский тип разреза). Лишь в отложениях Динарского прогиба (сербско-боснийский тип разреза) мы не находим следов инверсии, что, вероятно, было обусловлено сохранением в его пределах условий значительных глубин, несмотря на воздымание морского дна.

В ранней юре начался новый этап погружения, который протекал с разной интенсивностью, обусловив формирование нескольких палеогеографических областей (с севера на юг): внутреннего шельфа, зоны рифтинга (в пределах внешнего шельфа и континентального склона), глубоководного прогиба и др. (рис. 4).

В зоне рифтинга, развивавшейся по полосе предшествующего максимального воздымания, в лейасе произошло образование весьма расчлененного тектонического рельефа, обусловленного системой продольных сбросов с амплитудой от нескольких сотен до 1000 м (Западные и Южные Альпы, по Р. Трюмпи [33]). В пределах прогибов-грабен в течение ранней — средней юры происходило накопление пелагических глинисто-карбонатных отложений, в нижней части местами угленосных (разрезы дофинейского, пьемонтского, пьенинского, мечекского типа); на горстах (островах, подводных поднятиях) накапливались мелководные карбонатно-терригенные осадки, часто с углями или бокситами (разрезы бриансонского, татранского и мармароского типа). В восточной части полосы рифтинга, отвечающей Мурешской и Вардарской зонам, произошло более интенсивное растяжение: здесь развиты основные вулканиты типа континентальных толентов — продукты подводных излияний трещинного типа [11, 24, 29]. Еще восточнее зона рифтинга сменялась Североанатолийско-Загросской зоной спрединга, заложившейся в позднем триасе.

Динарский глубоководный прогиб по сравнению с поздним триасом расширился к западу и северо-западу, захватив тыльные части Татранского и Восточно-Альпийского блоков, а также Южные Альпы и внутренние зоны Апеннин, характеризовавшиеся прежде субплатформенным режимом¹. Погружение последних было быстрым и произошло на границе среднего и позднего лейаса, что отмечается появлением горизонта красных узловатых мергелистых известняков (фация «ammonitico rosso»), залегающего на мелководных известняках нижнего — среднего лейаса [6, 15]. Вверх по разрезу пелагические узловатые известняки сменяются более глубоководным и конденсированным разрезом средней юры, включающим марганцевоносные глины, радиоляриты и кремнистые известняки.

¹ С ранней юрой было, вероятно, связано и образование Ионической впадины Средиземного моря.

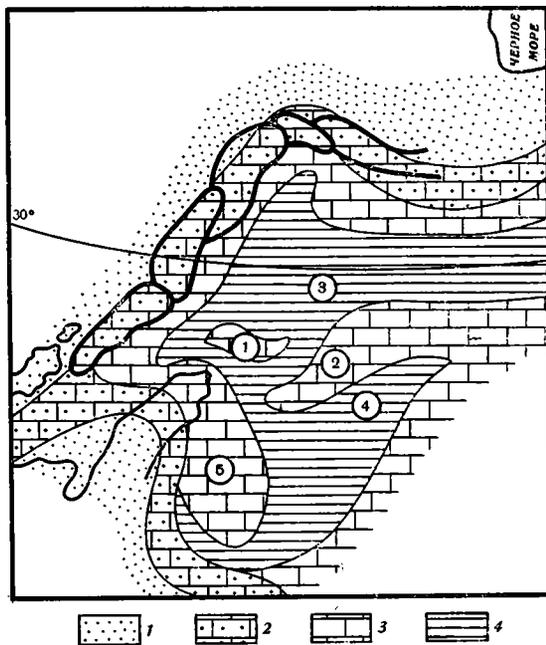


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция Центрального Средиземноморья для средней юры

Палеогеографические области: 1 — внутренний шельф; 2—4 — зона рифтинга в пределах внешнего шельфа и континентального склона (2 — прогибы с пелагическими карбонатно-глинистыми осадками, 3 — подводные поднятия и острова с мелководными терригенно-карбонатными осадками, 4 — прогибы с развитием зоны спрединга и основного подводного вулканизма); 5 — внешний шельф, барьерные рифы и острова; 6 — глубоководные прогибы. Современные тектонические единицы: 1) зона Валисская—Южномагурская, 2) зона Бриансонская—Чорштынская, 3) зона Пьемонтская—Пьенинская, 4) зона Мурешская—Вардарская, 5) Ионическая впадина Средиземного моря

МАЛЬМ-РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

С этим этапом было связано формирование протяженной Лигурийско-Пьемонтской зоны спрединга в пределах северо-западной окраины мезозойского Тетиса, сопряженной на западе по системе трансформных разломов с областью раскрытия южной части Северной Атлантики и сочленявшейся на востоке по Пьенинской зоне Карпат с более древней Вардарско-Северо-Анатолийско-Загросской офиолитовой зоной. Данная зона унаследовала полосу ранне-среднеюрского рифтинга.

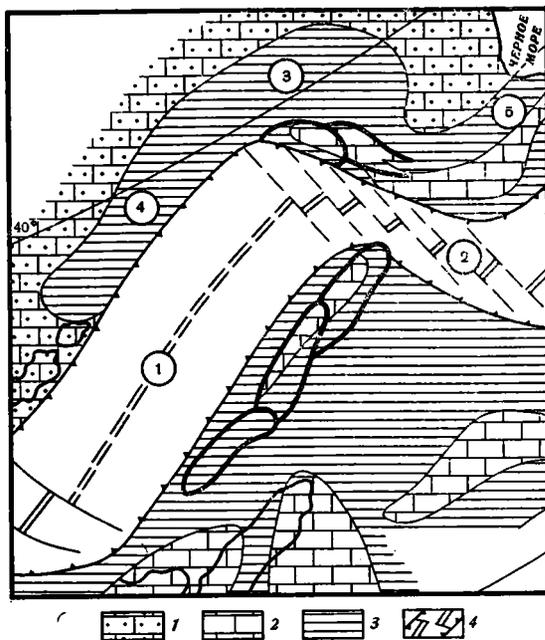
На рассматриваемой территории область новообразованной океанической коры трассируется по выходам титон-неокомских офиолитов и радиоляритов в пределах Лигурийской, Пьемонтской и Вардарской зон. Восточный отрезок Пьенинской зоны и Мурешская единица, по всей вероятности, отвечали коленообразному изгибу зоны спрединга — системе субширотных трансформных разломов. По результатам глубоководного бурения в южной части Северной Атлантики [15, 30] можно ожидать, что начало формирования океанической коры в сопряженной с нею Лигурийско-Пьемонтской зоне Тетиса также было связано с келловеем — оксфордом. Благодаря субширотному горизонтальному перемещению Бихорский блок (вместе с центральной частью Тетиса) оказался отделенным от Мармарошского блока (сохранившегося в составе его северной окраины) и сместился к востоку на несколько сотен километров (рис. 5).

Одновременно с началом спрединга происходит быстрое и значительное погружение смежных областей континентальной коры, входивших на предыдущем этапе в состав шельфа и расчлененного северного края

Динарского прогиба (Внешние Альпы и Карпаты, большая часть Внутренних Карпат, Балканы). Глубоководные известняково-кремнистые и терригенно-сланцевые серии, как и на двух предыдущих этапах (T_2^2 — T_3 , I_{1-2}), обычно начинаются с горизонта красных узловатых известняков (фашия «*ammonitico rosso*») (зоны Гельветская, Бриансонская, Черштынская, внутренняя часть Данубикума [18, 28]). Лишь отдельные участки Бриансонского поднятия, Татранского, Бихорского и Гетского блоков сохранялись в виде отмелей и островов.

Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция Центрального Средиземноморья для поздней юры

Палеогеографические области: 1 — северный шельф, 2 — южный шельф, островные поднятия и рифы, 3 — глубоководные прогибы, 4 — зона спрединга с развитием основных подводных вулканитов, радиоляритов и кремнистых известняков. Современные тектонические единицы: 1) зона Лигурийско-Пьемонтская, 2) Вардарская зона, 3) Внешние Карпаты, 4) Западные Альпы, 5) Балканы



На протяжении раннего мела Карпато-Динарская область претерпела значительное тектоническое сжатие, вызванное последовательным сближением Евразийской и Африканской литосферных плит, начавшимся еще на рубеже титона — неокома. Исходя из палеомагнитных данных, Дж. Чаннел и Ф. Хорват [20] реконструируют для раннего мела левосдвиговое перемещение Африки относительно Европы (на восток-северо-восток), а для позднего мела — их взаимное субмеридиональное сближение.

Уже в титоне — неокоме на фоне общего погружения региона тангенциальное сжатие отчетливо проявилось во Внутренних Динаридах — Мурешской, Вардарской и Пелагонийской зонах. С ним было связано сжатие океанической коры, образование пологих надвигов и формирование мощного олистостромового горизонта в более внешней Сербско-Субпелагонийской зоне — осевой части Динарского глубоководного прогиба [19]. С баррем-альбской фазой было связано начало сжатия океанической коры в Пьемонтской и Пьенинской зонах, окончательное закрытие Мурешского прогиба, формирование шарьяжей в пределах Мармарошского блока и складчатость в Сербско-Субпелагонийской зоне [1, 13, 26, 28, 29]. При этом в Динаридах происходило пододвигание Апулийско-Адриатического выступа Африканской плиты под Пелагонийский массив, а во Внутренних Карпатах — надвигание Бихорского блока на Мурешскую зону и Мармарошский блок, что привело к образованию Трансданубского правого сдвига. Началу сжатия океанической коры и образованию кордильер Бракко и Инсубрийской в пределах Лигурийской зоны Апеннин способствовало происшедшее в раннем — среднем мелу значительное смещение к востоку Иберийского полуострова за счет раскрытия центральной части Северной Атлантики и Бискайского залива [35].

С окончанием раннемеловой складчатости было связано общее воздымание описываемого региона, континентальный перерыв, формирование бокситов (Задунайское Среднегорье, Виллань-Бихорский паравтон, Пелагонийская зона) или молассоидов (Мармарошский массив), а во флишевых прогибах — появление кордильер.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

В начале позднего мела отмечается новое общее погружение: на ранее приподнятых структурах рифогенные известняки, бокситы, молассоиды сменяются вверх по разрезу флишевыми или карбонатно-терригенными морскими сериями (Татранский, Мармарошский, Бихорский блоки), а в периферических флишевых бассейнах отлагается конденсированный горизонт глубоководных пестроцветных кремнисто-глинистых осадков типа современных океанических красных илов (Внешние Карпаты).

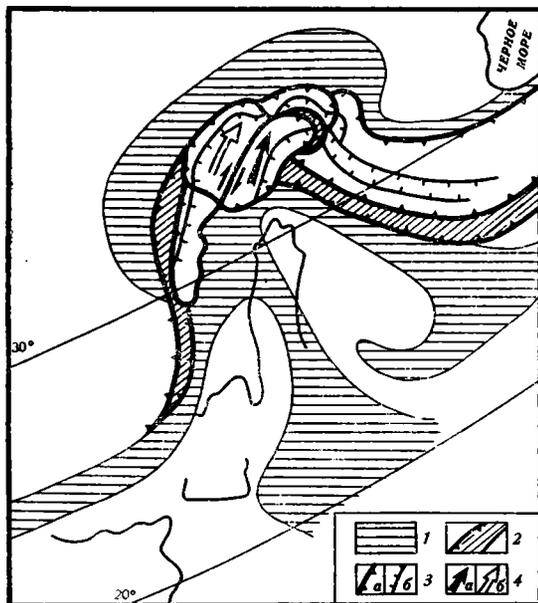


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция Центрального Средиземноморья для конца мела

Палеогеографические области: 1 — остаточные глубоководные прогибы, 2 — офиолитовые аллохтоны и олистостромы. Прочие обозначения: 3 — надвиги и шарьяжи: а — по краям тектонических блоков, б — внутри блоков, 4 — направление перемещения тектонических блоков: а — Восточно-Альпийского, Татранского и Бихорского в раннем мелу, б — Восточно-Альпийского и Татранского в позднем мелу

Следствием продолжавшегося в позднем мелу сближения Африки и Европы явилось дальнейшее скупивание в туроне океанической и утоненной континентальной коры в прогибах субширотного простиранья: в пределах Пьемонтской зоны Альп, Пьенинской зоны Карпат, в тыльных частях Восточно-Альпийского, Татранского и Бихорского блоков (средиземноморская фаза складчатости). Это привело к «спаиванию» Восточно-Альпийского блока с Апулийско-Адриатическим выступом Африканской плиты.

Затем в маастрихте — дании по правосдвиговому сколу — разлому Загреб — Кульч произошло смещение к северо-востоку на несколько сотен километров консолидированного Восточно-Альпийско-Татранского блока относительно Бихорского. Его перемещение сопровождалось закрытием Пьенинской зоны Карпат и Боснийской зоны Динарид (ларамийская фаза складчатости). В результате Татранский блок оказался надвинутым на Внешние Карпаты, а Апулийско-Адриатический выступ Африканской плиты был пододвинут под Сербско-Субпелагонийскую зону Внутренних Динарид (рис. 6). Новообразованный жесткий массив, включавший Татранский, Бихорский, Мармарошский и Гетский блоки и составивший вместе с Пьенинской зоной внутреннюю часть Карпатской дуги, на рубеже позднего мела и палеоцена испытал поднятие и размыв.

В заключение следует отметить, что в мезозойской истории развития Карпато-Динарского сегмента отчетливо проявились две основные тен-

денции геосинклиналичного процесса. Первая из них выражалась в последовательном образовании и распространении на площади глубоководных прогибов — Динарского и Альпийско-Карпатского. Они характеризовались значительной шириной, быстротой погружения морского дна и отсутствием признаков значительного растяжения земной коры. Формирование этих структур было связано, по всей вероятности, с вертикальными колебательными движениями, носившими периодический характер и соответствовавшими триасовому, ранне-среднеюрскому, малым-ранне-меловому и поздне-меловому тектоно-седиментационным циклам длительностью 35—40 млн. лет.

Вторая тенденция характеризовалась значительными горизонтальными перемещениями Африканской и Евразийской литосферных плит и их отдельных блоков, вызванными процессами раскола континентальной коры и формирования океанической в пределах Мезотетиса и Атлантики. Вследствие пространственной миграции зон спрединга и непостоянства скоростей «раскрытия» в них менялась геодинамическая обстановка в рассматриваемом сегменте Средиземноморского пояса: в юре он представлял собой в основном область растяжения, а начиная с раннего мела — интенсивного тангенциального сжатия и тектонического скупивания.

Литература

1. Андрусов Д. Н., Быстрички Я., Фусан О. Обзор геологического строения Западных Карпат: Путеводитель X конгресса КБГА, Братислава, 1973. 50 с.
2. Белов А. А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. XV, вып. 1, с. 38—45.
3. Белов А. А. Тектоника доальпийского основания Паннонской межгорной впадины.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 80—92.
4. Белов А. А. История тектонического развития Альпийской складчатой области в палеозое: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1979. 60 с.
5. Бээр М. А., Щукин Ю. К. Геодинамика и сейсмичность Карпато-Динарской системы.— In: Proceedings symp. analysis of seismicity and seismic risk, Prague, Academia, 1978, p. 37—46.
6. Вадас Э. Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 532 с.
7. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971. с. 216—244.
8. Рудаков С. Г. Сравнительный анализ покровной структуры и домезозойской истории гор Северные Апусени и Мармарошского массива Карпат.— Вест. МГУ. Сер. 4, геол., 1980, № 2, с. 26—36.
9. Сестини Дж. Северные Апеннины.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. I, М.: Мир, 1977, с. 83—110.
10. Хаин В. Е., Бызова С. Л., Рудаков С. Г., Славин В. И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 5, с. 21—33.
11. Хаин В. Е., Бээр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналиях).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 3, с. 3—20.
12. Aubouin J. Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale, les confins de l'Epire et de Thessalie.— Annals geol. Pays hell., 1959, v. 10, p. 525.
13. Aubouin J., Blanchet R., Cadet J., Celet P., Charvet J., Rampnoux J. Essai sur la geologie des Dinarides.— Bull. Soc. Geol., France, 1970, ser. 7, t. XII, № 6, p. 340—357.
14. Andrusov D. Geologia Ceskoslovenskych Karpat, II. Bratislava, Sloven. akad., 1959. 375 p.
15. Bernoulli D. North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies: a comparison.— In: Initial Rep. Deep Sea Drill, Project. 1973, t. XI, p. 801—822.
16. Biju-Duval, Dercourt J., Le Pichon X. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate-tectonic model of the evolution of the Western Alpine system.— In: Struct. History Mediterr. basins, Split, 1976, p. 143—164.
17. Bleahu M. Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system.— Rev. roum. Geol., Geophys., Geogr., ser. geol., 1976, № 20, p. 15—26.
18. Bourbon M., Caron J., Graciansky P., Lemoine M., Megard-Galli J., Mercier D. Mesozoic evolution of the Western Alps: birth and development of part of the Spreading oceanic Tethys and of its European Continental margin.— In: Struct. History Mediterr. basins, Split, 1976, p. 19—34.
19. Celet P., Cadet J., Charvet J., Ferriere J. Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of Mesozoic age dinarid and Hellenic ranges: a comparison.— In: Struct. History Mediterr. basins, Split, 1976, p. 35—46.
20. Channell J., Horvath F. The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements into the Carpatho-Balkan region.— Tectonophysics, 1976, t. 35, № 1/3, p. 71—101.

21. *Ciupagea D., Pauca M., Ichim T.* Geologia depresiunii Transilvanici, B. 1970. 75 p.
22. *Gecky B.* The origin of the Jurassic faunal-provinces and the Mediterranean plate tectonics.— Ann. Univ. Sci. Budapestensis. Geol., 1973, t. 16, p. 99.
23. *Laubscher von H.* Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der Südlichen Tethys.— Geol. Rundschau, 1971, v. 60, № 3, p. 813—833.
24. *Mercier J.* Paleogeographie, orogenese, metamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellenides en Macedoine central (Grèce).— Bull. Soc. France, 7 ser, 1966, v. 8, p. 1014—1049.
25. *Miljush P.* Geologic-tectonic structure and evolution of outer Dinarides and Adriatic area.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1973, v. 57, № 5, p. 913—929.
26. *Mišik M.* Evidence of strong albian tectonic phase and new interpretation of the Penines cordillera in the Carpathian Klippen belt.— Mat. XI Конгр. КБГА «Тектоника», 1980. Киев: Наукова думка, с. 147—153.
27. *Mutihac V.* Le trias en facies de Halstatt en Roumanie.— Acta. Geol. Acad. Sci. Hung., 1971, № 15, p. 207—214.
28. *Sandulescu M.* Essai de synthese structurale des Carpathes.— Bull. Soc. Geol. France, ser. 7, 1975, t. XVII, № 3, p. 299—358.
29. *Savu H., Nastaseanu S., Lupu M., Nicolae J.* Ophiolites and sedimentary formations in South Apuseni and Southern Carpathians.— Guidebook for Field. Works of 2.1 and 2.2 groups, 1978, Bucharest. 50 p.
30. *Sheridan R., Enos P., Cradstein F., Benson W.* Mesozoic and Cenozoic sedimentary environments of the Western North Atlantic.— In: Initial Rep. Deep Sea Drill Project, 1978, t. XLIV, p. 971—979.
31. *Stegena L., Geczy B., Horvath F.* Late cenozoic evolution of the pannonian basis.— Tectonophysics, 1975, t. 26, № 1/2, p. 71—90.
32. *Tozser J., Rudinec R.* Geologicka stavba a nerastne surovi ny neogenu Vychodneho Slovenska a jeho podlosia.— Mineralia slovacae, 1975, t. 7, № 3, p. 81—104.
33. *Trümpy R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, № 6, p. 221—290.
34. *Wein G.* Zur Kenntnis der Tectonischen Structuren im Untergrung des Neogens von Ungarn.— Jahrb. Geol. Bund., 1973, № 116, p. 57—75.
35. *Williams C.* Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic.— Earth. and Planet. Sci Lett., 1975, № 24, p. 440—456.

ВИМС
Москва

Поступила в редакцию
11.IX.1981

УДК 551.243.3(234.372.4)

БЫЗОВА С. Л., МАСЛАКОВА Н. И., РУДАКОВ С. Г.

**О СКЛАДЧАТОСТИ И НАДВИГАХ МЕЛОВОГО ВОЗРАСТА
В ВОСТОЧНЫХ КАРПАТАХ**

В статье обсуждается дискуссионный вопрос о складчатости и покровообразовании мелового возраста в Восточных Карпатах. Анализ структурных несогласий, перерывов и смены фаций привел авторов к выводу о наличии покровов и складок мелового возраста в Мармарошской группе зон и позволил наметить признаки, отражающие эти деформации, в более внешних флишевых зонах.

Складчато-покровная структура Восточных Карпат определяется главным образом альпийскими тектоническими движениями, с которыми связано окончательное оформление современного облика главных структурных элементов Карпатского сооружения. Вопрос о проявлении в середине мелового периода тектонических движений, вызвавших складчатость и покровообразование, является дискуссионным. Это побудило авторов собрать и проанализировать разнообразную информацию, которая может способствовать ответу на поставленный вопрос. В зонах, непосредственно затронутых этими движениями, наблюдаются структурные несогласия, перерывы и смена фаций, а в зонах, не вовлеченных в движения, они отразились в образовании внутрiformационных линз грубообломочных пород, в смене литологии и иногда в местных стратиграфических перерывах.

**МАРМАРОШСКАЯ ГРУППА ЗОН (МАРМАРОШСКИЙ МАССИВ
И ЗОНА МАРМАРОШСКИХ УТЕСОВ)¹**

Главной ареной движений мелового времени был Мармарошский массив, где на протяжении ряда веков формировались покровы основания с амплитудой, измеряемой десятками километров. В большей румынской части массива время покровообразования устанавливается довольно точно. Перемещение аллохтона началось здесь в позднем барреме и продолжалось в апте и частично в альбе (на протяжении всего времени формирования толщи дикого флиша). В альбском веке в результате заключительной фазы верхняя покровная пластина надвинулась на породы дикого флиша и завершилось формирование остальных покровов массива. Затем последовали общее поднятие территории, ее глубокий размыв и образование пород неавтохтона, низы разреза которого, сложенные обычно конгломератами и песчаниками, в румынской части массива датируются враконом — сеноманом [17]. Судя по Геологической карте Румынии [16], в ряде мест Румынских Карпат породы неавтохтона несогласно перекрывают уже сформировавшиеся покровы (рис. 1), чем определяется довраконское время их последних перемещений. На севере Румынских Карпат, к югу от горы Чивчин, обломочные породы неавтохтона частично перекрывают тектоническое окно, в котором выходят неокомские отложения зоны Черного флиша. Тот же интервал для времени покровообразования устанавливается и севернее пос. Кырлибаба, в междуречье Бистрицы и Молдовы, где враконско-сеноманский неавтохтон перекрывает границу между Буковин-

¹ Из анализа исключена зона Пьенинских утесов, поскольку вопрос о времени складкообразования в ее пределах может быть решен только при учете данных по геологии Западных Карпат.

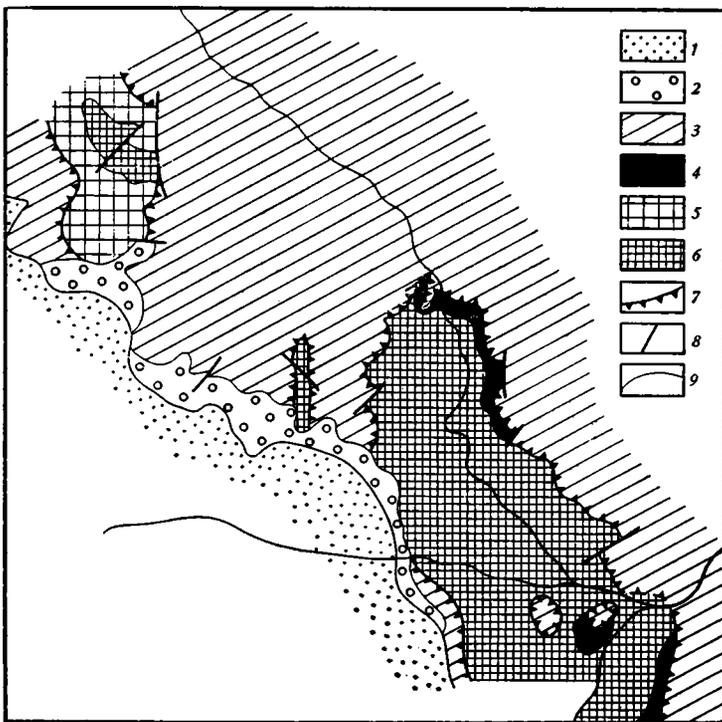


Рис. 1. Геологическое строение участка Мармарошского массива в окрестностях г. Ватра — Дорней, по Геологической карте Румынии [16]

1—2 — неоавтохтон: 1 — эоцен, 2 — сеноман; 3 — Тульгеш (Деловецкая) единица; 4—6 — Бретила (Белопотокская) единица; 4 — триас, 5 — верхний палеозой, 6 — серия Бретила (Белопотокская); 7 — шарьяжи, 8 — сбросы, 9 — стратиграфические контакты

ским и Суббуковинским покровами, в верхах разрезов которых местами развиты неокомские отложения [17].

В советской части массива данных для точного датирования покровных перемещений значительно меньше. Как известно, в строении покровов участвуют породы триаса и юры, а присутствие нижнемеловых отложений в составе покровов предполагается, но палеонтологически не доказано. В разрезе Деловецкого покрова на Раховском участке массива самыми молодыми являются пестроокрашенные кремнистые и глинисто-алевролитовые породы с верхнеюрскими радиоляриями. На Чивчинском участке в разрезе мезозоя одной из чешуй Деловецкого покрова развита толща темных аргиллитов с сидеритами, к которой приурочены глыбы различных экзотических пород, в том числе известняков и серпентинитов. По ряду литологических и структурных признаков названная толща сходна с породами дикого флиша в румынской части массива, и потому логично датировать эти образования по аналогии с Румынией нижним мелом, хотя в советской части массива меловой фауны в них пока не обнаружено. Находки брахиопод в известняках, рассматриваемых А. С. Дагисом и В. Г. Черновым [6] в качестве прослоев, позволили В. Г. Чернову считать весь комплекс особой фацией верхнего триаса.

Кроме того, в разрезе Белопотокской единицы, известной в Советских Карпатах только на Раховском участке массива, присутствует мощная толща слоистых известняков, входящая в состав догоруньской свиты. Кораллы оксфорда — кимериджа встречены в самых нижних горизонтах свиты, выше которых надстраивается еще несколько сотен метров недатированных пород, условно относимых нами в основном к титону. Согласно нашим представлениям, эти породы с небольшим угловым несогласием перекрываются толщей терригенно-карбонатного

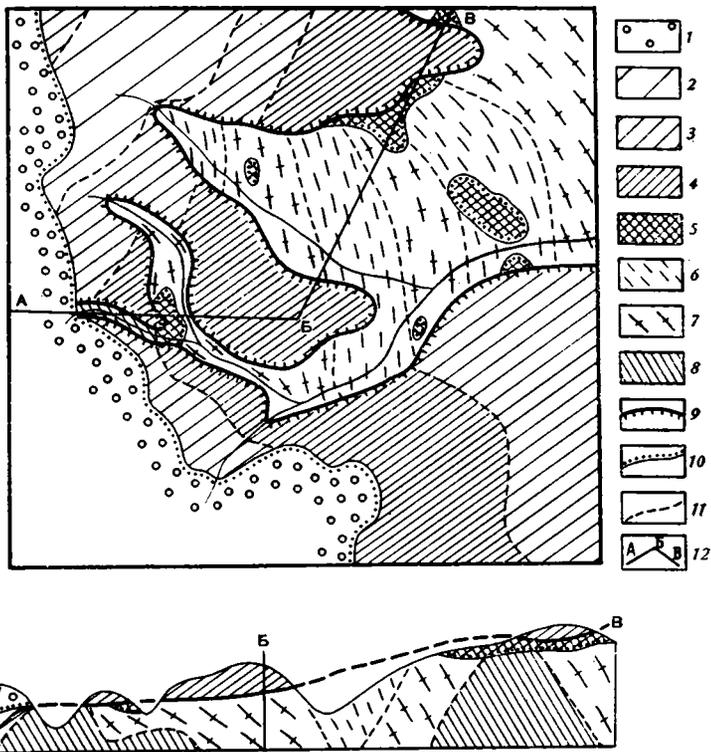


Рис. 2. Геологическое строение Чивчинского участка Мармарошского массива в верховьях р. Стрымбы
 1 — неоавтохтон (вракон — сеноман); 2—8 — Деловецкий покров: 2—4 — верхняя чешуя: 2 — верхнеделовецкая подсвета, 3 — среднеделовецкая подсвета, 4 — нижнеделовецкая подсвета; 5—8 — нижняя чешуя: 5 — триас, 6 — верхнеделовецкая подсвета, 7 — среднеделовецкая подсвета, 8 — нижнеделовецкая подсвета; 9 — шарьжи, 10 — трансгрессивные контакты, 11 — другие геологические границы; 12 — линия геологического профиля

флиша, имеющей сходство с раховской свитой соседней флишевой зоны. Эта толща скорее всего имеет нижнемеловой возраст, что, однако, не подтверждено пока палеонтологически.

Неоавтохтон в советской части массива датируется враконом — сеноманом [13] и представлен обломочными породами соймкульской свиты. Случаи трансгрессивного перекрытия границ покровных единиц довольно редки. В Чивчинах соймкульская свита широко распространена, но запечатывание ею покровной структуры наблюдается только в верховьях р. Стрымбы, где поверхность между двумя чешуями Деловецкого покрова трансгрессивно перекрыта соймкульской свитой (рис. 2). Кроме того, В. С. Буртман и С. Г. Рудаков [1] пришли к выводу о наличии в Чивчинских горах самого высокого Дивного покрова, в разрезе которого наиболее молодыми являются триасовые и, возможно, юрские породы. Граница покрова на юге хр. Черный Див также запечатана соймкульской свитой.

Время надвигания массива на соседнюю флишевую зону в Чивчинах может быть меловым — досоймкульским или послесоймкульским. Следует только отметить, что движения послесоймкульского времени на массиве имели горизонтальную составляющую, так как породы соймкульской свиты смяты в линейную асимметричную складку с углами падения слоев до 50° , а в бассейне р. Черный Черемош нарушены надвигом.

Строение Раховской части массива не позволяет выделить участки, где покровы безусловно запечатаны отложениями соймкульской свиты. Однако можно уверенно утверждать, что край массива в современном

виде сформировался в неогеновое время, поскольку местами им нарушены отложения соймульской свиты, а на западном окончании массива в строении одной из чешуй участвуют и породы олигоцена.

На северо-западном продолжении Мармарошского массива расположена зона Мармарошских утесов, также испытавшая деформации мелового времени. Как бы ни трактовалась разными авторами внутренняя структура зоны, проявление здесь горизонтальных и вертикальных движений в меловое время и значительно более поздняя переработка структуры, возникшей в мелу, безусловно допускаются. Согласно одной из трактовок [2], следствием горизонтальных движений, направленных с юга на север, является образование здесь толщи дикого флиша. Время ее формирования определяется стратиграфическим положением между готеривскими слоями с *Crioceras* ex gr. *baleare* Nol [11] и вышележащей каменелинской свитой, содержащей рифовые тела ургонских известняков и относящейся к верхнему баррему — апту [14]. На рубеже альба и сеномана произошло поднятия северного, ныне исчезнувшего края зоны, ставшего источником грубообломочного материала для соймульской свиты. Вместе со сменой направления сноса изменился и состав обломков: появились валуны и гальки гранитоидов и биотитовых гнейсов, неизвестные среди включений в диком флише. Активная переработка в послемеловое время привела к тому, что зона Мармарошских утесов приобрела форму узкой чешуи, досоймульское складчато-олисто-стромовое основание которой обнажено только на небольших участках.

ФЛИШЕВЫЕ ЗОНЫ

Внутренние флишевые зоны Румынских Восточных Карпат (зоны Черного флиша и Чахлэу), согласно современным схемам [10], относятся к области меловой складчатости, или интернидам (дацидам). Внутренний контакт первой из этих зон, как уже отмечалось, запечатан враконско-сеноманскими породами неоавтохтона. Следовательно, можно считать, что породы зоны были дислоцированы в довраконское время. В зоне Чахлэу, сложенной в основном нижнемеловыми породами, присутствуют согласно с ними дислоцированные маломощные отложения верхнего мела. Несогласие приходится на основание маастрихта, что позволяет считать эту зону ларамийской по времени складчатости. В Советских Карпатах продолжением единицы Черного флиша служит Каменнопотокская единица, образующая небольшие разрозненные выходы перед фронтом массива. Она сложена вулканическими породами и слоистыми известняками, переходящими в терригенный флиш. В верхних горизонтах слоистых известняков обнаружена *Calpionella alpina* Log., указывающая на титонский или берриасовый возраст вмещающих пород. Участие Каменнопотокской единицы в горизонтальных движениях мелового времени доказывается тем, что отторженцы слагающих ее пород встречаются в олистостромах мела перед фронтом надвига. Современная форма чешуи может быть результатом подновления движений в послемеловое время: для Чивчин это не доказано, а на северо-западном окончании массива, как отмечено выше, вся система чешуй сформировалась в неогене.

Аналогом зоны Чахлэу в Советских Карпатах является Раховская зона, которую мы понимаем широко, включая в нее Раховскую и Суховскую зоны других исследователей [4, 7]. На востоке Советских Карпат Раховская зона сложена только нижнемеловыми породами, до альба включительно, благодаря чему возраст складчатости остается неясным. На Тисенском участке зоны, по данным Р. И. Лещуха [8], развиты также породы сеномана и турона (суховская свита). Еще западнее, в бассейне р. Тересвы известен разрез верхнего мела до кампанского яруса включительно. Ни структурного, ни стратиграфического несогласия на всем протяжении разреза не наблюдается, но складкообразование в конце мела, как и в зоне Чахлэу, не исключено. На этом мы остановимся ниже.

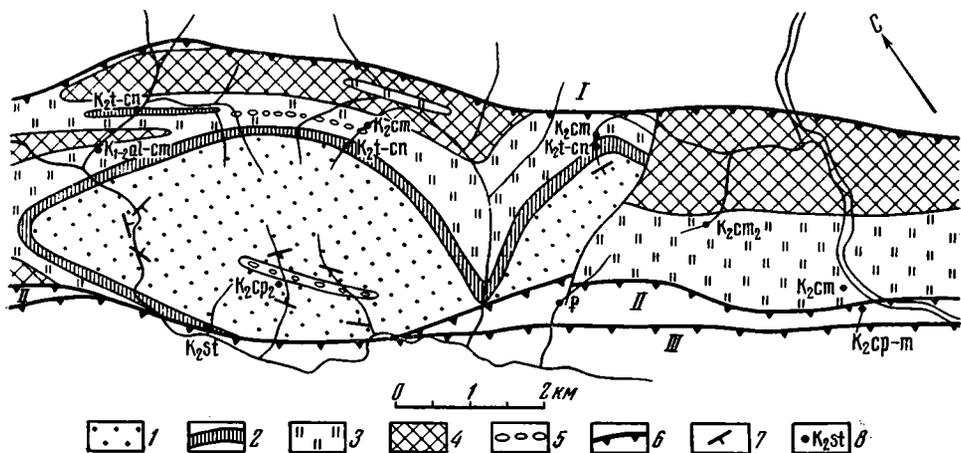


Рис. 3. Геологическое строение Раховской зоны в бассейне р. Тересвы
 1 — терешовская свита (кампан); 2 — верхнесуховская подсвита (турон — сантон); 3 — нижнесуховская подсвита (альб — сеноман); 4 — белотисенская свита (апт — альб); 5 — линзы конгломератов; 6 — главные надвиги; 7 — элементы залегания; 8 — места находок микрофауны, указывающей на возраст. I — Буркутская зона, II — зона Мармарошских утесов, III — Драговская зона

Находясь перед фронтом области раннемеловых и сеноманских движений, породы Раховской зоны несут многочисленные следы этих движений в виде разного рода внутриформационных включений. В Чивчинских горах, в верховьях рек Белый и Черный Черемош, отзвуком покровообразования на массиве являются олистостромовые горизонты, развитые среди пород Раховской зоны [1, 3]. Среди включений одного из горизонтов, разделяющего собою раховскую и белотисенскую свиты, наблюдается набор пород, принадлежащих к разным структурным единицам. В частности, в бассейне р. Альбин на небольшой площади совместно встречаются крупные глыбы как зеленых метаморфических сланцев Деловецкого покрова, так и инъецированных лавами известняков из чивчинской свиты, развитой в Каменнопотокской единице. Следовательно, ко времени формирования горизонта структурные единицы были уже сближены в результате покровообразования. Возраст этого горизонта мы определяли ранее верхами готерива, поскольку из нижней части белотисенской свиты были определены барремские аммониты. Впоследствии некоторые из этих определений были пересмотрены [9] и вмещающие фауну породы отнесены к верхам баррема или даже низам апта, чему не противоречат и находки фораминифер [5]. Следовательно, стратиграфическое положение олистострома может быть поднято до баррема или нижнего апта, что вполне совпадает с датировкой одного из эпизодов покровообразования на Мармарошском массиве.

В составе более молодой белотисенской свиты Раховской зоны имеются крупные внутриформационные линзы конгломератов: «богданских» в бассейне р. Белая Тиса и «броньковских» в бассейне р. Боржава. Конгломераты, состав которых описан В. Г. Черновым [15], содержат гальки пород разных покровных единиц Мармарошского массива. Это также подтверждает, что покровы на массиве уже существовали в близком к современному виде. В бассейне р. Белой Тисы вмещающие породы отнесены по фораминиферам к среднему — верхнему альбу. Соответственно эту линзу, как, вероятно, и «броньковские» конгломераты, можно связывать с началом орогенного этапа на массиве, где на это время падает перерыв в осадконакоплении.

Более молодые отложения рассматриваемой зоны были изучены нами в бассейне р. Тересвы (рис. 3). Здесь выше глинистого флиша белотисенской свиты, датированной по фораминиферам альбом, залегает суховская свита, которая относится нами к сеноману — сантону. Ниж-

чие ее горизонты сложены в основном серыми и зеленовато-серыми мергелями, в которых были найдены характерные для сеномана планктонные фораминиферы: *Thalmaninella appenninica* (Renz.), *Th. deeckeii* (Franke), *Rotalipora cushmani* (Morrow). Выше следуют туронские и, по-видимому, коньякские красные мергели, содержащие в нижней части разреза *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), а в верхней — *Globotruncana lapparenti* Brotz. Красные мергели по простираанию переходят в красные глины и аргиллиты с *Uvigerinamina jankoi* (Majzon). Красноцветный горизонт вверх по разрезу сменяется мелкоритмичным флишем, вместе с которым он должен рассматриваться как аналог яловецкой свиты более внешней Черногорской зоны Карпат, так как содержит тот же комплекс агглютинирующих фораминифер. Среди серых и зеленовато-серых мергелей суховской свиты наблюдаются линзы грубых песчаников и гравелитов. Кроме того, в левом истоке руч. Поркулец в разрезе свиты встречен горизонт, содержащий глыбы известняков и песчаников, а в бассейне руч. Кобылец развита внутрiformационная линза грубых конгломератов. В составе галек и валунов этих конгломератов наряду с осадочными породами встречены гранитоиды и биотитовые гнейсы, аналогичные тем, которые имеются в составе конгломератов соймульской свиты зоны Мармарошских утесов. Стратиграфический уровень горизонта суховской свиты, содержащего линзы конгломератов, отвечает нижней части соймульской свиты. Источником сноса в обоих случаях, видимо, служил внешний край зоны Мармарошских утесов.

Выше суховской свиты в бассейне р. Терешовы выделяется мощная толща песчаного флиша (терешовская свита). На разных уровнях она охарактеризована фораминиферами, позволяющими датировать вмещающие породы кампаном. Особенно большой интерес представляет находка в верхней части свиты комплекса фораминифер с *Globotruncana morozovae* Vass., *G. arca* (Cuschm.), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalb.), *Reussella szajnochae* (Grzyb.), *Stensioina praecaucasica* Vass. и др., указывающего на верхнекампанский возраст пород.

В самой верхней части разреза терешовской свиты присутствует толща конгломератов и оползневых брекчий, содержащих валуны и гальки различных осадочных пород нижнего мезозоя, а также гранитов, гнейсов и диабазов. Располагаясь выше пород, охарактеризованных фораминиферами верхнего кампана, эта обломочная толща может отвечать несогласию на уровне маастрихта, описанному румынскими геологами в зоне Чахлэу. Кстати, геологическая ситуация позволяет и здесь наметить несогласие в основании конгломератов, отражающее проявление ларамийской фазы движений в области источника сноса и в какой-то мере в самой Раховской зоне. Однако у нас нет оснований считать эти движения фазой складчатости. В современном виде зона представляет собой узкую чешую, на которую с юга надвинут палеоген зоны Мармарошских утесов и еще более внутренней Драговской зоны. Сама Раховская зона надвинута на Буркутскую зону, разрез которой включает весь мел и палеоген. Из этого общего комплекса неогеновых структур трудно вычленить зону с иным возрастом складчатости, а ее внутреннее строение не дает оснований считать, что складчатость проявилась здесь дважды.

Более внешние флишевые зоны Карпат уже безусловно позднеальпийские: меловые отложения везде образуют разрезы без признаков перерывов и несогласий. Тем не менее и здесь периодически в меловых отложениях появляются линзы внутрiformационных грубообломочных пород, содержащих гальки домелового фундамента. Источником сноса служили внутрифлишевые кордильеры, приуроченные к границам между зонами. Они временами испытывали поднятие, а потом исчезали под надвигами. Из известных кордильер можно назвать Куманскую с фундаментом добруджинского типа [12], располагавшуюся на границе Черногорской и Буркутской зон и поставлявшую обломочный материал в Черногорскую зону в сеномане и в кампане — маастрихте. Крупные линзы конгломератов с гальками метаморфических пород белопоток-

ского типа известны на западе Советских Карпат в березнянской свите на уровне кампана. Появление грубообломочных отложений является следствием воздымания кордильер, но весьма вероятно, что само выдвигание кордильер связано с началом сжатия во флишевом трогге, т. е. является результатом горизонтальных напряжений.

ВЫВОДЫ

1. Во второй половине и в конце раннемеловой эпохи в Восточных Карпатах произошло покрово- и складкообразование. Главный рубеж, разделяющий области меловых и неогеновых деформаций, проходит по внешнему фронту Каменнопотокской единицы (единицы Черного флиша). Более внешние зоны деформаций в это время не испытали.

2. Нынешний фронт надвига массива повсеместно моложе времени внутреннего покровообразования, так как везде соприкасается с Раховской — Чахлэу зоной, не испытавшей складчатости в раннем мелу. Румынские геологи датируют надвигание массива поздним мелом (ларамийская фаза?), а на западном окончании массива в Советских Карпатах эти движения, наверняка, не древнее неогеновых.

3. Данные по советской части Восточных Карпат, хотя и подтверждают наличие позднемеловых деформаций, но не дают оснований рассматривать эту фазу наравне со среднемеловой и неогеновой и выделять соответственно самостоятельную область позднемеловой, или ларамийской, складчатости.

Литература

1. Буртман В. С., Рудаков С. Г. О структурном положении гнейсов Мармарошского массива в Чивчинских горах (Восточные Карпаты).— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1184—1188.
2. Бызова С. Л. К тектонике зоны Мармарошских утесов.— Вестн. Моск. ун-та, сер. Геология, 1972, № 2, с. 36—44.
3. Бызова С. Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 1.
4. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов/Гл. ред. Шакин В. А. Львов, 1977.
5. Горбачик Т. Н., Бызова С. Л. О находках фораминифер в нижнемеловых отложениях Советских Карпат.— Палеонтол. сб. Львов. 1974, № 11, вып. 1, с. 3—8.
6. Дагис А. С., Чернов В. Г. Рэтские брахиоподы Советских Карпат.— Палеонтол. сб. Львов. 1974, № 10, вып. 1, с. 65—72.
7. Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю., Дабагян Н. В., Мархель М. Д. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Дуклянской, Магурской и Пенинской зон.— В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. Тр. УкрНИГРИ, 1965, вып. 14, с. 69—77.
8. Лещух Р. И. О восточном продолжении Суховской зоны в Украинских Карпатах.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада УССР, ч. 1. Киев: Наукова думка, 1973, с. 30—32.
9. Лещух Р. И. Стратиграфическое положение и возраст олистолитов в бассейне р. Белая Тиса.— В кн.: Материалы XI конгр. Карпато-Балканской геол. ассоциации. Киев: Наукова думка, 1977, с. 55—56.
10. Сандулеску М. Карпаты.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978, с. 382—421.
11. Славин В. И. О нижнемеловых аммонитах Советского Закарпатья.— Тр. Львовск. геол. о-ва, палеонтол. сер., 1948, вып. 1, с. 71—76.
12. Хаин В. Е., Безр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г., Рудаков С. Г. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях).— Вестн. Моск. ун-та, сер. Геология, 1977, № 3, с. 3—20.
13. Чернов В. Г. Краткий очерк геологического строения Мармарошской утесовой зоны.— В кн.: Ургонские отложения Советских Карпат. М.: Наука, 1980, с. 12—16.
14. Чернов В. Г. Стратиграфия Мармарошской зоны утесов Советских Карпат.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 6, с. 60—72.
15. Чернов В. Г. Богданские конгломераты Раховской зоны Советских Карпат и условия их образования.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 12, с. 19—26.
16. Harta geologică ai RS României. București, 1968.
17. The structure of the East Carpathians (Moldavia — Maramures area). Guide to Excursion В I of the XII th Congress of the Carpatho-Balkan geol. Association. Bucharest, 1981. 93 p.

УДК 551.242.31 (235.243)

РУЖЕНЦЕВ С. В., ШВОЛЬМАН В. А.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ГИМАЛАЕВ И КОХИСТАНА

Рассмотрено строение Северо-Западных Гималаев. Обосновано происхождение аллохтонных структур Низких Гималаев Химачала и Кумаона за счет деформации Кашмирского покрова. Проанализирована история тектонического развития региона как области взаимодействия Индостанской и Евразийской континентальных плит.

Гималаи — один из ключевых тектонических элементов Высокой Азии — в настоящее время рассматриваются как классический пример горного сооружения, возникшего вдоль границы сходящихся плит: Индостанского континента и Евразии. В этом плане Гималаи могут служить моделью, на примере которой выясняются особенности геодинамической обстановки формирования и структурно-вещественной эволюции альпинотипных покровно-складчатых систем Альпийско-Гималайского пояса. Очевидно, что сейчас невозможно разработать сколь-либо законченную схему развития пояса без привлечения материала по Гималаям.

В 1978 и 1980 гг. благодаря любезности С. П. Наутияла и докт. С. Ц. Д. Саха, президента и директора Института геологии Гималаев имени Вадиа, авторам была предоставлена возможность познакомиться с геологией юго-восточной части Кашмирских Гималаев, а также Гималаев Химачала, Гарвала и Кумаона. Проведенные полевые исследования, а также знакомство с новейшими публикациями позволили нам достаточно полно представить общую картину геологического строения Гималаев на уровне их современной изученности. Мы выражаем искреннюю признательность докторам А. К. Сине, В. Ч. Такуру, К. К. Шарме, Х. Раю и К. Бишту (Институт геологии Гималаев), проф. К. С. Вальдиа (Кумаонский университет), докт. С. К. Шаху (Университет Джамму и Кашмира), проф. С. Варадараджану, П. С. Саклани (Делийский университет) и др. за помощь в организации полевых экскурсий и крайне интересные научные дискуссии.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРА

Обычно в пределах Северо-Западных Гималаев выделяются следующие тектонические зоны: 1) Субгималаи (Сивалик), 2) Низкие Гималаи, 3) Высокие Гималаи, 4) Тетис-Гималаи, 5) сутура Инд-Цангпо (рис. 1). Такое расчленение в известной степени условно, так как отражает не столько структурно-формационную зональность (особенно для Низких Гималаев), сколько сложнейшую покровную структуру, в пределах которой спрессованы весьма разнообразные вещественные комплексы, первичные (седиментационные) связи которых не всегда ясны.

Субгималаи — зона складок Предгималайского краевого прогиба, выполненного мощной (не менее 5 км) толщей миоцен-плейстоценовых образований. Преобладают песчано-глинистые отложения; однако в верхах разреза широко развиты мощные горизонты грубых обломочных пород (вплоть до валунных конгломератов). С северо-востока указанные отложения ограничены Главным Пограничным разломом, по которому на них взброшены различные толщи Низких Гималаев.

В структурном отношении **Низкие и Высокие Гималаи** представляют собой сложную систему покровов, морфология которых меняется по про-

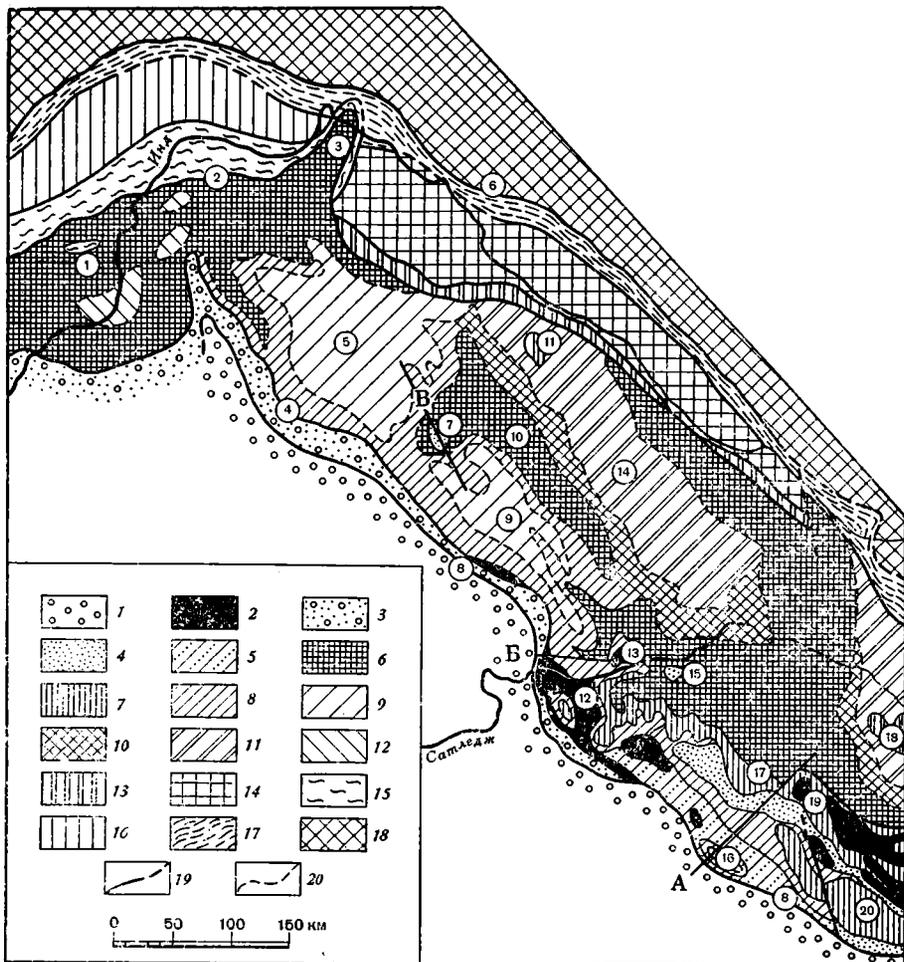


Рис. 1. Схема тектонической зональности Северо-Западных Гималаев и Кохистана 1 — Субгималаи (Сивалик); Гималайская мегасинклинальная система; 2—3 — автохтон и параавтохтон: 2 — отложения Шали (Pcm), Симла (Pcm) и Субату (Pg), 3 — отложения Субату (Pg) и Марри (Pg—N₁); 4—5 — покров Джаунсар-Беринаг-Крол: 4 — отложения Джаунсар-Беринаг (Pcm—Pz₁?), 5 — отложения Нагхат-Блайни, Инфракрал, Крол, Таль (Pz—Mz₁); 6—9 — Кашмирский покров и его аналоги в Низких и Высоких Гималаях: 6 — гнейсы и кристаллические сланцы Салкала (Pcm — Кашмир), гнейсы Вайкрита (Pcm — Кумаонские Гималаи), гнейсы, кристаллические сланцы (Pcm—Pz₁? — Пакистан), 7 — кристаллические сланцы Джутог (Pcm — Кумаонские и Химачальские Гималаи), 8 — отложения Чейл и его аналоги (Pcm—Pz₁), 9 — отложения среднего — верхнего палеозоя и раннего мезозоя; 10—11 — Тетис-Гималаи: 10 — отложения нижнего палеозоя, 11 — отложения среднего — верхнего палеозоя и мезозоя; 12 — палеозойские отложения Хазары; 13—14 — Кохистан-Индская геосинклинальная система (сутура Кохистана-Инда-Цангпо): 13 — зона Инда, 14 — зона Ладака; 15—16 — Кохистанский комплекс: 15 — ультрабазиты, гранулиты, амфиболиты, 16 — диориты, вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения (K₂—Pg), 17 — зона Шюока; 18 — Каракорум — Трансгималаи; 19 — надвиги, взбросы; 20 — срывы и стратиграфические контакты. Обозначения на схеме: 1 — клипп Дерган, 2 — Главный мантийный надвиг, 3 — массив Нанга-Парбат, 4 — Пирпанджальский надвиг, 5 — Кашмирский прогиб, 6 — надвиг Тегар-Нурба, 7 — Киштварское окно, 8 — Главный краевой разлом, 9 — прогиб Чамба, 10 — поднятие Зансар, 11 — клипп Спонганг, 12 — окно Шали, 13 — окно Ларджи, 14 — прогиб Спити, 15 — окно Рампур, 16 — клипп Лансдаун, 17 — Главный центральный надвиг, 18 — клипп Аманг-Ла, 19 — окно Чамоли, 20 — клипп Альмора

стиранию [19, 55]. С востока на запад здесь выделяются три сектора: Кумаонский, Химачальский и Кашмирский. Наиболее резко изменение структуры происходит в Кашмире.

В Кумаонских и Химачальских Гималаях снизу вверх выделяются нижеследующие тектонические элементы [1, 12, 35, 45, 46, 55, 59]:

Параавтохтон сложен рифейскими известняками, доломитами и кварцитами Шали-Деобан. По-видимому, частично выше, частично за-мещающая их фашиально, расположена мощная серия рифейско-вендских песчано-сланцевых турбидитов Симла. И те, и другие трансгрессивно перекрыты палеоцен(?)—эоценовыми известняками, песчаниками и аргиллитами Субату-Дагшан. К параавтохтону относится также толща красноцветных терригенных отложений формации Марри (олигоцен — нижний миоцен).

Покров *Крол* представлен пестрой толщей пород, включающей: 1) кварциты с телами и прослоями метабазитов (формация Нагтхат в Кумаоне) или конгломераты, песчаники, кварциты (формация Джаунсар в Химачале), 2) диамиктиты, песчаники, глинистые сланцы (Блайни), 3) аргиллиты (Инфракрол), 4) известняки, глинистые сланцы, песчаники (Крол), 5) кварциты, известковистые сланцы, известняки, фосфориты (Таль). Существуют расхождения в оценке возраста указанных отложений. Некоторые авторы [15] считают их в основном верхнепалеозойскими, относя формацию Блайни к карбону, а формацию Таль к верхней перми (остатки фузулинид), другие [46] считают палеозойскими только формации Блайни и Инфракрол, определяя возраст кролских и тальских пород как триасово(?)—меловой (остатки нанноплankтона). Кварциты Джаунсар и Нагтхат, трансгрессивно перекрытые конгломератами Блайни, условно рассматриваются как девонские [46]. Однако не исключается и более древний их возраст.

Отмеченные отложения залегают выше параавтохтона в юго-западной периферической части Низких Гималаев. Во внутреннем их поясе выше отложений формации Шали расположен покров Джаунсар-Беринаг [59], сложенный мощной толщей розовых и белых кварцитов, кварцевых алевролитов с прослоями мраморизованных доломитов, пластовыми телами диабазов, покровами базальтов, реже присутствуют пласты яшм и глинисто-кремнистых сланцев. Возраст пород считается раннепалеозойским (возможно, позднедокембрийским). Не исключено, что кварциты Джаунсар-Беринаг первоначально подстилали разрез Крола, а их верхняя часть соответствует формации Нагтхат — литологическое сходство тех и других несомненно [35, 55]. Если это так, то Кролский покров может рассматриваться как фронтальная пластина, возникшая в результате срыва верхней части единой аллохтонной массы (Джаунсар-Беринаг—Крол).

Покров *Чейл* — черные, серые глинистые сланцы, филлиты, алевролиты, кварц-полевошпатовые песчаники, местами присутствуют прослой известняков. Обычно чейлские отложения считаются позднедокембрийскими — раннепалеозойскими. В Кашмире аналоги Чейла заведомо включают силурийские отложения [44]. Существуют данные, что в Химачальских и Кумаонских Гималаях верхи толщи имеют девонский возраст [15]. А. Сина [46] целиком относит ее к среднему — верхнему палеозою. Вместе с тем здесь же чейлские отложения прорваны гранитами, возраст которых 450—500 млн. лет [55]. По нашему мнению, наиболее обоснован раннепалеозойский возраст Чейла (до силура включительно). Не исключено, однако, что в Химачале и Кумаоне верхняя часть толщи может включать девонские слои.

Покров *Джутог* сложен слюдястыми кварцитами, кварц-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, метабазитами, диафторированными гнейсами, реже мраморами. Очень широко проявлены процессы милонитизации и катаклаза. Характерно присутствие многочисленных тел (обычно пластовых) гранитов. Возраст толщи считается докембрийским.

Покров *Высоких Гималаев (Вайкрита)* — биотитовые гнейсы с гранатом, кианитом и силлиманитом, реже слюдястые кварциты и мраморы. Характерны согласные тела гранитов и гранито-гнейсов. Очень широко проявлены процессы мигматизации. Определения абсолютного возраста (Rb—Sr-изохронный метод) дали значения для гнейсов 1800 ± 100 млн. лет, для гранито-гнейсов — 581 ± 9 млн. лет [19].

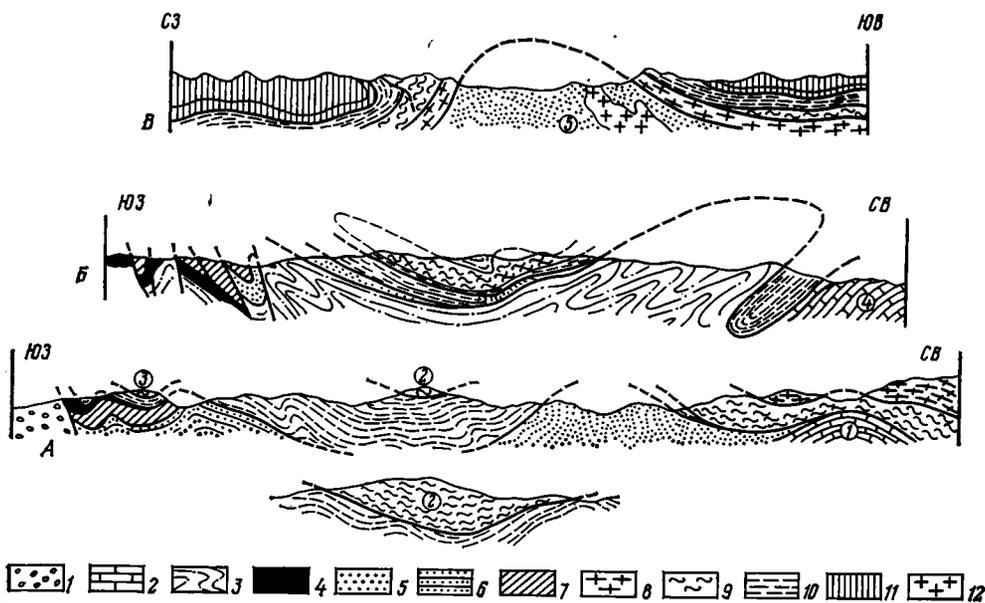


Рис. 2. Геологические профили через Кумаонские Гималаи (А, по Fuchs, Sinha [10] с добавлением авторов), Химачальские Гималаи (Б, по Г. Д. Аджирею, А. Синхе и Б. Маллику, из работы Г. Д. Аджирея [1]) и Кашмирские Гималаи (В).

1 — Субгималаи (Сивалик), 2 — отложения Шали (Pcт), 3 — отложения Симла (Pcт), 4 — отложения Субату (Pg), 5 — отложения Джаунсар — Беринаг (Pcт—Pz₁), 6 — отложения Нагтхата (Pz₁₋₂), 7 — отложения Блайни, Инфракрол, Крол и Таль (Pz₂—Mz₁), 8 — гнейсы и гранито-гнейсы (Pcт), 9 — кристаллические сланцы Джутог (Pcт), 10 — отложения Чейл (Pcт—Pz₁), 11 — средне- и верхнепалеозойские отложения Кашмирского прогиба, 12 — ранне- и среднепалеозойские граниты. Обозначения на рисунке: 1 — окно Чамоли, 2 — клипп Альмора, 3 — клипп Лансдаун, 4 — окно Шали, 5 — Каштварское окно

В структурном отношении Кумаонские Гималаи представляют собой пакет пластин, смятых в систему морфологически простых анти- и синформ (рис. 2). Отложения автохтона вскрыты в ядрах антиформ. Палеогеновые породы встречены только по внешней периферии Низких Гималаев, где обнажаются из-под палеозойских отложений Крола (например, окна к северу от Решикеша). Насборот, известняки и доломиты Шали-Деобан шире распространены во внутренних частях, где слагают серию окон, некоторые из которых достигают размера в 60—70 км.

Покровы Крол, Джаунсар-Беринаг и Чейл слагают основную часть территории Кумаонских Гималаев. В целом они относительно конформно облекают ядра антиформ, слагая их крылья. Кристаллические породы Джутог выполяют ядра синформ. Покровные соотношения в этом случае видны особенно отчетливо. Кристаллические сланцы и гнейсы образуют внешние кристаллические массивы Низких Гималаев — гигантские тектонические останцы кристалликума, крупнейший из которых («клипп Альмора») при ширине около 30 км только на территории Индии протягивается на 150 км.

При приближении к Высоким Гималаям структура становится более простой. По сути дела это пологая моноклиналь, в пределах которой слои (начиная от автохтонных известняков Шали) полого (не круче 40°, обычно 20—30°) погружаются к северо-востоку. Вследствие этого здесь наблюдается последовательная смена автохтонных отложений породами покрова Джаунсар-Беринаг, Чейл, Джутог и, наконец, гнейсами Вайкриты (Высокие Гималаи).

В Химачальских Гималаях последовательность пластин та же. Автохтонные отложения обнажаются в серии окон, наиболее известные из которых Шали и Ларджи. По внешней территории автохтон перекрыт породами покрова Крол, во внутренних частях — терригенной толщей

Джаунсар. Выше следуют покровы Чейл, Джутог и Высоких Гималаев. В отличие от Кумаона, где в основном шарьирование шло в виде пластин, здесь существует серия гигантских покровных складок, установленных еще Дж. Ауденом, В. Вестом и Г. Пилгримом в 20—30-х годах. Так, например, кристаллические сланцы и гранитоиды Джутог образуют ядро обширной, обращенной к юго-западу антиклинали, оболочку которой слагают терригенные породы серии Чейл (см. рис. 2). Обзор структуры Химачальских Гималаев дан в работах А. Бертельсена [2] и Г. Д. Аджирея [1].

В Кашмире структура принципиально отлична. Автохтонные серии (включая известняки Шали, а также палеоген-неогеновые отложения Субату и Марри) обнажены вдоль Главного Пограничного разлома в виде серии сравнительно крутых клиньев, на которые с северо-востока по Панджальскому (Чейлскому) надвику шарьированы нижнепалеозойские отложения. Принципиально важным участком для понимания покровной структуры Кашмира является район города Киштвара. Здесь расположена морфологически простая куполовидная антиформа, в ядре которой из-под докембрийских гнейсов обнажаются песчаники, глинистые сланцы, базальты, кремни, туфы и туфотерригенные породы, а также мраморизованные известняки (см. рис. 2). Их возраст фаунистически не обоснован, однако в литологическом отношении и по своей структурной позиции толща сходна с отложениями покрова Джаунсар-Беринаг. В этом смысле Киштварская антиформа (Киштварское окно, [11]) сопоставима с Рампурским окном в Химачальских Гималаях [2].

Таким образом, в Кашмире нижние структурные элементы (автохтон и покров Джаунсар-Беринаг) сходны с таковыми на востоке. Верхние же элементы построены иначе. Вместо системы пластин или покровных складок здесь расположена гигантская более или менее единая аллохтонная масса, выделенная Д. Вадия [61] как «Кашмирский покров». Своими различными горизонтами он ложится как на нижний покров Джаунсар-Беринаг, так непосредственно и на автохтон. Несмотря на известную структурную расчлененность (срывы по границе отличающихся в литологическом отношении толщ), Кашмирский покров имеет в целом нормальный разрез. Снизу вверх обнажаются [37, 44, 49]: 1) гнейсы, слюдястые кварциты, мраморы (группа Салкала, РСт); 2) кристаллические сланцы, кварциты, метабазиты (группы Салкала, РСт); глинистые сланцы, филлиты, песчаники, реже известняки (формация Бхадарва, формация Рамсу, сопоставимые с Чейлом (Ст—S) с остатками ордовикских и силурийских граптолитов, [20]; 4) кварциты Мут (D); 5) алевролиты, известково-глинистые сланцы, известняки (D?—C₁); 6) глинистые известняки, аргиллиты, песчаники, конгломераты («сиринготирисовые известняки», C₁); 7) сланцы, песчаники, конгломераты, известняки («фенестелловые слои», C₂); 8) конгломераты, песчаники, туфы («агломераты», C₃); 9) песчано-сланцевая толща («гондванские слои», (C₃—P₁)); 10) панджальские траппы (C₃—P₁); 11) песчано-сланцевая толща (P); 12) известняки (T).

Рассмотренный разрез характерен для центральной части Кашмирского синклинория. Вдоль его юго-западного крыла выше мощной нижнепалеозойской толщи залегают девонско-каменноугольные преимущественно терригенные (в том числе грубые) отложения (танвальский тип разреза). Карбонатные породы здесь почти полностью отсутствуют.

Очевидно, что докембрийские и раннепалеозойские породы Кашмира аналогичны таковым в Химачале и Кумаоне. Действительно, гнейсы и сланцы Салкала соответствуют гнейсам Вайкрита (Высокие Гималаи) и сланцам Джутог, а кембро-силурийская песчано-сланцевая серия — породам покрова Чейл. Основные различия заключаются в том, что в Кашмире отмеченные толщи не образуют отдельных покровов, а находятся в едином разрезе. По-видимому, изменение структуры Низких и Высоких Гималаев в Химачале и Кумаоне происходит в результате дополнительного смятия Кашмирского покрова. Слагающие его толщи сминаются в обращенную к югу покровную складку (Химачальские Ги-

малаи). Далее к юго-востоку (Кумаон), в подвернутом крыле такой складки возникает скол, по которому всячее ее крыло смещается к юго-западу, давая начало обособленной аллохтонной массе: покровы Высоких Гималаев и перекрывающие его отложения Тетис-Гималаев. Подвернутое крыло складки (характеризуется перевернутым разрезом) в процессе шарьирования распалось по системе срывов, приуроченных к поверхностям раздела литологически отличных толщ, на серию частных пластин (покровы Чейл, Джутог и Вайкрита). Иными словами, все отмеченные покровы в фациальном и структурном смысле являются элементами Кашмирского аллохтона.

Учитывая сказанное, в пределах Низких Гималаев могут быть выделены следующие основные структурно-формационные зоны (с юго-запада на северо-восток): 1) Шали (рифейско-вендские отложения, перекрытые непосредственно палеогеновыми слоями); 2) Джаунсар-Крол (преимущественно терригенная с базитами толща позднего докембрия — раннего палеозоя и сравнительно пестрый комплекс пород палеозоя и мезозоя); Джутог — Чейл (терригенная серия позднего докембрия — раннего палеозоя, перекрытая в Кашмире карбонатно-терригенными с базальтоидами отложениями девона — триаса). Все указанные комплексы пород формировались на гранито-гнейсовом кристаллическом основании, выступом которых и является центральный кристаллический пояс Высоких Гималаев.

Севернее Высоких Гималаев расположена зона Тетис-Гималаев (или Тибетских Гималаев). Считается [3, 24, 42, 58], что отложения тетического типа накапливались в обособленном бассейне (прогиб Спити-Занскар и его аналоги в Кумаоне), который располагался северо-восточнее кристалликума Высоких Гималаев. Последние поэтому рассматриваются как структурный барьер между прогибом Низких Гималаев (гималайские фации) и Спити-Занскар (тетические фации). На северо-западе, в Кашмире такой барьер отсутствует (погружение шарнира Высоких Гималаев). В прогибе Спити-Занскар нижнепалеозойские отложения образуют прибрежно-морскую серию тетического типа: известняки, доломиты, песчаники, известковистые сланцы, эвапориты [36, 39].

Сложнее обстоит дело с отложениями среднего палеозоя. Собственно гималайские фации (танвальский тип разреза) в центральной части Кашмирского синклиория постепенно сменяются тетическими, существенно карбонатными. Некоторые авторы [42] допускают в карбоне и перми значительную нивелировку тектонического рельефа, в результате чего Кашмирский и Спити-Занскарский прогибы представляли собой единый седиментационный бассейн.

Важной отличительной чертой зоны Тетис-Гималаев является широкое развитие здесь мезозойских пород [9, 10, 38, 39, 42]. В основном это сравнительно маломощные известковисто-глинистые сланцы и известняки (Т), доломитизированные известняки, калькрениты, оолитовые известняки («известняки Киото», T_3-J_2), глинистые сланцы Спити (J_{2-3}), глауконитовые и кварцевые песчаники, алевролиты, кремни («песчаники Гюимал», K_1); известняки, кремни, глинистые сланцы, песчаники («флиш Канги Ла», K_2). Венчается разрез пестроцветными сланцами палеогена. По данным Г. Фукса [10], отмеченный разрез на севере почти полностью замещается мощной толщей Ламауру и Намика Ла. Это однообразная серия сравнительно тонкого терригенного флиша, местами обогащенного глыбами пермских и триасово-юрских известняков. Возраст флиша средний триас — палеоген [9].

Севернее зоны Тетис-Гималаев находится узкий пояс развития эвгеосинклинальных серий, известный под названием «сутуры Инда-Цангпо». Расположенная между Индостанской плитой на юге, Каракорумом и Тибетом на севере, она в виде прерывистой полосы тянется более чем на 3000 км от массива Нанга-Парбат к востоку до района Лхаса-Кусум в бассейне р. Цангпо [62]. Наиболее хорошо геологическое строение «сутуры» изучено в северо-западной ее части (район Драс-Каргил-Лех), где с юга на север выделяются следующие тектонические элементы: 1) зона Инда, 2) Ладакская зона, 3) зона Шиока.

Зона Инда («Индская сутура») сложена пестрым комплексом пород, включающим офиолиты, основные и средние вулканиты, разнообразные известняки и кремни и, особенно, флишоидные толщи. С юга отмеченные отложения ограничены надвигом Драс, по которому на них взброшены миогеосинклинальные толщи северной периферии Тетис-Гималаев. Внутренняя структура зоны отличается большой сложностью. Морфологически это сдвигнутая синформа, выполненная офиолитами, вулканогенными и терригенными отложениями. Продольные сколы рассекают структуру на серию падающих к югу клиньев. Слои внутри таких клиньев смяты в систему опрокинутых к северо-востоку, сжатых, часто изоклинальных складок. Широко проявлены здесь процессы катаклаза, расланцевания и макробудинажа.

Примерно в 50 км к югу от Индской сутуры в пределах синклинория Спити выше юрско-меловых и эоценовых отложений (тетис-гималайские фации) залегает обширный плоский останец (Спонгангский клипп [9, 10, 42]), сложенный офиолитами и меловыми вулканогенно-осадочными породами. Останец этот представляет собой сохранившуюся часть обширного покрова, шарьированного с севера из области современной сутуры Инда. Последняя поэтому рассматривается как корневая зона.

Аналогичная структура описана А. Гансером [13, 14] восточнее, в районе массива Кайлас.

Обычно в пределах зоны Инда выделяются два комплекса пород: южный (офиолиты, вулканогенно-осадочные серии) и северный (в основном терригенные отложения). Оба они соответствуют разобщенным структурно-формационным зонам. Южная из них представляла собой прогиб с корой океанического типа, северная — систему впадин, сформировавшихся на Ладакском гранитном основании [29, 48]. Ниже дается характеристика отмеченных комплексов [9, 19, 28, 29, 38, 42, 47, 48, 56].

Офиолиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные отложения объединяются под названием «группа Сангелума» [48] и в общем соответствуют сериям пород, выделяющимся как «офиолитовый меланж», «вулканиты Драс», «флиш Драс», «формация Сумдо».

Офиолиты, образующие отдельные, вытянутые согласно с общим простиранием структуры полосы, представлены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, диопсидитами, родингитами, габбро, диабазами, диоритами; реже встречаются плагиограниты. Перечисленные породы образуют либо сравнительно небольшие клинья среди вулканитов и осадочных пород, либо зоны меланжа или олистомеланжа.

Вулканогенно-осадочная серия, структурно связанная с офиолитами, подразделяется на несколько формаций. Их пространственные и временные соотношения не всегда ясны. Предполагаются сложные фациальные переходы. По-видимому, в первом приближении можно принять следующую последовательность толщ [48]:

1. Формация Калси ($K_{al}-K_{ст}$, 1500 м) — орбитолиновые известняки, туфосланцы и песчаники; формировались вдоль южной окраины рассматриваемого прогиба.

2. Формация Драс (K_2-Pg_2 , 4000 м) — базальты, андезиты-базальты, андезиты, туфы, вулканомиктовые песчаники, туфосилициты, кремни; вверх по разрезу туфогенные породы начинают преобладать, здесь же появляются мощные горизонты кремнистых пород, прослой нуммулитовых известняков. Выделяются следующие петрохимические типы вулканитов [32, 37]: щелочные оливиновые базальты и известково-щелочные (включая высокоглиноземные островодужные толеиты).

3. Формация Ниндам (Pg_2 , 5000 м) — флишоидная серия: алевролиты, аргиллиты, вулканомиктовые песчаники, граувакки; присутствуют подчиненные прослой базальтов, кремней и нуммулитовых известняков.

4. Формация Шергол ($Pg_3-N_1?$, 2000 м) — аргиллиты, песчано-гравийные диамиктиты, реже кремни и известняки; местами присутствуют горизонты олистостром.

Очевидно, что офиолиты слагали основание Сангелумского прогиба. Однако существует определенное противоречие, так как до сих пор здесь

не установлены вулканогенно-осадочные отложения, типичные для верхов офиолитовой ассоциации. Вулканиды Драс, туфы, туфотерригенные и терригенные турбидиты являются островодужными и склоновыми образованиями, для которых доказывается вторичное (тектоническое) совмещение с офиолитами. Многие авторы [32, 42, 48, 60] специально отмечают это противоречие, которое, возможно, объясняется недостаточной изученностью района.

Ладакская зона включает ладакский гранитоидный комплекс и ассоциирующие с ним метавулканиды и метаосадки группы Карбу, а также молодые терригенные отложения индской группы.

Ладакский батолит представляет собой гигантское, сложнопостроенное тело, протягивающееся почти на 2000 км. По составу массив варьирует от тоналитов и гранодиоритов до нормальных гранитов и лейкогранитов. Встречаются тела более древних норитов и габбро [34]. Нижний возрастной предел ладакских гранитоидов не установлен. Определенно можно утверждать, что трансгрессивно, с базальным конгломератом выше гранитоидов залегает миоценовая моласса. Однако существуют данные о трансгрессивном залегании на них альб-сеноманского флиша [29, 47]. Таким образом, для гранитоидов Ладака даются два возрастных интервала: меловой — раннемиоценовый и более древний, во всяком случае доальбский [47]. Вместе с тем существование здесь молодых (третичных) гранитов никем не оспаривается.

«Индский флиш» (индская формация, индская группа) — мощная серия турбидитов, заполнявших прогиб, возникший в середине мела на южном крае Ладакского батолита. Сейчас интенсивно дислоцированные флишевые отложения слагают систему чешуй, надвинутых к северо-востоку либо непосредственно на гранитоиды, либо на миоцен-плиоценовую «молассу Инда». Возраст индского флиша определяется в интервале конец мела — ранний эоцен [26].

«Индская моласса» (формация Каргил и Каро) — мощная толща аркоз, с базальным конгломератом залегающая на ладакских гранитах.

Зона Шиока («сутура Шиока»), расположенная северо-восточнее Ладакского батолита, изучена в настоящее время крайне слабо. По существу только сейчас появились первые публикации [41, 42, 54, 57], показавшие, что в долине Шиока существует мощный, гетерогенный комплекс вулканогенно-осадочных отложений. С юга на север здесь установлены следующие элементы: 1) гранитоиды северной части Ладакского батолита; 2) «вулканиды Кардунг» — риолиты, андезиты и их туфы, туфогенные породы и кремни; отмечается, что дайковые тела, генетически связанные с вулканидами, рвут ладакские граниты; 3) «метаморфиты Хальсар» — филлиты, ортокварциты, мраморы; 4) «Шиокские офиолиты» — серпентиниты, пироксениты, габбро, базальты. Возраст перечисленных толщ не ясен. Предположительно считается, что «вулканиды Кардунг» являются эоцен-олигоценными [40].

В структурном отношении зона Шиока представляет собой систему чешуй, шарьированных к юго-западу на Ладакский батолит. С северо-востока по Нурба-Шиокскому надвику она перекрыта гранитоидами и метаморфизованными палеозойскими отложениями Каракорума. Очевидно, что в пределах отмеченной системы чешуй совмещены формационно отличные толщи, соответствующие когда-то существовавшим здесь тектоническим зонам. «Вулканиды Кардунг», по-видимому, формировались на Ладакском батолите. Офиолиты намечают становление обособленного Шиокского прогиба с корой океанического типа. Положение метаосадков формации Хальсар не ясно. Возможно, они соответствуют области перехода Ладакское поднятие — Шиокский прогиб.

Западным (западнее массива Нанга-Парбат) продолжением зоны Инд—Ладак—Шиок является зона *Кохистана*, сложенная преимущественно метаморфическими и изверженными породами (включая офиолиты). Работами последних лет [16, 51, 53] показано, что отмеченные образования надвинуты с севера на рифейско-палеозойские миогеосинклинальные отложения периферии Индостанской платформы.

На севере (бассейн р. Хунза) породы Кохистана по гигантскому сколу (линия Хини—Чалт—Ясин—Дрош) погружаются к северу под Евразийскую континентальную плиту. Последняя характеризуется здесь разрезами памиро-каракорумского типа [7].

Внутренне строение Кохистана — система падающих к северу чешуй. В ее пределах совмещены обрывки разрезов различных структурно-формационных зон, которые в общем виде могут быть сопоставлены с отдельными элементами эвгеосинклинальной зоны Инд—Ладак—Шиок. Сейчас на территории Кохистана с юга на север выделяются следующие элементы [51]:

1. Метаофиолиты комплекса Джиджал, вскрытые вдоль Главного мантийного надвига, по которому породы комплекса надвинуты на юг на миогеосинклинальные отложения периферии Индостанской платформы [53]. Наиболее хорошо они изучены в районе Патана (долина р. Инд), где состоят из двух групп пород [16]. В основании здесь обнажается пластина ультрабазитов мощностью в 4,5 км. Она сложена гарцбургитами, дунитами и вебстеритами, переходящими вверх по разрезу в клинопироксениты, содержащие отдельные линзы дунитов. Выше залегает мощная толща гранатовых плагиоклазовых и бесплагиоклазовых гранулитов. Считается [17], что гранулиты возникли при метаморфизме высоких давлений ($T = 800\text{—}850^\circ$, $P = 8\text{—}12$ кбар) кумулятивного габбро. Возраст офиолитов не ясен. Метаморфизм связывается с процессом меловой субдукции офиолитов к северу под Кохистанскую островную дугу [52].

2. Островодужный комплекс Кохистана занимает большую часть территории региона и соответствует зоне Ладакского батолита. Непосредственно к северу от метаофиолитов располагается полоса пироксеновых гранулитов Бахрейн и амфиболитов Камила. Это наиболее глубинные части сложнопостроенного островодужного разреза. Гранулиты возникли при метаморфизме ($T = 800^\circ\text{C}$, $P = 7\text{—}8$ кбар) интрузивных пород андезит-базальтового состава [17].

Верхнюю часть островодужного комплекса слагают мощные тела диоритов Дешай, ассоциирующих с вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями (группа Дир). Основная масса диоритов подстилает вулканогенную серию, а их ксенолиты содержатся в лавах. Возраст диоритов позднемеловой, возможно, частично раннепалеогеновый [21, 25]. Кроме того, в виде многочисленных секущих тел присутствуют гранодиориты, плагиограниты олигоцен-неогенового возраста.

Вулканогенно-осадочная толща (группы Дир) состоит из двух частей. Внизу преобладают осадочные породы (филлиты, слюдястые кварциты, известняки, алевролиты и сланцы) с отдельными покровами вулканитов. В известняках содержатся остатки нуммулитов эоценового возраста. Выше залегает толща пестроцветных андезитов, дацитов, риолитов, их туфов (вулканиты Утрор).

3. Зеленосланцевый комплекс бассейна р. Гилгит является западным продолжением вулканитов долины р. Шиок [51]. Преобладают мета-базальты, однако присутствуют также андезиты, риолиты и их туфы, встречаются прослойки терригенных пород, содержащие остатки глоботрункан, указывающих на меловой возраст вмещающих пород. Выше залегает толща меловых вулканогенно-осадочных пород (группа Ясин). В основном это известняки, сланцы, туфы среднего и кислого состава с отдельными покровами базальтов, андезитов и риолитов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

В пределах Северо-Западных Гималаев и Кохистана выделяются внешняя, миогеосинклинальная и внутренняя, эвгеосинклинальная системы. Обе они характеризуются сложнейшей покровной структурой. В миогеосинклинальной части распространены отложения со стратиграфическим диапазоном докембрий — палеоген. В эвгеосинклинали («сутура Инда — Цангпо») преимущественно развиты мел-неогеновые поро-

ды. Севернее сутуры Инда—Цангпо и Шиока расположены складчатые сооружения Гиндукуша—Памиро-Каракорума—Трансгималаев.

Тектоническое развитие рассматриваемого региона в настоящее время обычно связывается с процессом взаимодействия сближающихся Евразийской и Индостанской плит, в основном определявшим структурно-вещественную эволюцию «океана Тетис», наиболее южной ветвью которого и являлась зона Инда—Цангпо. Принципиальное значение при такой постановке вопроса имеет проблема северной границы Индостанской плиты в центральноазиатском секторе Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Эта граница не оставалась постоянной. Позиция плит менялась во времени, одновременно менялись их конфигурация и размеры. Применительно к Индостану это выражалось в образовании системы сиалических блоков (микроконтинентов) вдоль его северной периферии; важно отметить, что процесс обкалывания Индостанской плиты постоянно смещался к югу. По существу именно с этим связано образование таких геосинклинальных систем, как Палео-, Мезо- и Неотетис, причем очевидно, что по крайней мере Палеотетис сам имел неоднородное строение, включая не только древние (раннепалеозойские) эвгеосинклинальные серии (Южно-Ферганская зона в Тянь-Шане), но и новообразованные средне- и позднепалеозойские прогибы (например, Южно-Гиссарский, Северо-Памирский).

Закрытие Палеотетиса и формирование на его месте варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира обусловили смещение процесса дробления к югу. В пределах северной части Индостанской плиты в позднем палеозое — раннем мезозое закладывается система прогибов. Некоторые из них заполнялись мощными флишoidalными отложениями, например флиш Ламауру, распространенный на границе Тетис-Гималаев и сутуры Инда. Процесс растяжения сиалического основания здесь не получил большого развития. Другие (например, Рушанско-Пшартская зона Памира) характеризуются присутствием эвгеосинклинальных (включая офиолиты) толщ. Для них предполагается [4] рифтогенное происхождение. По-видимому, сходное строение имела восточная часть сутуры Инда — Цангпо (прогиб Ярлунг), где, по данным китайских геологов [62], накапливались базальтоиды и кремни, выше которых залегает терригенный флиш среднего и верхнего триаса. Формирование отмеченных прогибов знаменует становление Мезотетиса. Существование серии относительно стабильных сиалических блоков несомненно. Однако принадлежность того или иного из них к евразийскому или гондванскому ряду далеко не всегда доказана, так как проведенные палеогеографические исследования часто слишком общи и не дают однозначных решений. По нашему мнению, северный край индостанской плиты проходил по северной границе современного Центрального Памира. К югу от нее в позднем палеозое и закладывались прогибы Мезотетиса.

Сказанное в основном согласуется с материалами по более западным регионам [6, 8, 30, 50]. Так, например, по мнению Штёклина, «Ирано-Афганский пояс» в палеозое был частью Гондваны. Отделение произошло в перми, а сам регион стал представлять систему континентальных фрагментов, разобращенных прогибами с корой океанического типа.

Отмирание Мезотетиса началось в юре и закончилось, по-видимому, в раннем мелу [30, 50]. Микроконтиненты (блоки Гондваны) были скуплены вдоль южного края Евразии.

Анализ структуры Памира и Каракорума указывает на более запутанную геодинамическую обстановку. Наличие разновергентных, различно ориентированных зон пододвигания исключает здесь единую ориентировку регионального сжатия в условиях простых конвергентных зон. Взаимодействие микроплит (микроконтинентов и разделяющих их прогибов) было сложным и в настоящее время до конца не выяснено.

Одновременно с отмиранием Мезотетиса (формирование киммерийского складчатого сооружения Памиро-Каракорума) южнее, в пределах северной части Индостана, закладывается геосинклинальная система Неотетиса. По крайней мере в Северо-Западных Гималаях она со-

стоит из двух обособленных прогибов: южного, Сангелума (Сумдо) и северного, Шиокского. Между ними расположен Ладакский сиалический блок. Точно время заложения Неотетиса в Гималаях не установлено. Очевидно лишь, что он существовал уже в середине мела [48]. Присутствие вдоль южной периферии Сангелумского прогиба триасово-меловой флишевой серии (склоновые образования) не исключает возможности его возникновения уже в юре или даже триасе.

На основании сказанного общая схема развития центральноазиатского сектора Альпийско-Гималайской геосинклинальной области сводится к следующему. На фоне общего сближения Евроазиатской и Индостанских плит происходит в целом синхронное отмирание каждой северной геосинклинальной системы и заложения к югу от нее в пределах Гондваны новой. Иными словами, во времени происходит последовательная миграция к югу процесса дробления Гондваны и раздвига обособившихся при этом блоков. Блоки эти последовательно припаиваются к Евразийской плите. Происходит, таким образом, постепенное наращивание Евразии за счет Гондваны.

В соответствии с этой схемой развитие Гималаев и Кохистана представляется в таком виде. В течение позднего докембрия и раннего палеозоя в пределах рассматриваемого района на протерозойском сиалическом основании формируются прогибы, заполнявшиеся мощными терригенными сериями, часто характеризующимися ритмичным строением (зоны Джаунсар-Крол и Джутог-Чейл). С юга и севера от отмеченного прогиба располагались относительно стабильные, приподнятые участки (соответственно Шали и Тетис-Гималаи); в их пределах накапливались преимущественно мелководные карбонатные отложения.

В среднем и позднем палеозое происходит общая нивелировка рельефа. На всей территории Северо-Западных Гималаев устанавливается режим мелкого эпиконтинентального моря. В это время здесь накапливались относительно маломощные карбонатно-терригенные и терригенные серии. Указанная обстановка сохраняется до триаса включительно. В конце триаса или юре начинается формироваться система прогибов Неотетиса. Массовые излияния базальтоидов происходят уже в конце мела. Некоторые авторы [9, 48] связывают заложение этих прогибов с процессом мелового рифтинга. Наличие остатков гондванской флоры к северу от прогибов Неотетиса [43] подтверждает факт, что последние возникли внутри Индостанской плиты. Детали строения геосинклинальной системы Неотетиса еще не достаточно ясны. Очевидно лишь, что, начиная с середины мела, здесь существовали прогибы с корой океанического типа, на которой накапливались либо щелочные базальтоиды, либо базальты и андезиты островодужного типа (вулканы Драс).

Размеры сформировавшихся в мелу структур Неотетиса оцениваются различно. На основании палеомагнитных данных [22, 23, 30] предполагается значительный поперечник «океана Тетис» (до 2000 км). В то же время некоторые авторы [9, 14] считают, что Неотетис представлял собой лишь сравнительно узкий (первые сотни километров) трог с корой океанического типа. Закрытие последнего связывается с субдуктивным процессом вдоль линии Загрос—Читрал—Инд, начавшимся в маастрихте (70 млн. лет). За этот период происходит сближение Индостана с Лавразией. Анализ палеомагнитных данных и линейных магнитных аномалий в Индийском океане, а также покровно-надвиговой структуры Гималаев показал [30, 31], что в общем можно выделить три этапа движения Индостанской плиты к северу.

1. Быстрое сближение Индостана с Лавразией (маастрихт—эоцен). В это время в связи с субдуктивным процессом образуется островодужный комплекс Ладака—Кохистана, сформировавшийся на древнем гранитно-метаморфическом слое микроконтинента. Южнее, по южной периферии прогиба, по-видимому, на коре океанического типа возникла островная дуга Драс [48]. Как уже отмечалось, отложения собственно океанического чехла не установлены, а оба прогиба — северный (Шиокский) и южный (Сангелума — Сумдо) скорее представляли собой заду-

говые структуры типа краевых морей. Возможно, что собственно океанические образования Неотетиса здесь погружены под островодужные и сохранились только в виде отдельных офиолитовых фрагментов в зонах меланжа, а также в виде тектонических останцов в пределах миогеосинклинали. По-видимому, уже в эоцене (60—55 млн. лет) Индостанская плита приблизилась к островной дуге Ладака—Кохистана. Размеры сокращения ширины Неотетиса в этот период определяются в 600—700 км [27]. Главный мантийный надвиг рассматривается как поверхность, по которой офиолиты и островодужные образования шарьрованы на шельфовые осадки северной периферии Индостана. Время шарьрования — палеоцен — начало эоцена [5].

2. Незначительное вращение Индостанской плиты против часовой стрелки (40 млн. лет) к западу. В дальнейшем медленное смещение плиты к северу (олигоцен — до настоящего времени). В этот период были сформированы сложнейшие покровно-складчатые дислокации северной периферии Индостанской плиты, представляющие собой систему мегачешуй ее деформировавшегося края. Минимальная величина сокращения первоначальной ширины только внутриконтинентальной части Гималаев оценивается сейчас в 300 км [14]. В целом наблюдается омоложение системы сколов к югу: Главный центральный надвиг (ограничивает с юга Высокие Гималаи) существовал как основной подвиг в олигоцене и раннем неогене (до 15 млн. лет). Главный пограничный разлом — с позднего неогена.

Гималаи и Кохистан — покровно-складчатое сооружение, в пределах которого совмещены образования двух разнородных и резко разновозрастных элементов: миогеосинклинальных прогибов северной части Индостанской плиты и эвгеосинклинального пояса Инда—Цангпо, представляющего собой систему новообразованных (рифтогенных) прогибов с корой океанического типа (Неотетис), возникших в середине мезозоя в теле Гондваны. Период быстрого и, по-видимому, существенного раскрытия сменился в маастрихте (возможно, несколько раньше) периодом сжатия. Этот процесс, проходивший в позднем мелу — раннем палеогене, очень быстро реализовался в виде поглощения литосферы Неотетиса вдоль субдуктивной зоны Читрал—Инд. В это время здесь формируется система островных дуг и краевых морей. Закрывание прогибов Неотетиса закончилось в начале эоцена, когда северный край Индостанской плиты достиг южного края складчатой системы, сформировавшейся на месте Мезотетиса (Памиро-Каракорум—Трансгималаи).

В это время во многом определяется структура сутуры Кохистан—Инд—Цангпо, представляющей собой реликтовую зону Неотетиса. В конце эоцена в связи с закрытием Неотетиса и резким замедлением в конце эоцена—олигоцене движения Индостана к северу, процессы пододвигания смещаются внутрь Индостанского континента. В олигоцене и неогене образуются покровы Гималаев, Сулейман-Киртарских гор, а также в основном оформляется структура синтаксиса Северо-Западных Гималаев.

В заключение следует подчеркнуть, что нарисованная выше картина строения и развития Северо-Западных Гималаев представляется нам наиболее вероятной, исходя из современных данных по геологии этого региона. Однако, несмотря на значительный период исследования, изученность Гималаев до сих пор недостаточна. Прежде всего это касается стратиграфии, а также сравнительного анализа биостратиграфических провинций. Вследствие этого несовершенны данные о фациальных связях разнотипных отложений. Слабая изученность литологии затрудняет палеогеографические реконструкции. Маломощные отложения, относимые сейчас к образованиям эпиконтинентальных морей, в ряде случаев могут оказаться осадками некомпенсированных бассейнов. До сих пор слабо изучены процессы метаморфизма. Поэтому продолжают споры о времени главной фазы метаморфического преобразования гималайских пород и становления здесь гранитоидов. Явно недостаточно данных по па-

леомагнетизму, особенно для восстановления палеоширот. От решения перечисленных проблем зависит интерпретация структуры и восстановление истории ее происхождения.

Таким образом, дальнейшее изучение Гималаев, вероятно, внесет коррективы в предлагаемую выше схему строения и развития Северо-Западных Гималаев и Кохистана, что вполне естественно для такого сложно-построенного региона.

Литература

1. *Ажгирей Г. Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах.— М.: Наука, 1977, с. 154.
2. *Бертельсен А.* Дискуссионные вопросы структуры и стратиграфии Малых и Высоких Гималаев в пересечении Сямла — Сатледж.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 3, с. 33—42.
3. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967, с. 349.
4. *Пашков Б. Р., Швольман В. А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.
5. *Altemann F.* Time of emplacement of the Zhob valley ophiolites and Bela ophiolites, Baluchistan.— In: Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979, p. 215—242.
6. *Auden J. B.* Afghanistan — West Pakistan.— Geol. Soc. London. Spec. publ., 1974, № 4, p. 235—253.
7. *Desio A.* Geologic evolution of the Karakorum.— In: Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979, p. 82—109.
8. *Falcon N. L.* Southern Iran: Zagros mountains.— Geol. Soc. London. Spec. publ., 1974, p. 199—211.
9. *Frank W., Gansser A., Trommsdorf V.* Geological observations in the Ladakh area (Himalayas): a preliminary report.— Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1977, v. 57, p. 89—117.
10. *Fuchs G.* Traverse of Zaskar from the Indus to the valley of Kashmir.— Jahrbuch geol. Bundesanstalt, 1977, B. 120, H. 2, p. 219—229.
11. *Fuchs G., Gupta V. J.* Palaeozoic stratigraphy of Kashmir, Kishtwar and Chamba (Punjab-Himalaya).— Verh. geol. Bundesanstalt, 1971, H. 1, p. 68—97.
12. *Fuchs G., Sinha A.* The tectonics of the Garhwal — Kumaon Lesser Himalaya.— Jahrbuch geol. B.-A., 1978, B. 121, H. 2, p. 219—241.
13. *Gansser A.* The ophiolitic melange, a world-wide problem of Tethian examples.— Eclog. geol. Helv., 1974, t. 67, № 3, p. 479—507.
14. *Gansser A.* The great suture zone between Himalaya and Tibet — a preliminary account.— Eclog. geol. Himalaya, 1976, № 268, p. 181—191.
15. *Gupta V. J., Viridi N. S.* Fossil records from the Lesser Himalaya and their stratigraphical and tectonic implications.— In: Tectonic geol. Himalaya. New Dehli, 1978, p. 113—128.
16. *Jan M. Q.* Petrography of the Jijal complex, Kohistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 31—54.
17. *Jan M. Q.* Petrography of pyroxen granulites from Northern Swat and Kohistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 69—79.
18. *Jan M. Q.* Petrography of the amphibolites of Swat and Kohistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 31—54.
19. *Jhingran A. G., Thakur V. C., Tandon S. K.* Structure and tectonics of the Himalaya.— Himalaya geol. seminar, sec. 2. New Dehli, 1976. 39 p.
20. *Kaul B. L., Gupta B. K.* Graptolites from Chamalwas area, Doda district, Jammu and Kashmir.— 9 seminar Himalaya Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 22.
21. *Khan J.* Geology of the Baraul valley.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 153—162.
22. *Klootwijk Ch.* The drift of the India subcontinent: an interpretation of recent palaeomagnetic data.— Geol. Rundschau, 1976, B. 65, H. 3, p. 885—908.
23. *Krumsiek K.* Zur Bewegung der Iranisch-Afghanistan Platte.— Geol. Rundschau, 1976, B. 65, H. 3, p. 909—929.
24. *Kumar S., Singh I. B., Singh S. K.* Lithostratigraphy, structure, depositional environment, paleocurrent and trace fossils of the tethyan sediments of Malla-Johar area, Pithoragarh-Chamolli district, Uttar — Pradesh, India.— J. Paleontol., Soc. India, 1975, v. 20, № 2, p. 396—435.
25. *Majid M.* Petrology of diorites from the «Kohistan sequence», Swat, Northern Pakistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 163—178.
26. *Mathur N. S., Pal D., Srivastava R. A. K.* Some of the biostratigraphic aspect of the Indus formation, Ladakh.— 9 sem. Him. Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 103.
27. *Mollnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
28. *Pal D., Mathur N. S.* Some observations on stratigraphy and structure of Indus Flysh, Ladakh region.— Himalayan Geol., 1978, v. 7, p. 464—478.
29. *Pal D., Srivastava R. A. K., Mathur N. S.* Tectonic framework of the miogeosynclinal sedimentation of Ladakh Himalaya: a critical analysis.— Himalayan Geol., 1978, v. 8, p. 1, p. 500—523.
30. *Shah S. K., Sinha A.* Stratigraphy and tectonics of the Tethyan zone in a part of west-constrains from the Indian ocean.— In: Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979, p. 5—24.
31. *Powell C. Mc A., Conaghan P. J.* Plate tectonics and the Himalayas.— Earth Planet. Sci. Letters, 1973, v. 20, № 1, p. 1—12.

32. Prasad U., Singh B., Venkatraman K., Ghosh D. B. Petrochemical characteristics of basic and ultrabasic rocks of Dras area. «Indus ophiolite belt». Ladakh, India.— In: Ophiolites. Cyprus, 1980, p. 444—453.
33. Rai H. Origin and emplacement of Ladakh batolith: present-day knowledge.— 10 sem. Himalayan Geol. (abs.). Dehra Dun, 1979, p. 55—56.
34. Rai H., Pande I. C. Geology of the Kargil igneous complex, Ladakh, Jammu and Kashmir. India.— Recent Res. Geol., 1978, v. 5, p. 219—228.
35. Rupke J. Stratigraphic and structural evolution of the Kumaon Lesser Himalaya.— Sediment. Geology, 1974, v. 11, № 2—4, p. 81—265.
36. Shah S. K. Facies pattern of Kashmir within the tectonic framework of Himalaya.— In: Tectonic geology Himalaya. New Dehli, 1978, p. 63—78.
37. Shah S. K. Gergan J. T. Geochemistry of Dras volcanics and its tectonic significance.— 9 sem. Himalayan Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 100—101.
38. Shah S. K., Sharma M. L., Gergan J. T., Tara C. S. Stratigraphy and structure of the western part of the Indus suture, Ladakh, NW Himalaya.— Himalayan Geology, 1976, v. 6, p. 534—556.
39. Shah S. K., Sinha A. Stratigraphy and tectonics of the Tethyan zone in a part of western Kumaon Himalaya.— Himalayan Geol., 1974, v. 4, p. 1—27.
40. Sharma K. K. Some observations on Ladakh granite and its zoned character.— 9 sem. Himalayan Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 98—99.
41. Sharma K. K., Gupta K. R. Some observations on the geology of the Indus and Shyok valleys between Leh and Panamik, distrikt Ladakh, Jammu and Kashmir, India.— Recent Res. Geol., 1978, v. 7, p. 133—143.
42. Sharma K. K., Kumar S. Contribution to the geology of Ladakh, NW Himalaya.— Himalayan Geol., 1978, v. 8, pt 1, p. 253—287.
43. Sharma K. K., Gupta K. R., Shah S. C. D. Discovery of upper Gondwana plants, north of Indus suture zone, Ladakh, India.— Current. Sci., 1980, v. 49, № 12, p. 470—472.
44. Sharma V. P. Stratigraphy and tectonics of the southeastern part of the Jammu Himalaya.— Misc. Publ. Geol. Surv. India, 1976, № 34, pt 1, p. 185—216.
45. Sinha A. Parautochthonous turbiditic-flyshoidal Simla and terrogenous carbonate Shali formations of Himachal Himalaya: their litho-petrography and tectonic setting.— Himalayan Geology, 1978, v. 8, pt 1, p. 425—455.
46. Sinha A. Tectono-stratigraphic problem in Lesser Himalayan zone of Simla region, Himachal Pradesh.— In: Stratigraphy and correlations of Lesser Himalayan formations. Delhi, 1980, p. 99—116.
47. Srikantia S. V., Bhargava O. N. The Indus tectonic belt of Ladakh Himalaya: its geology, significance and evolution.— In: Tectonic geology Himalaya. New Dehli, 1978, p. 43—62.
48. Srikantia S. V., Razdan M. L. The ophiolite-sedimentary belt of the Indus tectonic zone of the Ladakh, Himalaya.— In: Ophiolites. Cyprus, 1980, p. 430—443.
49. Srivastava G. S. Geology of Kishtwar region, Jammu and Kashmir, India.— Himalayan Geol. seminar, sec. 1. New Dehli, 1976. 17 p.
50. Stöcklin J. Northern Iran: Alborz mountains.— Geol. Soc. London. Spec. publ., 1974, № 4, p. 213—234.
51. Tahirkheli R. A. K. Geology of Kohistan and Adjoining Eurasian and Indo-Pakistan continents, Pakistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 81—88.
52. Tahirkheli R. A. K. Geotectonic evolution of Kohistan.— Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, v. 2, № 1, p. 5—32.
53. Tahirkheli R. A. K., Mattauer M., Proust F., Tapponnier P. The India Eurasia suture zone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale.— In: Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979, p. 123—131.
54. Thakur V. C. Structural framework of Ladakh and its significance in the tectonic evolution of Himalaya.— 10 sem. Himalayan Geol. (abs.). Dehra Dun, 1979, p. 5—6.
55. Thakur V. C. An overview of thrust and nappes of Western Himalaya.— Special Publ., 1981, № 8, 24 p.
56. Thakur V. C., Viridi N. S. Lithostratigraphy, structure and tectonometamorphic history of the south-eastern region of Ladakh, Kashmir Himalaya.— 9 sem. Him. Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 96—98.
57. Thakur V. C., Viridi N. S., Rai H., Gupta R. K. Preliminary report on the geology of Shyok and Nubra valleys of Ladakh, Kashmir Himalaya.— 9 sem. Him. Geol. (abs.). Dehra Dun, 1978, p. 104—105.
58. Valdia K. S. The tectonic design of the Himalaya.— 22 Intern. Geol. Congr., 1964, v. 11, p. 283—315.
59. Valdia K. S. Outline of the structure of Kumaon Lesser Himalaya.— In: Tectonic geol. Himalaya. New Dehli, 1978, p. 1—14.
60. Varadarajan S., Vashis N. Ophiolitic nature of Dras volcanics NW Himalayan and preliminary investigation.— 10 sem. Him. Geol. (abs.). Dehra Dun, 1979, p. 47.
61. Wadia D. N. The geology of Poonch state (Kashmir) and adjacent portions of the Panjub.— Mem. Geol. Surv. India, 1925, v. 60, pt 2, p. 185—370.
62. Wu Haoruo, Deng Wanming. Basic geological features of the Yarlung Zangbo ophiolite belt. Xizang, China.— In: Ophiolites. Cyprus, 1980, p. 462—472.

УДК 551.242.22

ЛОМИЗЕМ. Г.

ЛИМИНАРНЫЕ СИСТЕМЫ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ОСТРОВНЫМИ ДУГАМИ

Лиминарные системы (термин Э. Аргана, латинское *liminaris* от *limen* — рубеж, порог) — активные континентальные окраины андского или зондского типа. Наряду с островодужными системами они служат выражением глубинных процессов, протекающих на конвергентных границах плит — в зонах Беньофа и над ними. Характерны мощные вулканоплутонические пояса, такие, как Арауканский пояс Анд и Охотско-Чукотский пояс, преобладают известково-щелочные серии. Основные черты строения и развития определены на материале лиминарных систем, заложившихся в раннем мезозое на обрамлении Пангеи. Их развитие вписывалось в крупные тектонические циклы и протекало стадийно. На ранних стадиях в тылу некоторых систем возникали зоны растяжения с излиянием толеитовых базальтов. В орогенную (оролиминарную) стадию аркообразное воздымание континентальной окраины порождало контрастное поле напряжений: растяжение в своде и на его океанической стороне, сжатие, складкообразование и надвиги на границе с опущенным краем платформы. Менялся и состав известково-щелочных магм, формирование которых происходило при все большем участии вещества сиалической коры.

С тех пор как К. Вадати впервые установил мощную сейсмофокальную зону, наклонно уходящую в мантийные глубины, прошло почти полвека. Огромный геолого-геофизический и петролого-геохимический материал, полученный за это время, послужил основой для представлений о наиболее активных глубинных зонах современной тектоносферы — в зонах Беньофа, контролирующих не только сейсмичность, но и целый комплекс тектонических, магматических, метаморфических процессов, а также связанную с ними металлогению. После появления глобальных сейсмологических сводок Б. Гутенберга и К. Рихтера геологическую значимость этих глубинных зон подчеркивали А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, Г. Штилле и мн. др. Ю. М. Шейнманн предлагал называть их тектоноферами — проводниками больших энергий и вещества из мантийных глубин, «поскольку именно с этими глубинными структурами связывается то, что именуется геосинклинальным процессом, самым мощным проявлением тектоники» [8, с. 105]. Уже в 30-х годах К. Вадати и Дж. Умброве, исходя из сейсмологических и гравиметрических данных, истолковали эти глубинные зоны как поддвиг или надвиг (взброс) крупных участков земной коры. В 60-е годы, после обобщающих работ Х. Беньофа, возникло представление о сейсмофокальных зонах как зонах субдукции, которое наряду с представлением о спрединге легло в основу «новой глобальной тектоники» (тектоники плит).

Геологическим выражением глубинных процессов, происходящих в зонах Беньофа, служат, как известно, активные континентальные окраины: сравнительно просто построенные активные окраины *андского типа* и сложные, разнообразные по строению и происхождению активные окраины *западнотихоокеанского типа*. Последние представлены латеральной триадой структур — глубоководный желоб, островная дуга, котловина окраинного (или междугубового) моря, которые вместе образуют *островодужную систему*. На окраинах андского типа котловины окраинных морей не образуются, поэтому нет и островных дуг как структурного элемента. Соответствующий вулканизм и тектонические процессы протекают непосредственно на краю континентальной литосферной плиты, где формируется окраинно-материковый (лиминарный) вулканический пояс.

Вместе с глубоководным желобом он образует структурную пару, которая может быть названа *лиминарной системой*.

Всестороннее исследование активных континентальных окраин находится в центре внимания вот уже в течение двух десятилетий. Наряду с изучением современных объектов, развивающихся над «живыми» зонами Беньофа, все больше усилий направляется на выявление и изучение подобных структур геологического прошлого. Становится возможным перейти от характеристики активных окраин в определенный (сегодняшний) момент времени к раскрытию их происхождения, закономерностей и направленности развития. Представление об активных окраинах из чисто актуалистического перерастает в историко-геологическое. Именно этот историко-геологический подход лежит в основе предлагаемой статьи.

Вопросы терминологии. Специфика строения и развития окраинно-материковых подвижных поясов мезозоя и кайнозоя, приуроченных главным образом к обрамлению Тихого океана, давно уже привлекала внимание исследователей. Она отразилась в представлениях С. В. Обручева об «Охотско-Чаунской дуге», Хуан-Цзыция о тихоокеанском типе яньшанид Катазии. В Андах ее отмечали Х. Брюгген, Г. Герт, В. В. Белоусов, Ж. Дебельмас, В. Цайль, Э. Коббинг. Важной вехой явились в конце 40-х — начале 50-х годов обобщения Е. К. Устиева по северо-западному звену тихоокеанского обрамления — «Охотскому тектоно-магматическому поясу». Была убедительно показана самостоятельность пояса, предлагалось считать его «геотектонической единицей переходного типа», возникшей на границе Колымо-Чукотской складчатой области с зарождавшейся Охотско-Камчатской геосинклиналью. Эти представления были поддержаны тогда же А. А. Богдановым, предложившим название «краевой вулканогенный пояс». М. С. Нагибина и Ю. М. Пушаровский [6] подчеркнули окраинно-материковую позицию Охотско-Чукотского и сходных с ним вулканических поясов. Г. Штилле [33], опираясь на сейсмологические и гравиметрические данные, выдвинул мысль об «окраинно-тихоокеанской особой форме развития» (*randrazifische Sonderausgestaltung*), связанной с наклонными сейсмофокальными зонами Беньофа, пододвиганием океанической коры под континент и ее переплавлением на глубине, порождающим цепи андезитовых вулканов.

Для становления современных представлений об андском типе активных континентальных окраин большое значение имели работы У. Гамильтона, У. Дикинсона, Т. Хазертон, получившие широкую известность. На примере современных Анд, а также благодаря изучению их более древних аналогов (главным образом в Северной Америке), определялась и пополнялась характеристика этого типа структур. Что касается терминологии, то в англоязычной тектонической номенклатуре системы андского типа вместе с островодужными, обозначаются как «arc-trench systems» или просто «arcs» с дальнейшим подразделением таких систем на две категории: «island arcs» и противопоставляемые им «continental-margin arc — trench systems», или «continental arcs», «marginal arcs». Следует отметить, что эта прочно укоренившаяся в английском языке терминология неудачна в том отношении, что система андского типа, за редким исключением, *не свойственна дугообразная форма*. Она присуща островным дугам, изгиб которых, по-видимому, непосредственно обусловлен раскрытием в их тылу котловин окраинных или междуговых морей («back-arc basins»). Неточность этой терминологии усугубляется при использовании ее в русском переводе. Известково-щелочные магматические комплексы окраин андского типа у нас часто называют «островодужными», хотя в англоязычном оригинале это «volcanic arcs», но отнюдь не «island arcs».

Еще в 60-е годы структуры рассматриваемого типа привлекли внимание Ж. Обуэна. Как геолог альпийской школы он в полной мере оценил специфику развития Анд и вместе с А. Борелло — знатоком геологии аргентинских Кордильер — опубликовал тектонический анализ развития Анд, сравнив их со складчатыми системами альпийского типа [11].

Именно в этой работе, которая вышла в свет одновременно во Франции и в Аргентине, авторы предложили считать Анды тектонотипом особого рода *лиминарных систем* (*liminaires*). Термин происходит от латинского *liminaris* (*limen* — порог, начало, рубеж). Понятие о лиминарах получило развитие в докладе Ж. Обуэна на 24-м Международном геологическом конгрессе в Монреале, а также в более поздних публикациях [10]. «Анды предстают, таким образом, как цепь, расположенная на континентальной окраине, причем в пределах континента: в большей степени, чем геосинклиналиями, они являются *лиминарами*, если воспользоваться термином Э. Аргана, созданным специально для американских цепей тихоокеанского обрамления» — писали Ж. Обуэн и А. Борелло [11, с. 1065]. Главные признаки лиминарных систем были определены в противопоставлении системам альпийского типа.

Предложенный Ж. Обуэном термин «лиминара» применяется геологами андских стран и некоторыми европейскими геологами [31], однако большого распространения не получил. Между тем, являясь синонимом названия «активная континентальная окраина андского типа», он гораздо лаконичнее и удачней обозначает понятие, которым широко пользуются в современной тектонике. Семантически он также вполне соответствует такому назначению, так как отражает главное — окраинно-материковую позицию систем андского типа.

Некоторые характерные черты лиминарных систем. В основе реконструкции древних лиминарных систем лежат наблюдения над современным андским тектонотипом. Должны учитываться данные и по другим активным лиминарным системам: Зондской (на отрезке между котловинами Андаманского моря и моря Банда), Центральноамериканской, а также по Аляске (от п-ова Аляска до гор Талкитна). Геолого-геофизической характеристике этих областей посвящена обширная литература. Характерно непосредственное взаимодействие океанической литосферной плиты с мощной (в случае Анд до 300 км и более) континентальной плитой по зоне Беньофа. В пределах лиминарной системы обе плиты находятся в напряженном, изостатически неуравновешенном состоянии. В частности, океаническая плита прогнута к оси глубоководного желоба, а далее прослеживается наклонно на глубину по сейсмическим данным, как относительно холодное тело с высоким показателем добротности, определяющее геотермический минимум над глубоководным желобом и краем континентальной плиты.

Для палеорекострукции лиминарных систем особенно важна зависимость размещения и состава продуктов вулканизма от глубинных условий, выявляемых геофизическими методами. Характерны известково-щелочные и подчиненные им шошонитовые серии с определенными геохимическими особенностями вулканитов — как по содержанию малых элементов, так и по изотопным отношениям [2, 14—16, 21, 28].

На связь современного вулканизма Анд с сейсмофокальной зоной указывают их закономерные пространственные соотношения, зависимость особенностей химизма лав от глубины залегания зоны Беньофа [18, 30], а также непосредственные геофизические наблюдения. Так, детализация данных по размещению сейсмических очагов в зоне Беньофа под Центральными Андами показала, что появление асейсмичного пробела на средних глубинах отчетливо коррелируется с участками современных андезитовых извержений [19]. Изучение поглощающих свойств глубинного вещества свидетельствует о том, что современный вулканизм в Центральных Андах проявляется только там, где непосредственно над зоной Беньофа параллельно ей прослеживается область пород со сниженной добротностью ($Q=50-100$), т. е. обладающих свойствами астеносферного вещества [32]. Замечено, что некоторые перерывы современной вулканической цепи Анд увязываются с более пологим, чем на соседних сегментах, наклоном зоны Беньофа.

Однако, если сам факт связи современного вулканизма Анд с зоной Беньофа не вызывает сомнений, механизм этой связи, место и способ генерации магм не поддаются однозначной расшифровке. Задача ослож-

няется разнообразием состава этих магм, дающих целый спектр как по кремнекислотности, так и по щелочности. Судя по всему, как отмечает Э. Мидлмост, «в любой момент времени может генерироваться более чем один тип магмы — в результате процессов, берущих начало вдоль одной и той же зоны Беньофа, но на разных глубинах» [27, с. 345]. Именно таков, как известно, подход к трактовке сложных вулканических формаций островных дуг и окраин андского типа, предложенный Х. Куно и его многочисленными последователями.

Согласно Л. Лопес-Эскобару и др. [25], среди молодых вулканитов Анд высокоглиноземистые базальты могут быть продуктом частичного плавления перидотита с последующим кристаллизационным отделением оливина и пироксена. Андезиты наблюдаемого состава могут представлять собой выплавку из гранатового перидотита или эклогита. Однако Р. Торп, П. Поттс, П. Фрэнсис подчеркивают, что присущее молодым андезитам Анд содержание петрогенных и малых элементов (в том числе редких земель) несовместимо с какой бы то ни было одностадийной моделью генерации магмы путем выплавления из мантии, фракционирования базальтовой магмы или анатексиса пород континентальной коры. Только многостадийный процесс, согласно известной схеме А. Рингвуда или другой подобного же типа, может, по мнению авторов исследования, привести к наблюдаемому соотношению химических компонентов. Предполагается зарождение расплава в зоне Беньофа и последующее его преобразование по мере прохождения через вышележащие мантийные породы, а затем в земной коре. «Андезитовые магмы Анд,— заключают Р. Торп и П. Фрэнсис,— представляют собой результат сложного взаимодействия процессов парциального плавления, фракционной кристаллизации и «контаминации» на мантийных глубинах, а также контаминации и фракционной кристаллизации в коре» [34, с. 53]. Повышенные содержания кремния, калия, рубидия, стронция и бария в андезитах Центральных Анд коррелируются с более высокой мощностью континентальной коры. Там же возрастают и начальные изотопные отношения стронция (0,705—0,713), что служит еще одним указанием на вероятную контаминацию глубинной магмы веществом сиалической коры — при подъеме через нее [17] или посредством захвата и переработки блоков этой коры в ходе субдукции. Данные по изотопии свинца также указывают на связь вулканизма Анд как с мантийными, так и с внутрикоровыми источниками вещества [26].

Что касается риолитовых магм современного вулканического пояса Анд, то их происхождение связывают с анатексисом сиалических пород в верхах континентальной коры. Об этом свидетельствуют как особенности химизма и изотопных отношений стронция, так и петрографические данные Г. Пихлера и В. Цайля о наличии ксенокристаллов кварца и плагиоклаза. Вместе с тем отмечается тесная связь — пространственная, хронологическая и петрологическая — между магмами риолитовыми и андезитовыми.

Таким образом, основываясь на разнообразных петролого-геохимических, геологических и геофизических данных, исследователи пришли к выводу, что современный вулканизм Анд представляет собой продукт сложных и многостадийных процессов магмообразования, берущих начало в зоне Беньофа. В них вовлечены породы разных геофизических слоев: от мантийных низов литосферы до гранитно-метаморфического сиала в ее верхах. Эти представления подтверждают возможность использования эмпирических закономерностей размещения и латеральной вариации вулканитов над современными зонами Беньофа для палеорекострукции подобных зон, определения их глубины залегания, направления и угла наклона.

Латеральная петрохимическая полярность вулканизма лиминарных систем, так же как и островодужных, не только характерная, но и весьма важная их особенность. Закономерные изменения состава вулканитов вкрест простирацию пояса, обнаруженные при изучении вулканов Японии, нашли выражение в схеме петрохимической зональности Х. Куно.

Она получила дальнейшее развитие в работах П. Якеша, Дж. Гилла, А. Уайта, которые подробно рассмотрели латеральные изменения химизма с переходом от толентовой серии¹ к известково-щелочной и шошонитовой. Эти изменения, происходящие по мере удаления от глубоководного желоба и погружения зоны Беньофа на все большую глубину, обнаруживаются наиболее отчетливо и надежно по нарастающему содержанию K_2O в породах равной кремнекислотности. У. Дикинсон и Т. Хазертон установили зависимость содержания K_2O в лавах современных островодужных и окраинно-материковых вулканов от глубины залегания зоны Беньофа и от расстояния до глубоководного желоба (т. е. от линии выхода зоны Беньофа на поверхность). Эта зависимость послужила ключом для реконструкции палеозон Беньофа под древними вулканическими поясами, однако точность таких построений снижается влиянием дополнительных факторов. Как показали Д. Ньельсон и Р. Стойбер, на каждом пересечении вулканического пояса действительно наблюдается положительная корреляция между содержанием K_2O и глубиной залегания зоны Беньофа. Однако при сравнении разных пересечений содержания K_2O для равных глубин могут оказаться существенно различными [29], заметно меняясь иногда даже вдоль одного и того же вулканического пояса. Именно этим, вероятно, определяются результаты, полученные для современных вулканов Анд: на конкретных пересечениях корреляция вполне отчетлива [18, 34], а при суммировании данных, собранных на всем протяжении Чилийско-Аргентинских Анд, корреляция теряется, коэффициент корреляции снижается до 0,19 [30]. Случай, когда содержания K_2O не возрастают с погружением зоны Беньофа, немногочисленны [9], на таких участках дополнительные факторы подавляют и искажают нормальное распределение калия. К настоящему времени реконструкции раннекайнозойских и мезозойских зон Беньофа выполнены не только для Североамериканских Кордильер, но и для Охотско-Чукотского пояса [5]; некоторые суждения могут быть высказаны в отношении Центральных Анд.

В целом для мезозойского и кайнозойского времени весьма вероятно широкое развитие лиминарных систем (рис. 1). Они возникли на обрамлении позднепалеозойской Панген, затем, по мере разобщения и перемещения ее фрагментов, образовали (вместе с островодужными системами) тихоокеанское кольцо. Предпринятый нами ранее [4] сравнительно-тектонический анализ вулканических поясов, связанных с лиминарными системами американских и антарктических окраин Тихого океана, позволяет судить о некоторых общих чертах их строения и структурной приуроченности. Эти вулканические пояса заложались и развивались на гетерогенном разновозрастном (от докембрия до низов мезозоя) основании, главным образом сиалическом. По отношению к структурному плану фундамента простирание их на одних участках согласное, на других — секущее. Тектоническая структура сравнительно проста, преобладают пологие изгибы слоев и блоковые смещения. Альпинотипная складчатость имеет подчиненное значение, линейные складки формировались главным образом в приразломных зонах.

На расстоянии 50—250 км от палеограницы континента и океана прослеживаются вулканические комплексы преимущественно известково-щелочного состава (главным образом андезитового и риолито-дацитового), а также диорит-гранодиоритовые батолиты, связанные с ними в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Многочисленны вулканотектонические структуры центрального типа и кольцевые интрузии. Магматизм проявлялся в полосе шириной 50—100 км. Поскольку эта полоса со временем смещалась в сторону океана или от него (такая латеральная миграция магматизма весьма характерна для лиминарных систем)², на-

¹ В лиминарных системах эта толентовая серия не формируется, она свойственна островным дугам, главным образом энциматическим.

² Наиболее вероятные причины этой латеральной миграции магматизма: изменение наклона зоны Беньофа, скопление мамогенерирующего участка вниз или вверх вдоль зоны Беньофа, тектоническая эрозия или аккреция края континента.

блюдаемая ширина вулканических поясов, как правило, выше указанной: от 100—150 до 500 км и более.

Накопление как вулканических, так и осадочных формаций происходило преимущественно в мелководно-морских и континентальных условиях. Флишевые формации редки. Вторичные изменения пород ограничиваются цеолитизацией и зеленокаменным метасоматозом, проявления регионального метаморфизма не характерны.

Развитие большинства лиминарных систем восточного обрамления Тихого океана прослеживается со второй половины триаса, т. е. с начала альпийского тектонического цикла. Некоторые системы отмерли уже в

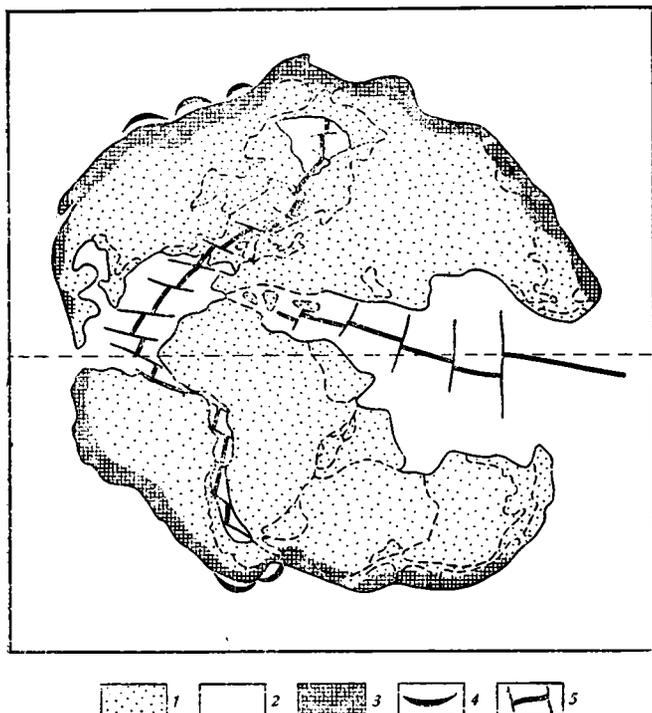


Рис. 1. Схема размещения лиминарных систем в середине мела. Палинспастическая основа по Э. Канасевичу и др. [22], с изменениями; проекция азимутально-равнодистанционная
1 — континентальная литосфера; 2 — океаническая литосфера; 3 — активные континентальные окраины, главным образом лиминарного типа; 4 — участки установленного или предполагаемого развития островных дуг; 5 — оси спрединга в Тетисе, Атлантике и Арктическом океане

сеноне, другие сохраняли свою активность дольше, в том числе Анды до настоящего времени. Таким образом, длительное развитие этих лиминарных систем (130—200 млн. лет) вписывается в глобальный тектонический цикл. При этом может быть намечена определенная стадийность и направленность их эволюции.

Стадийность и направленность развития лиминарных систем. Уже в работах Ж. Обуэна была намечена стадийность развития лиминарной системы Анд [10, 11]. По аналогии с предложенным им ранее для альпид Европы делением альпийского цикла на собственно геосинклинальный, тардигеосинклинальный и постгеосинклинальный период этот исследователь подразделил андский цикл на собственно лиминарный, тардилиминарный и постлиминарный период, сопряженный с горообразованием. Опираясь на тот же андский тектонотип, мы исходим из уточненного хронологического разграничения стадий и иного понимания завершающей орогенной стадии. С момента заложения лиминарной системы Анд в триасе и до настоящего времени сохранялась прямая преемственность тек-

тонического режима и магматизма: судя по всему, определяющим элементом глубинного механизма была и осталась погружавшаяся под континентальную окраину зона Беньофа. Назвав такой режим лиминарным, мы должны применять это наименование для всех стадий, включая неотектоническую орогенную стадию. Название «постлиминарная» поэтому представляется неудачным. Лучше именовать стадии *раннелиминарной*, *позднелиминарной* и *оролиминарной*, а соответствующие тектонотипы активной континентальной окраины — *раннеандским*, *позднеандским* и *неоандским*.

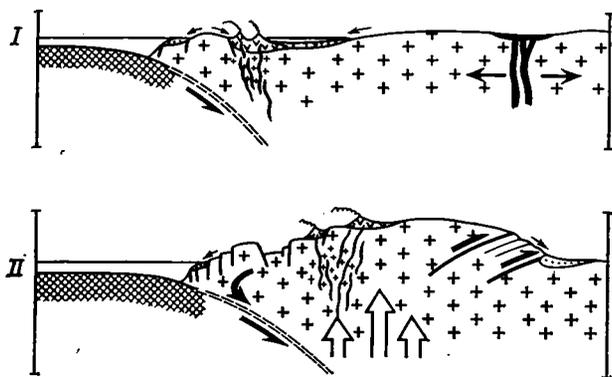


Рис. 2. Геодинамическая обстановка лиминарной системы на ранней и орогенной стадиях развития

I — раннелиминарная стадия (раннеандский тип активной континентальной окраины); II — оролиминарная стадия (неоандский тип активной континентальной окраины)

1. Раннелиминарная стадия (раннеандский тип активной континентальной окраины). Начало развития континентальной окраины в активном режиме и тем самым заложение лиминарной системы фиксируется массовыми проявлениями известково-щелочного вулканизма и сопровождающими его внедрениями диорит-гранодиоритовых батолитов. Раннелиминарная стадия развития выделяется на материале андской системы позднего триаса — оксфорда. В течение этого времени (около 65 млн. лет) континентальная окраина находилась в основном ниже уровня моря и по мере накопления вулканических и осадочных толщ продолжала опускаться (I на рис. 2). Центральное положение в лиминарной системе занимал мощный пояс известково-щелочного вулканизма (Арауканский пояс) [3]. Там, где быстрое поступление вулканического материала опережало погружения, вулканический пояс выступал над морем, и формировались субаэральные фации. Ширина пояса была около 100 км, расстояние его от палеограницы с океаном не может быть определено непосредственно, так как край континента впоследствии разрушался и поглощался в зоне Беньофа. Известно, однако, что перед фронтом вулканического пояса, отделяя его от океана, размещались сохранившиеся фрагменты поднятия домезозойского фундамента — силлические бордерленды. Об их былом существовании свидетельствует поступающий с запада обломочный материал гранитного состава. За бордерлендами должен был протягиваться глубоководный желоб как батиметрическое выражение палеозоны Беньофа, питавшей магматическую активность и определявшей все развитие лиминарной системы.

К востоку от вулканического пояса находился отгороженный им мелководный морской бассейн, далее следовали относительно поднятые внутриконтинентальные области с платформенным режимом. Позже, в раннем мелу на расстоянии 100—300 км от вулканического пояса определилась зона растяжения, которую можно проследить по изливаниям толентовых базальтов из Северо-Западной Аргентины в Боливию и далее до Эквадора. Для объяснения возможных причин растяжения над зоной Беньофа в тылу вулканических поясов, по-видимому, могут быть привлечены механизмы, объясняющие раскрытие котловин окраинных морей при образовании островных дуг.

Б. Леви и Л. Агирре [24] недавно высказали мысль, что окраинно-материковый пояс известково-щелочного вулканизма (Арауканский пояс) как активная зона проседания также намечает полосу значитель-

ных растяжений и даже «энсиалического спрединга». Не отрицая возможности проявления растягивающих напряжений в этой полосе, мы полагаем все же, что устойчивые проседания вулканического пояса, определившие его синклинальную структуру, скорее всего были связаны с разгрузкой магматических очагов и могут трактоваться как компенсационные. На это указывает обилие депрессионных вулкано-тектонических структур [3].

2. Позднелимнарная стадия (ей отвечает позднеандский тип активной континентальной окраины) установилась на юге Центральных Анд к позднему мелу и длилась почти 90 млн. лет до среднего миоцена. В предшествующий отрезок времени — в конце юры и раннем мелу — режим был переходным. Продолжал развиваться вулканический пояс, по-прежнему занимавший центральное положение в лиминарной системе, хотя он и был несколько смещен на восток. Континентальная окраина к этому времени заняла и устойчиво сохраняла более высокое гипсометрическое положение, мощный известково-щелочной вулканизм протекал в субэаральных условиях. Вынос на поверхность больших масс изверженного материала сопровождался вулкано-тектоническими проседаниями, формировалась общая синклинальная структура пояса, асимметричная ввиду продолжавшегося смещения магматизма на восток. В период формирования позднеандского пояса распознается тот же латеральный ряд структур активной континентальной окраины, что и ранее. Рядом на платформе в позднем мелу еще сохранялись зоны растяжения с излияниями толеитовых базальтов. Однако непосредственно в тылу Арауканского вулканического пояса уже в конце мела наметилась зона сжатия со взбросами и небольшими надвигами, направленными на восток.

3. Оролимнарная стадия (неоандский тип активной континентальной окраины). Анды вступили в эту стадию в конце миоцена — раннем плиоцене, когда началось орогенное воздымание континентальной окраины, распространившееся на сотни километров вглубь континента. Также далеко шагнул вначале и вулканизм, но затем снова сконцентрировался в линейном вулканическом поясе, несколько смещенном на восток по отношению к более раннему. Тектоническая обстановка характеризовалась заметным усложнением ранее существовавшего латерального ряда структур (II на рис. 2). Аркообразное воздымание континентальной окраины на 4000 м и более породило растяжения в своде и на его океанической стороне, где наблюдается фронтальная система грабенов и горстов. В то же время на континентальной стороне растяжение сменяется сжатием, наблюдаются складчатость и надвиги по направлению к опущенному в передовых прогибах краю платформы.

Таким образом, геодинамическая обстановка, наблюдаемая в Андах сейчас, установилась лишь на неотектоническом этапе — в последние 12—13 млн. лет, а до этого на протяжении почти 200 млн. лет была иной (см. рис. 2). Это ограничивает возможность использования при палеорекострукциях известной схемы строения активной континентальной окраины по У. Дикинсону, которая отражает условия неоандского типа. Во многих, или даже в большинстве случаев, лучшим эталоном может служить раннеандский тектонотип, для которого характерны низкое гипсометрическое положение континентальной окраины, сравнительно однородное поле напряжений, отсутствие в тылу вулканического пояса зоны сжатия, складчатости и надвигов.

Сквозь все стадии прослеживается единый петрохимический тип вулканических продуктов. Формировались известково-щелочные серии, близкие к гиперстеновой серии Х. Куно (рис. 3, слева). Вместе с тем от раннелимнарной стадии к оролимнарной происходило направленное изменение химического состава — одновременно во всех модальных группировках от базальтовой до риолито-дацитовый. Диаграммы на рис. 4 иллюстрируют согласованное повышение процентных содержаний кремнезема, насыщение и пересыщение пород кремнеземом. От серии к серии убывали содержания железа, а также щелочность (за счет натрия). В то

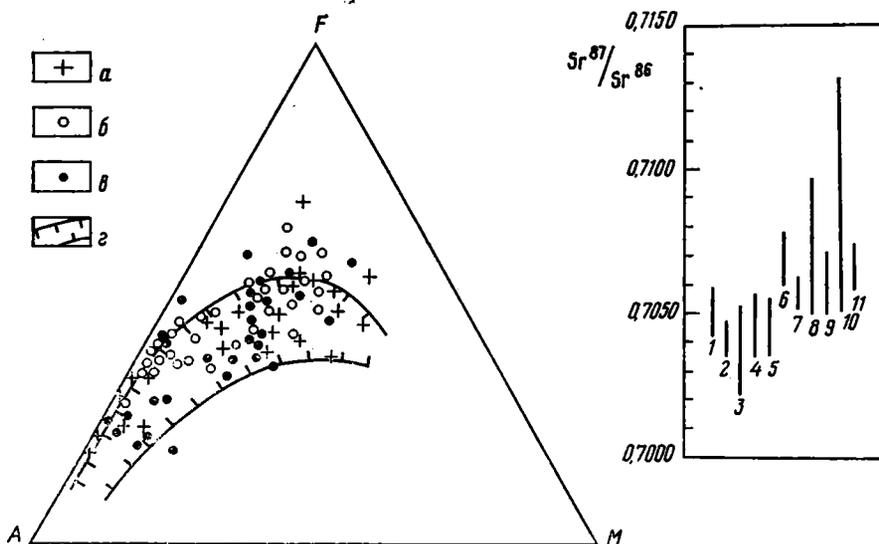


Рис. 3. Щелочно-фемическая характеристика вулканитов лиминарной системы Анд (слева) и направленное изменение начальных изотопных отношений стронция в магматических породах этой системы с юры до плиоцена — антропогена (справа) 1 — вулканические и интрузивные породы юры (0,7041—0,7059); вулканические (2) и интрузивные (3) породы нижнего мела (0,7022—0,7051); вулканические (4) и интрузивные (5) породы верхнего мела — палеогена (0,7032—0,7057); 6—11 — породы плиоцена — антропогена (0,7050—0,7130). а — юра, б — нижний мел, в — верхний мел — палеоген, з — плиоцен — антропоген, изотопные отношения по П. Фрэнсису и др.; Дж. Клерксу и др.; М. Гальперну. Щелочно-фемические коэффициенты по сводкам автора [3] и Б. Дерюеля [14]

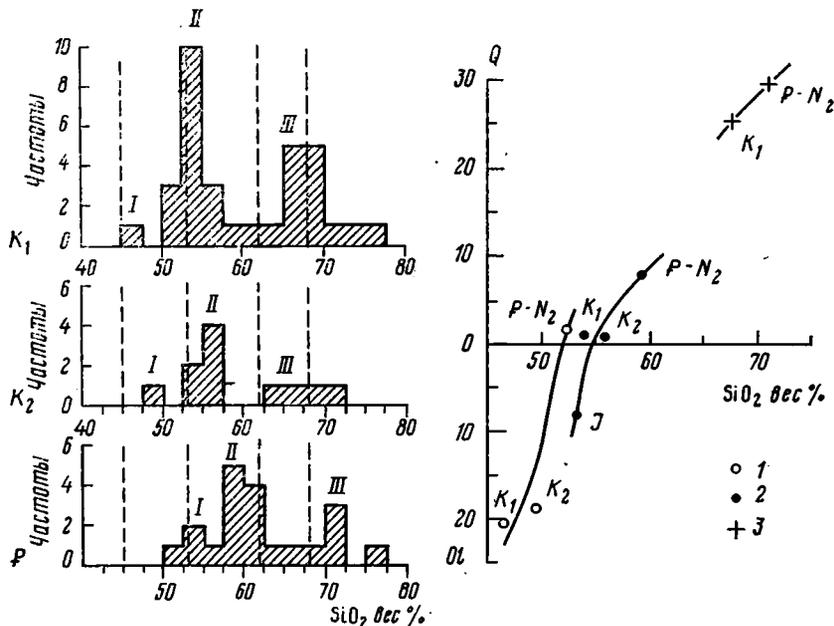


Рис. 4. Согласованные изменения состава всех модальных группировок в сложных вулканических формациях лиминарной системы Анд, с раннего мела по палеоген. Слева — повышение содержаний кремнезема (I—III — модальные группировки), справа — насыщение и пересыщение пород кремнеземом (условные обозначения: 1—3 — три модальные группировки: основная, средняя и кислая). Q, Ol — нормативные кварц и оливин в системе CIPW

же время нарастали содержания стронция и менялась его изотопная характеристика. На диаграмме (см. рис. 3, справа) мы суммировали данные Р. Мак-Натта и др., П. Фрэнсиса и др., Дж. Клеркса и др., М. Гальперна о начальных изотопных отношениях стронция. Оказалось, что вначале они варьировали в интервале 0,7032—0,7059, а на оролимнарной стадии возросли до 0,7050—0,7130. Весьма вероятно поэтому, что наблюдаемые петрохимические изменения в целом отражают все большее участие вещества сиалической коры в процессах генерации магм.

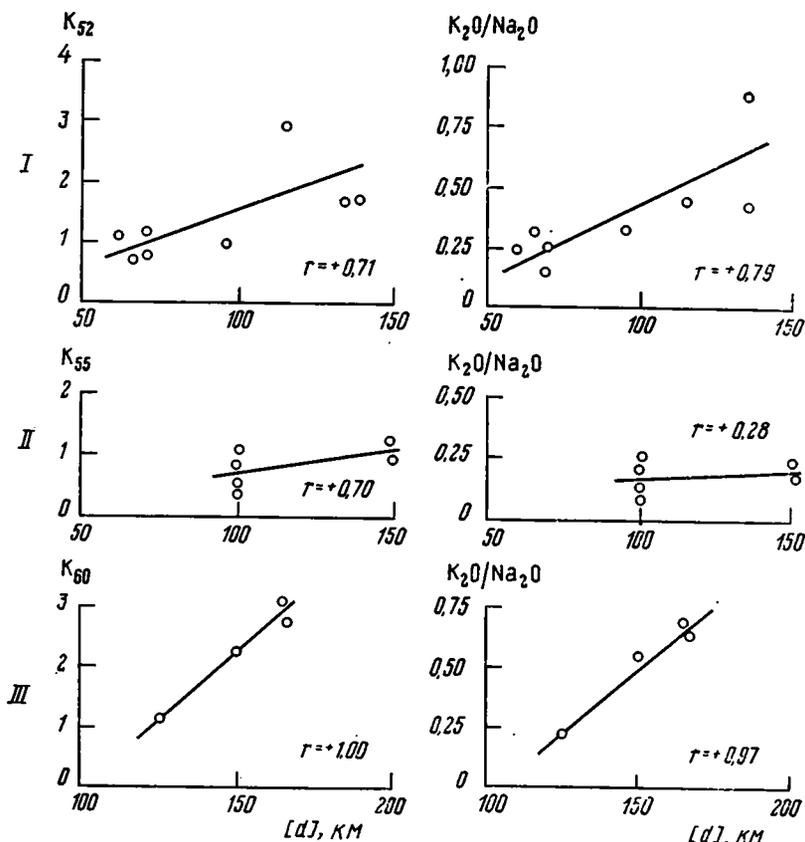


Рис. 5. Нарастание содержаний K_2O и отношений K_2O/Na_2O в вулканитах лиминарной системы Анд по мере удаления от края континента
 I — лессас — оксфорд; II — верхний мел; III — палеоген — средний миоцен.
 K_{52} , K_{55} , K_{60} — содержания K_2O при 52, 55 и 60 вес. % SiO_2 . d — расстояние до современного края континента, r — коэффициенты корреляции

При этом коррелированность химических характеристик всех модальных группировок вулканической серии и их согласованные изменения во времени — свидетельство петрогенетической взаимосвязи этих группировок.

Характерную для вулканизма лиминарных и островодужных систем латеральную петрохимическую полярность удается проследить в Андах, уже начиная с юры (рис. 5). По направлению от края континента наружу с калием увеличивается содержание стронция, растет отношение легких редкоземельных элементов к тяжелым.

* * *

Лиминарные системы, образуя вместе с островодужными единый класс тектонических структур (развивающихся над зонами Беньюфа), тесно взаимосвязаны. В настоящее время подтверждением этому служит Зондская лиминарная система, которая непосредственно продолжается по простиранию островными дугами: Андаманско-Никобарской и Банда; все они прослеживаются над единой сейсмофокальной зоной. Особенно

близки лиминарным системам энсиалические островные дуги японского типа («detached arcs»), образование которых происходит путем отчленения континентальной окраины и ее дугообразного изгиба по мере раскрытия окраинного моря. Взаимопереход этих дуг и лиминарных систем в пространстве и во времени можно проследить в мезозойском развитии андского тектонотипа активной окраины: на рубеже юры и мела в тылу лиминарного вулканического пояса Патагонии начал раскрываться прогиб с океанической корой. Этот отрезок активной окраины развивался в дальнейшем как отделенная от континента энсиалическая островная дуга, которая в северном направлении непосредственно продолжалась лиминарным Арауканским поясом. С середины мела прогиб в тылу островной дуги замкнулся и восстановилась лиминарная обстановка [13].

Зоны растяжения в тылу раннелиминарных систем, отмеченные толетовыми базальтами, это как-бы «несостоявшиеся» прогибы, раскрытие которых превратило бы лиминарный вулканический пояс в энсиалическую островную дугу. Развитие этого процесса может регулироваться, по-видимому, не только локальным подъемом глубинного вещества над зоной Беньофа, не только отодвиганием континентальной плиты от желоба (или наоборот), но также и явлениями глобального масштаба, на что указывает асимметрия в расположении лиминарных и островодужных систем на обрамлении Тихого океана [1, 20, 35].

Что касается энсиматических островодужных систем марианского типа, то в ряде случаев их связывает с лиминарными системами определенная преемственность развития: после замыкания первых и их приращения к краю континента океаническая литосфера субдуцирует уже непосредственно под континентальную окраину [7].

Исходя из сейсмологических данных по Андам, принято считать, что активные окраины андского типа подстилаются более пологими зонами Беньофа, чем островные дуги. Однако, если судить по палеорекострукциям, наклон сейсмофокальных зон под лиминарными системами в течение мезозоя — кайнозоя не оставался постоянным, меняясь от 10—15 до 60—70° [23]. Да и в настоящее время наряду с Андами (где угол наклона 10—30°) существуют лиминарные системы, где сейсмофокальная зона гораздо круче: около 30—60° под Зондской системой, до 60—65° под Центральноамериканской, 40—55° под окраиной Аляски. Есть основания полагать, что факторы, определяющие наклон зоны Беньофа в лиминарных и островодужных системах, являются общими [12, 36].

Так же как и для островных дуг, для лиминарных систем остается много неясного в столь важном вопросе, как соотношение процессов аккреции и тектонической эрозии в всячем крыле зоны Беньофа, а также при оценке общей направленности преобразования земной коры в ходе развития этих структур.

Литература

1. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
2. Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса.— *Геохимия*, 1978, № 5, с. 691—699.
3. Ломизе М. Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд.— В кн.: *Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана*. Т. 2. М.: Сов. радио, 1975, с. 5—75.
4. Ломизе М. Г. Окраинно-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана (элементы сравнительного анализа).— *Вестн. МГУ. Сер. геол.*, 1979, № 3, с. 13—29.
5. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— *Геотектоника*, 1981, № 1, с. 85—104.
6. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
7. Хаин В. Е. Орогенез и тектоника плит.— В кн.: *Тектоника. Геология альпид «тегисного» происхождения*. М.: Наука, 1980, с. 5—15.
8. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
9. Arculus R. J., Johnson R. W. Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 39, № 1, p. 118—126.
10. Aubouin J. Chaines liminaires (Andines) et chaines géosynclinales (Alpines).— *Int. Geol. Congr.*, 24th sess., section 3. Montreal, 1972, p. 438—461.

11. *Aubouin J., Borrello A. V.* Chaines andines et chaine alpines: regard sur la géologie de la Cordillère des Andes au parallèle de l'Argentine moyenne.— *Bull. soc. géol. France*, 1966, v. 8, p. 1050—1070.
12. *Cross T. A., Pilger R. H.* Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1982, v. 93, № 6, p. 545—562.
13. *Dalziel I. W. D.* Back-arc extention in the southern Andes: a review and critical reappraisal.— *Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1981, v. A300, № 1454, p. 319—335.
14. *Deruelle B.* Subduction et zonation du volcanisme plio-quatérnaire des Andes du Sud (18°—55° S).— *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.*, 1977, v. 19, № 2, p. 179—188.
15. *Dickinson W. R.* Plate tectonics and key petrologic associations.— *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1980, № 20, p. 342—360.
16. *Forbes R. B., Ray D. K., Katsura T., Matsumoto H., Haramura H., Furst M. J.* The comparative chemical composition of continental vs. arc andesites in Alaska.— *Oregon Dept. Geol. Mineral Industries Bull.*, 1969, v. 65, p. 111—120.
17. *Francis P. W., Thorpe R. S., Moorbath S., Kretzschmar G. A., Hammill M.* Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Galan, north-west Argentina.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 48, № 2, p. 257—267.
18. *Frangipane-Gysel M.* Analysis of multivariate data: an application to some recent volcanics of the Central Andes.— *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 1977, v. 57, № 1, p. 115—134.
19. *Hanuš V., Vaněk J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism and tectonic features of the Nazca plate.— *Tectonophysics*, 1978, v. 44, № 1—4, p. 65—77.
20. *Hsui A. T., Toksöz M. N.* Back-arc spreading: trench migration, continental pull or induced convection? — *Tectonophysics*, 1981, v. 74, № 1—2, p. 89—98.
21. *Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1972, v. 83, № 1, p. 29—40.
22. *Kanasewich E. R., Havskov J., Evans M. E.* Plate tectonics in the Phanerozoic.— *Can. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, № 6, p. 919—955.
23. *Keith S. B.* Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America.— *Geology*, 1978, v. 6, № 9, p. 516—521.
24. *Levi B., Aguirre L.* Ensialic spreading-subsidence in the Mesozoic and Palaeogene Andes of central Chile.— *J. Geol. Soc. L.*, 1981, v. 138, № 1, p. 75—81.
25. *Lopez-Escobar L., Frey F. A., Vergara M.* Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 63, № 3, p. 199—228.
26. *McNutt H., Clark A. H., Zentilli M.* Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29° S: petrologic and metallogenic implications.— *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, № 4, p. 827—837.
27. *Middlemost E. A. K.* The basalt clan.— *Earth. Sci. Rev.*, 1975, v. 11, № 4, p. 337—364.
28. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, № 4, p. 321—355.
29. *Nielson D. R., Stoiber R. E.* Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, № 29, p. 6887—6892.
30. *Palacios C., Oyarzun R.* Relationship between depth to Benioff Zone and K and Sr concentrations in volcanic rocks of Chile.— *Geology*, 1975, v. 3, № 10, p. 595—596.
31. *Ryszkiewicz M.* Andy — model lancucha geoliminarnego.— *Przegląd Geol.*, 1979, v. 27, № 10, p. 569—572.
32. *Sacks I. S.* Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America.— *Tectonophysics*, 1977, v. 37, № 1—3, p. 131—139.
33. *Stille H.* Einiges über die Weltozeane und ihre Umrahmungsräume.— *Geologie*, 1958, H. 3—6, S. 284—306.
34. *Thorpe R. S., Francis P. W.* Variations in andean andesite compositions and their petrogenetic significance.— *Tectonophysics*, 1979, v. 57, № 1, p. 53—70.
35. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B3, p. 1049—1061.
36. *Yokokura T.* On subduction dip angles.— *Tectonophysics*, 1981, v. 77, № 1—2, p. 63—77.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
15.IV.1982

УДК 551.243.4(571.651)

ФИЛАТОВА Н. И., ЕГОРОВ И. В.

НАДВИГИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Геолого-геофизическая интерпретация космического изображения показывает, что наиболее характерными структурами формирующейся континентальной коры севера Камчатско-Корякской тектонической области являются надвиги и шарьяжи, группирующиеся в несколько систем. Каждая из тектонических зон этой области с различным возрастом гранитно-метаморфического слоя обладает разновозрастными системами надвигов и шарьяжей, различающимися простиранием и особенно вергентностью, что позволяет выявить направление движения масс при формировании этих зон.

До недавнего времени на территории северной части Корякско-Камчатской тектонической области не предполагалось наличия покровно-надвиговых структур [5, 14]. Однако в последние годы стали появляться работы [1—4, 9], в которых доказывается присутствие здесь подобного рода структур, причем особенно убедительные данные приведены для юга территории, рассматриваемой в настоящей статье [2, 9], а также для площадей, расположенных восточнее, за ее пределами [2, 13].

Особый интерес, судя по литературе, к структурам Корякии объясняется тем, что это один из немногих на Земле участков, где в кайнозое происходит формирование гранитно-метаморфического слоя и где в силу этого можно выявить и изучать дислокации, происходящие в ходе этого процесса.

Изучение мелкомасштабных космических снимков (КС), обладающих высокой обзорностью, позволило получить новую информацию о тектоническом строении северо-западной части Корякско-Камчатской тектонической области. В результате дешифрирования КС и интерпретации результатов дешифрирования на геолого-геофизической основе в пределах рассматриваемой территории было обнаружено большое количество протяженных наклонных и субгоризонтальных разрывных нарушений — взбросов, надвигов, шарьяжей, которые, как показывают космические снимки, являются наиболее характерными и распространенными тектоническими элементами северной части Корякско-Камчатской тектонической области. На КС эти линейменты имеют дугообразную, извилистую и фестончатую конфигурации, причем по соотношению их с рельефом удается определить направление наклона плоскостей сместителей и степень крутизны наклона. На имеющихся геологических и тектонических картах большая часть отдешифрированных чешуйчато-надвиговых структур не нашла отражения или изображалась фрагментарно. Однако анализ геологических и геофизических данных подтверждает правомочность их выделения.

Следует добавить, что в совокупности с чешуйчато-надвиговыми структурами на КС дешифрируются вертикальные прямолинейные разрывы, нередко весьма протяженные, а также кайнозойские кольцевые тектоно-магматические структуры (последние представляют самостоятельный геологический интерес и в настоящей статье не рассматриваются).

На КС удалось выяснить, что надвиги и шарьяжи закономерно группируются в пределах отдельных тектонических зон (Пенжинско-Анадыр-

ции (по Куюльско-Тайгоносскому надвигу (см. рис. 1) и Энынгваемско-Майнскому разлому).

Чешуйчато-надвиговые структуры дешифрируются в юго-восточной части Пенжинско-Анадырской зоны, в пределах так называемого Таловско-Майнского антиклинория или поднятия [5], тогда как остальная большая часть рассматриваемой зоны перекрыта слабо дислоцированными терригенными и вулканогенными кайнозойскими образованиями. На КС отчетливо видно, что указанное поднятие представляет собой сближенные на местности надвиги одинаковой vergentности, выделенные

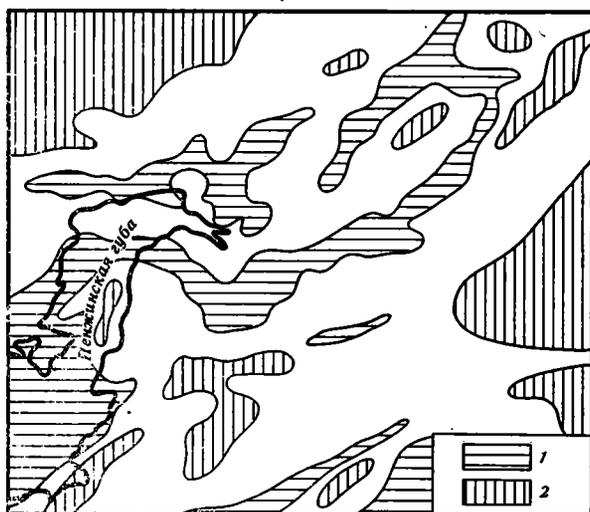


Рис. 2. Схема расположения гравиметрических аномалий
1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии

нами по КС [17] в *Таловско-Майнскую чешуйчато-надвиговую систему*. Эта весьма протяженная (около 800 км) система надвигов имеет общее северо-восточное простирание; однако в бассейне р. Таловка она резко изгибается и меняет свое простирание на северо-западное, протягиваясь в пределы участка, ранее выделявшегося как Валижгенское поднятие [5]. Такую же конфигурацию имеет и сопровождающая рассматриваемую систему надвигов интенсивная линейная положительная гравитационная аномалия (рис. 2) и малоамплитудная магнитная (рис. 3). Указанное изменение простирания надвигов Таловско-Майнской системы, вероятно, обусловлено движениями по четко дешифрирующемуся на КС правостороннему Валижгенско-Говенскому сдвигу, имеющему северо-западную ориентировку (см. рис. 1, 4). Соответственно изменению простирания надвигов меняется и наклон плоскостей их сместителей — с северо-западного на северо-восточное.

На КС эта система состоит из серии субпараллельных или линзовидно ветвящихся в плане надвигов; общая ширина ее меняется от 15 до 30 км. По простиранию Таловско-Майнская система, судя по КС, имеет неоднородное строение. В северо-восточной (Пастбищные Увалы) и центральной (Словутные горы, правобережье р. Пальматкина) ее частях дешифрируются единичные, слабо фестончато изогнутые линеаменты, параллельные в целом линейным складчатым структурам (также четко выделяющимся на КС). В юго-западной части рассматриваемой системы, вблизи Валижгенско-Говенского сдвига, количество надвиговых чешуй увеличивается, усложняется и их строение, причем большая их часть дешифрируется здесь в виде резко изогнутых линзовидно-ветвящихся дуг, выпуклостью обращенных к югу. Еще более сложная чешуйчато-надвиговая структура дешифрируется на юго-западном фланге Таловско-Майнской системы, заключенном между Валижгенско-Говенским и Маметчинско-Шайбовеемскими сдвигами. На этом участке на спектрозо-

нальных КС отчетливо выделяются поля меланжа, заключающие блоки и глыбы гипербазитов.

Следует подчеркнуть, что надвиги с северо-западным наклоном устанавливались ранее на отдельных участках Таловско-Майнского поднятия при геологических работах. Так, А. А. Александровым [1] надвиг протяженностью около 200 км показан в северо-восточной части рассматриваемой системы; Н. Б. Заборовской и Г. Е. Некрасовым [7], Г. Е. Некрасовым [10], Э. С. Алексеевым [4] тектонические чешуи закартированы в Понтонейских горах. А. А. Александровым [1] и Г. Е. Некрасовым [10] отмечалась существенная роль надвиговых структур в Таловско-Майнской зоне.

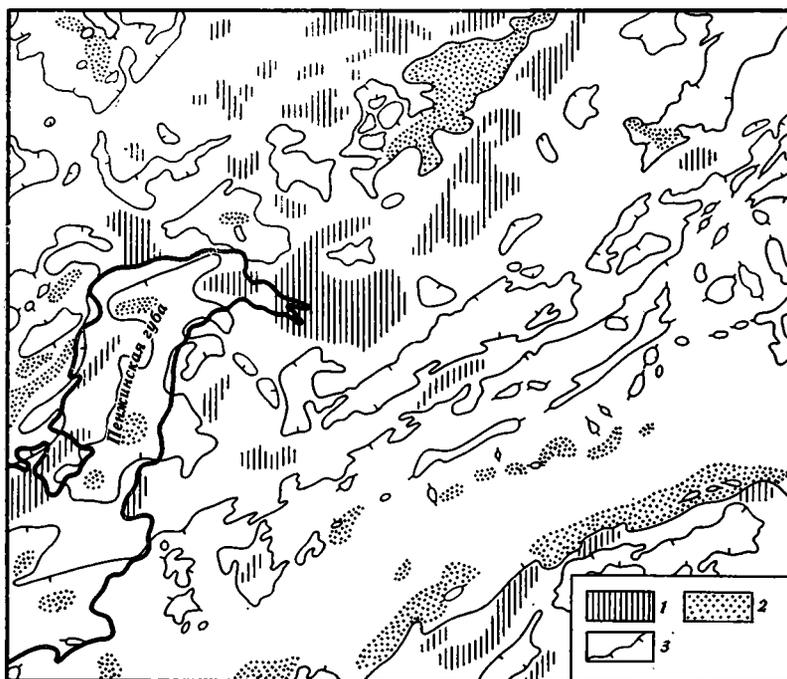


Рис. 3. Схема расположения магнитных аномалий
1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — нулевая
изолиния

Из сопоставления отдешифрованных составляющих рассматриваемой надвиговой системы с имеющимися геологическими материалами следует, что состав и строение аллохтонных пластин меняется вдоль простираения этой системы. В юго-западной ее части, там, где чешуйчато-надвиговые дислокации достигают максимальной сложности и интенсивности, в тектонических чешуях наблюдаются нижнепалеозойские офиолиты [6, 7, 10]. В аллохтонном залегании находятся здесь и каменноугольные отложения, рассматриваемые нами предположительно как олистоформовые (поскольку на КС они имеют точечное контрастно-тональное изображение, создаваемое обычно глыбами гипербазитов). В северо-восточной части Таловско-Майнской системы офиолиты вскрываются лишь на ограниченном участке в Усть-Бельских горах. В центральной части этой надвиговой системы (между долиной р. Белая и Усть-Бельскими горами) аллохтонное залегание имеют существенно терригенные отложения палеозоя — мезозоя, однако присутствие офиолитов на глубине можно предполагать по наличию здесь положительной гравитационной аномалии.

Автохтон Таловско-Майнской надвиговой системы включает верхнемеловую и эоценовую молассу. Из сопоставления результатов дешифрирования КС с имеющимися геологическими материалами следует, что

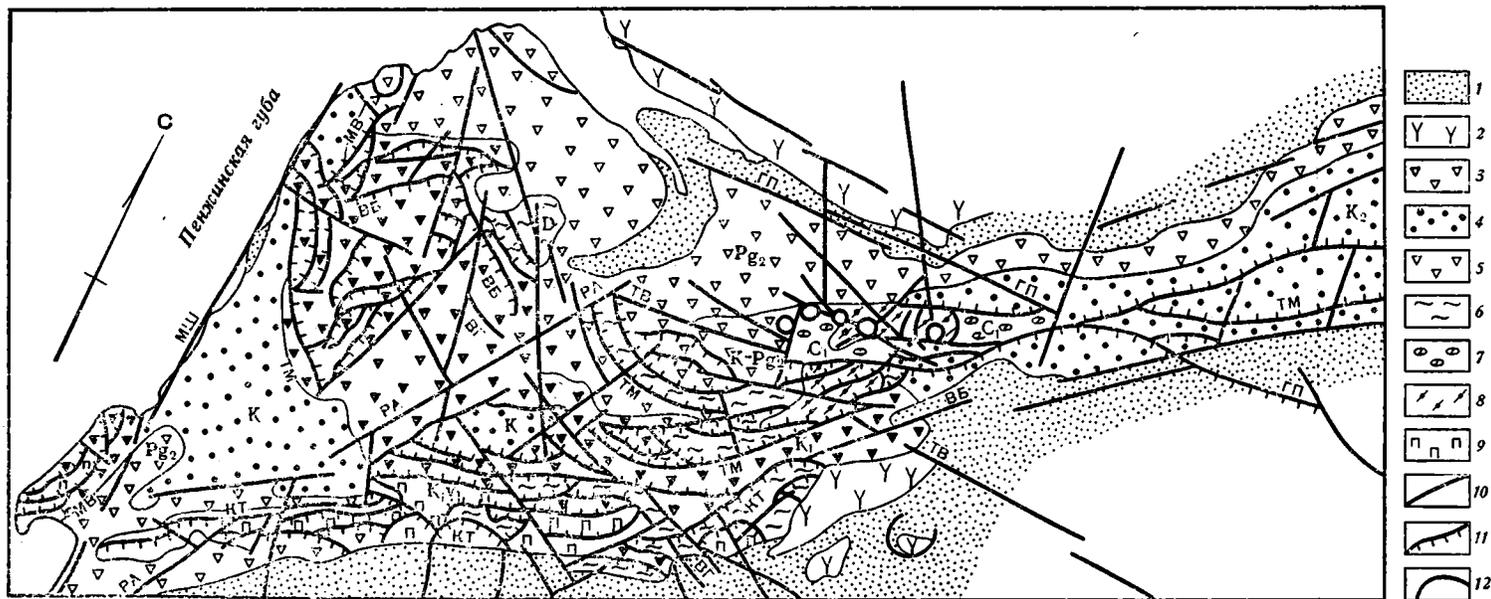


Рис. 4. Чешуйчато-надвиговые структуры юго-западной части Пенжинско-Анадырской зоны по космическим данным

1 — рыхлые четвертичные (Q) отложения; 2 — олигоцен-миоценовые (Pg_3-N_1) вулканогенные образования; 3 — мел-эоценовая ($K-Pg_2$) и эоценовая (Pg_2) нерасчлененная морская и континентальная моласса; 4 — меловая (K) нерасчлененная и верхнемеловая (K_2) морская моласса; 5 — нижнемеловые (K_1) терригенные и олистостромовые отложения; 6 — валанжинские (K_{1v}), девонские (D) и палеозойские нерасчлененные (Pz) кремнисто-вулканогенные отложения; 7 — нижнекаменноугольные (C_1) терригенно-карбонатные отложения; 8 — меланж и олистострома с включениями гипербазитов; 9 — гипербазиты; 10 — вертикальные разломы; 11 — надвиги и шарьяжи; 12 — кольцевые разломы. Названия разломов, обозначенные буквами, см. на рис. 1

надвигообразование, формировавшее Таловско-Майнскую систему, было многоэтапным и было вызвано усилиями, ориентированными с северо-запада на юго-восток. Оно началось, вероятно, в раннем палеозое [10], интенсивно проявилось (судя по предполагаемой каменноугольной олистостrome) в среднем палеозое. Корневые части офиолитовых чешуй располагаются, по-видимому, на территории Пенжинского прогиба, где в раннем палеозое существовали океанические условия. В мезозое на рассматриваемой площади продолжались горизонтальные движения, направленные с северо-запада на юго-восток, в результате чего была сформирована чешуйчато-надвиговая структура Таловско-Майнской системы, близкая к современной. Видимо, уже в меловое время эта система была нарушена правосторонним Валижгенско-Говенским сдвигом, приобретая коленообразный изгиб в юго-западной части. Мезозойское надвигообразование происходило длительно и дискретно. В частности, Э. С. Алексеевым [4] установлен один из этапов мезозойского надвигообразования в готериве — барреме. Последние сравнительно малоамплитудные перемещения произошли уже в эоцене, на что указывает дешифрирующее на КС тектоническое перекрытие эоценовой молассы более древними отложениями. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по составляющим Таловско-Майнской системы достигала, по-видимому, 50—80 км.

Таловско-Майнская система надвигов осложнена надвигами встречной вергентности, объединенными в *Валижгенско-Белорецкую систему* (см. рис. 1, 4). Она отдешифрирована на флангах Таловско-Майнской системы в Маметчинских и Понтонейских горах, а также в Усть-Бельских горах. Преобладающий наклон сместителей юго-восточный и южный. На юго-западном фланге надвиги Валижгенско-Белорецкой системы в плане образуют вогнутую к югу дугу, повторяющую изгиб Таловско-Майнской системы (хотя отдельные ее составляющие располагаются под углом или даже перпендикулярно к надвигам Таловско-Майнской системы). Таким образом, изменение простиранья Валижгенско-Белорецкой системы, как и Таловско-Майнской, обусловлено движениями по Маметчинско-Шайбовеемскому и Маметчинско-Валижгенскому сдвигам. Из соотношения составляющих двух вышеупомянутых систем надвигов, выявленного на КС (см. рис. 1, 4), можно полагать, что Валижгенско-Белорецкая система возникла позднее (по крайней мере по времени главного этапа надвигообразования). По данным дешифрирования КС, на площади мыса Валижген и северной части Маметчинских гор надвигами рассматриваемой системы ограничены тела гипербазитов, что позволяет предполагать их аллохтонное залегание; здесь же на КС установлены олистостромовые образования, насыщенные крупными глыбами гипербазитов.

Надвиги указанного положения частично устанавливались по результатам геологосъемочных работ и ранее: А. А. Анкудиновым отражены пологие разрывы в районе горы Длинной (побережье Пенжинской губы), по которым девонские отложения надвинуты на нижнемеловые; В. М. Калининным в бассейне р. Таловки на ограниченном участке зафиксировано надвижение пермских и альб-туронских отложений на маастрихтские. Однако на КС установлено, что указанные структуры являются фрагментами протяженной, закономерно расположенной системы надвигов.

Формирование Валижгенско-Белорецкой системы произошло, вероятнее всего, в меловое время в результате мощных движений (ориентированных в северо-западном направлении) в соседней с юго-востока Корьякской зоне. Амплитуды горизонтальных перемещений по надвигам этой системы невелики и не превышали, по-видимому, первых километров.

На КС установлено, что составляющие Таловско-Майнской и Валижгенско-Белорецкой надвиговых систем на западе ограничены надвигами *Маметчинско-Валижгенской системы*, протягивающейся в меридиональном направлении вдоль Маметчинско-Шайбовеемского разлома, с которым она, вероятнее всего, связана генетически. Она состоит из ряда субпараллельных надвигов, наклоненных на запад и прослеживающихся на

протяжении 100 км на восточном побережье Пенжинской губы (см. рис. 1, 4). Как показывает сопоставление результатов дешифрирования с геологическими данными, надвиги Маметчинско-Валижгенской системы ограничивают выходы гипербазитов Маметчинского полуострова, что свидетельствует об аллохтонном их залегании. Судя по КС, эти надвиги сопровождаются полями меланжа и олистостромовых отложений с глыбами ультраосновных пород. Фрагменты разрывов рассматриваемой системы отмечались Л. А. Анкудиновым в ходе геологосъемочных работ к югу от мыса Валижген, причем в аллохтоне были установлены баррем-аптские отложения. Судя по геологическим данным, в аллохтонном залегании в этой системе находятся меловые отложения, тогда как эоценовые образования слагают неоавтохтон. Это позволяет сделать вывод о меловом возрасте формирования Маметчинско-Валижгенской системы надвигов.

Корневые части Маметчинско-Валижгенских надвигов располагаются скорее всего под акваторией Пенжинской губы, где фиксируется мощная положительная гравиметрическая аномалия (см. рис. 2), обусловленная, вероятно, офиолитами. Можно предположить, что по Маметчинско-Шайбовеемскому разлому в меловое время на мантийном уровне реализовался раздвиг, в тыловой части которого возникла описанная система надвигов.

Чешуйчато-надвиговые структуры Пенжинско-Анадырской зоны сочетаются с сетью вертикальных разломов, для ряда которых установлена сдвиговая кинематика. Наиболее крупные сдвиги, смещающие фронтальные части чешуй, происходили по Валижгенско-Пахачинскому, Понтонейско-Олюторскому и Словутнинско-Койвэрэланскому разломам.

Корякская тектоническая зона палеогеновой консолидации, располагающаяся юго-восточнее вышеописанной, имеет палеогеновый возраст развитых в ее пределах нижней молассы и известково-щелочных вулканогенных образований. На КС эта зона характеризуется широким проявлением чешуйчато-надвиговых дислокаций, но надвиги и шарьяжи распределены по ее площади неравномерно, группируясь в ряд систем различного простирания и вергентности. Наиболее распространены надвиги северо-восточного простирания и северо-западного наклона (Палпальская, Евъёй-Куйбиевская, Найвал-Учхичхильская системы), реже отмечаются надвиги того же простирания, но встречного падения (Куюльско-Тайгоноская и Уннэйваям-Укэлаятская системы). Кроме того, в Корякской зоне установлены надвиги северо-западного простирания при северо-восточном падении (Укэлаятская система) и субмеридионального (запад-северо-западного) простирания при западном падении (Ваежская система).

Северо-западным ограничением Корякской зоны, судя по КС, является *Куюльско-Тайгоноская система надвигов*, отдешифрированная вдоль южного побережья п-ова Тайгонос, южной части Маметчинских гор и в Таловских горах (см. рис. 1, 4). Смещение этой системы по обе стороны от Пенжинской губы обусловлено, вероятно, горизонтальными движениями (с амплитудой около 55 км) по Маметчинско-Шайбовеемскому разлому. Общая протяженность Куюльско-Тайгоносской системы, судя по КС, около 350 км; ширина до 10 км. Образована она группой субпараллельных, часто ветвящихся надвигов, наклоненных в юго-восточном направлении. Устанавливается выполаживание плоскостей разрывов с юго-востока на северо-запад вплоть до горизонтального залегания покровов во фронтальной части системы. Фрагменты надвигов указанного положения картировались и ранее наземными методами, но им не придавалось существенного значения и в какую-либо систему они не объединялись. Э. С. Алексеев [4] большинство надвигов в Таловских горах считает наклоненными на северо-запад.

Куюльско-Тайгоносской системе надвигов в северо-восточной ее части соответствует гравиметрическая ступень. В пределах побережий полуостровов Тайгонос и Елистратова рассматриваемой системе надвигов отвечает зона гравиметрического градиента, ограничивающая с се-

веро-запада интенсивную положительную аномалию, расположенную в основном на территории акватории Пенжинской губы и отражающую, вероятно, офиолиты в автохтонном залегании. Сравнение отдешифрованных структур с геологическими материалами свидетельствует о том, что по надвигом Куюльско-Тайгоносской системы выведен на поверхность верхнеюрский — нижнемеловой офиолитовый комплекс, включающий Куюльский массив, аллохтонное залегание которого доказано многими исследователями, в частности А. А. Александровым [1], Э. С. Алексеевым [4] и др.

Наклон отдешифрованных тектонических чешуй свидетельствует об их перемещении с юго-востока на северо-запад, что позволяет предположить размещение корневых частей верхнеюрских — нижнемеловых офиолитов в более южных частях Корякской зоны. Этот вывод находится в противоречии с ранее высказанным мнением [10] о передвижении этих чешуй с севера, из зоны предполагаемого позднеюрского — раннемелового раздвиг на территории Пенжинского прогиба.

Вероятность наличия на территории Паропольского дола в поздней юре — раннем мелу океанических условий (или обстановки окраинного бассейна) подтверждают находки в ее пределах (в бассейнах рек Учхичхила, Пальматкины, Большого Куйбивеема) верхнеюрских — нижнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений, сделанные в ходе геологосъемочных работ Б. В. Лопатиным и Э. С. Алексеевым. Напротив, известные выходы образований этого возраста к северо-западу от Куюльско-Тайгоносской системы имеют терригенный состав.

Кроме офиолитов в чешуях Куюльско-Тайгоносской системы присутствуют валанжин-альбские терригенные породы; неавтохтоном служит эоценовая моласса.

Формирование Куюльско-Тайгоносской системы началось в раннем мелу, на что указывают нижнемеловые олистостромовые отложения [4]. Вполне вероятно, что в это время происходили одновременные встречные движения в Куюльско-Тайгоносской и Таловско-Майнской системах, формировавшие олистостромы в одном и том же морском бассейне. Эоценовый неавтохтон свидетельствует о завершении движений в раннем кайнозое.

Если принять во внимание вышеприведенные соображения о местоположении корневых частей аллохтонных пластин Куюльско-Тайгоносской системы, то вероятная амплитуда их горизонтальных перемещений может быть оценена в первые десятки — сотни километров, хотя не исключены и несколько более значительные величины.

Следует отметить, что в ходе формирования Куюльско-Тайгоносской системы надвигов в горизонтальное перемещение (в северо-западном направлении) были вовлечены большие массы горных пород в широкой (около 150 км) полосе перед фронтом чешуй этой системы. Вполне вероятно, что проявлением именно этих движений объясняется возникновение в этой полосе сравнительно малоамплитудных чешуйчато-надвиговых структур аналогичной вергентности, таких, например, как вышеописанные надвиги Валижгенско-Белорецкой системы в Пенжинско-Анадырской зоне или надвиги и взбросо-надвиги в Тайгоносско-Мургальской зоне и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (последние не только четко дешифрируются на КС, но и доказаны на отдельных участках в ходе наземных исследований [16]).

Северо-восточное ограничение Корякской тектонической зоны дешифрируется в виде Энынгваямско-Майнского разлома, который прослеживается на КС в виде плавной изгибающейся дуги из бассейна р. Куюльвая до левобережья р. Майн в створе Куюльско-Тайгоносской системы. В современной геологической структуре этот разлом рассекает кайнозойские отложения (в палеогене и неогене он был магмоподводящим, а на современном этапе его северо-восточная часть служит ограничением Паропольской впадины) и обладает скорее всего вертикальной плоскостью сместителя; однако не исключено, что он представляет собой обновляющуюся в кайнозое верхнюю фронтальную часть более древнего

(мезозойского) надвига, являющегося продолжением Куюльско-Тайгоносской системы.

Как уже отмечалось выше, для Корякской зоны, судя по КС, более характерны надвиги северо-восточного простирания с наклоном на северо-запад. Они составляют три системы (рассматриваемые в последовательности с северо-запада на юго-восток) — Палпальскую, Евъин-Куйбивеевскую, Найвал-Учхичильскую (см. рис. 1, 5).

Палпальская система надвигов прослеживается по КС от северо-восточного борта Парапальского дола (долины р. Учхичхила) на северо-восток в верховья р. Автоваам. Юго-западный фланг системы скрыт под рыхлыми кайнозойскими отложениями Парапальского дола. Протяженность ее более 100 км, ширина достигает (в междуречье Палпальской — Большой Куйбивеем) 30 км. Палпальская система дешифрируется в виде нескольких (до шести) субпараллельных надвигов, которые в целом образуют слабо выпуклую к югу дугу большого радиуса (см. рис. 1, 5). Фронтальный надвиг ограничивает (судя по геологическим материалам Э. С. Алексеева и Б. В. Лопатина) вулканогенно-кремнистые отложения пекульнейской серии берриас-валанжинского возраста, а также образования, включающие тела серпентинитов и габбро, которые, вероятнее всего, представляют собой меланж. Более северные, тыловые чешуи сложены терригенными отложениями апт-альбского и отчасти валанжинского возраста. Автохтон представлен терригенными нижнемеловыми отложениями. Геологсъёмочными работами устанавливается достаточно крутой (40—70°) наклон фронтального надвига, вследствие чего ранее он трактовался как вертикальный Палпальский глубинный разлом. Фронтальный надвиг Палпальской системы выражен цепочкой положительных магнитных аномалий и малоградиентной гравитационной ступенью, что указывает, вероятно, на глубинное (на уровне меланократового фундамента) заложение плоскостей срыва тектонических чешуй.

Следующая к юго-востоку обособляющаяся группа надвигов, объединенная в *Евъин-Куйбивеевскую систему*, протягивается от долины р. Евъинваям на юго-западе до правобережья р. Большой Куйбивеем на расстоянии, измеряемое первыми сотнями километров. Юго-западный фланг системы скрыт под рыхлыми отложениями Парапальского дола, северо-восточный перекрыт кайнозойскими эффузивами. Не исключено, что к этой же системе надвигов относятся разрывы, дешифрирующиеся в бассейнах рек Ваеги и Великой за пределами рассматриваемой территории. Евъин-Куйбивеевская система состоит из ряда параллельных надвигов (максимальной шириной до 25 км). Два передовых надвига дешифрируются как относительно выдержанные по простиранию разрывы, а остальные, имеющие более локальный характер, формируют пакеты арьергардных чешуй. Между двумя передовыми надвигами зажата мощная пластина вулканогенно-кремнистых пород, местами подстилающаяся серпентиновым меланжем. Иногда вулканогенно-кремнистые образования отмечаются и в более тыловых чешуях. Возраст вулканогенно-кремнистой толщи (аллохтон) исследователями трактовался по-разному. Так, для юго-западной части имеются сенонские датировки, а для северо-восточной — берриас-валанжинские. Установив при помощи дешифрирования КС общность тектонической позиции этих образований (закрывающейся в приуроченности к единым чешуям), мы оставляем вопрос о возрасте открытым, требующим дополнительных палеонтологических аргументов.

Тыловые чешуи Евъин-Куйбивеевской системы сложены меловыми терригенными породами. В автохтоне залегает верхнемеловой флишоидно-олигостромовый комплекс [15].

Надвиг фронтальной части рассматриваемой системы был проверен наземными геологическими исследованиями, в ходе которых был определен угол его наклона (20—50°), а также установлены сопровождающие его поля серпентинитового меланжа.

Центральная часть Евъин-Куйбивеевской системы совпадает с полосой высокоградиентного поля силы тяжести, а юго-западный фланг —

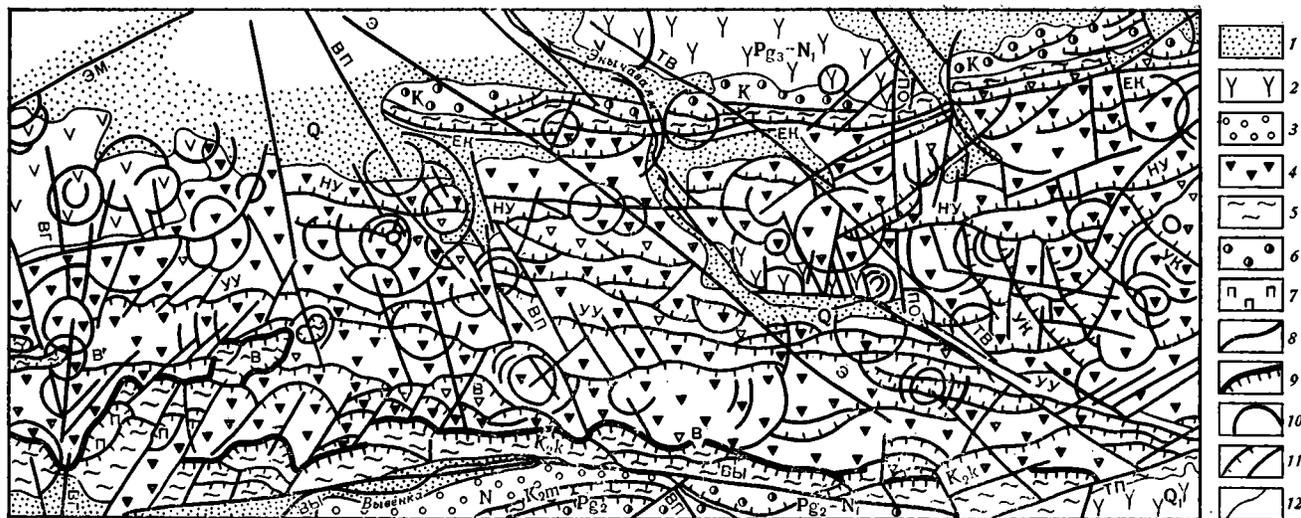


Рис. 5. Чешуйчато-надвиговые структуры Корякской и Олюторской (северной части) зон по космическим данным
 1 — рыхлые четвертичные (Q) отложения; 2 — олигоцен-миоценовые (Pg₃-N₁) и раннечетвертичные (Q₁) вулканогенные образования; 3 — неогеновая (N) континентальная моласса; 4 — верхнемеловые (K₂) флишоидные и олистостромовые отложения; 5 — кампанские (K_{2k}), маастрихтские (K_{2m}) и меловые нерасчлененные (K) вулканогенно-кремнистые отложения, местами с включениями гипербазитов и габброндов; 6 — меловые (K), эоценовые (Pg₂) и эоцен-миоценовые (Pg₂-N₁) нерасчлененные терригенные отложения; 7 — гипербазиты; 8 — вертикальные разломы; 9 — надвиги и шарьяжи; 10 — северная граница Олюторской зоны (дана без палинспастических реконструкций); 11 — кольцевые разломы; 12 — геологические границы. Названия разломов, обозначенные буквами, см. рис. 1

с малоинтенсивной положительной гравитационной аномалией, вызванной, по-видимому, меланократовыми породами; в магнитном поле этой системе соответствует цепочка положительных магнитных аномалий (см. рис. 3).

Следующая к юго-востоку *Найвал-Учхичхильская система надвигов* прослеживается на КС от р. Уннэйваям вдоль юго-восточного подножия гор Найвал-Тунуп и далее к северо-востоку до долины р. Учхичхилия. Протяженность ее около 200 км при ширине не менее 30 км. Найвал-Учхичхильская система состоит из ряда прерывающихся и ветвящихся в плане надвигов, целиком располагающихся среди позднемеловых флишодно-олистостромовых образований. Таким образом, надвиги этой системы следует считать относительно малоамплитудными, заложившимися в верхних слоях земной коры, в силу чего в геофизических полях они не отражаются.

Рассматривая в целом три вышеописанные, наклоненные на северо-запад системы надвигов Корякской зоны, можно заключить, что в направлении с северо-запада на юго-восток происходило уменьшение глубины их заложения. Если фронтальные надвиги Палпальской и Евъин-Куйбивеевской системы являлись, очевидно, крупными срывами на уровне меланократового фундамента (о чем свидетельствуют его фрагменты, выделенные на поверхность), то надвиги наиболее южной, Найвал-Учхичхильской системы были малоамплитудными и не выходили из осадочного чехла, формируя чешуи, являющиеся паравтохтоном для пластов Евъин-Куйбивеевской системы.

Общность геологического строения и морфологии этих трех систем надвигов дает основание предполагать их близкоодновременное образование. Из геологических материалов следует, что наиболее молодыми отложениями в автохтоне (или паравтохтоне) являются сенонские, возможно, даже датско-палеоценовые [9]. Следовательно, отдешифрованные на КС надвиговые структуры сформированы после сенонского цикла осадконакопления и могут датироваться как послесенонские или раннепалеогеновые. Верхний временной предел надвигообразования ограничивается олигоценом, поскольку, судя по КС, на рассмотренных надвигах располагаются тектоно-магматические кольцевые структуры, сформировавшиеся после этапа надвигообразования в связи с олигоцен-миоценовым магматизмом.

Шарьяжно-надвиговые структуры Корякской зоны, имеющие северо-восточное простираие, дополняются *Уннэйваямско-Укэляятской системой надвигов*, занимающей крайнее юго-восточное положение, пограничное с Олюторской зоной. От вышеописанных систем ее отличает противоположный, юго-восточный наклон разрывов. Уннэйваямско-Укэляятская система объединяет от двух до четырех субпараллельных надвигов, которые в плане в совокупности образуют выпуклую к северу дугу. Проверочными наземными работами в бассейне р. Имланваям нами подтвержден фронтальный надвиг Уннэйваямско-Укэляятской системы, в зоне которого развит меланж и установлен пологий (20°) его наклон.

Надвиги целиком расположены среди терригенно-олистостромовых [15] образований позднемелового (маастрихтского, по Н. П. Митрофанову [9]) возраста. Фрагменты их на ограниченных участках картировались и ранее.

Указанные выше геологические данные свидетельствуют о малоамплитудности рассматриваемых надвигов. Об их незначительной глубине заложения свидетельствуют и геофизические материалы — каких-либо аномалий геофизических полей, связанных с Уннэйваямско-Укэляятской системой, не наблюдается.

Рассматриваемые надвиги являются, вероятно, наиболее молодыми в Корякской зоне. При дешифрировании КС установлено, что надвиги этой системы на отдельных участках смещают фронтальные чешуи Найвал-Учхичхильской системы, т. е. являются более поздними.

Уннэйваямско-Укэляятская система надвигов, вероятнее всего, связана с горизонтальными движениями в смежной с юга Олюторской зоне

и возникла при формировании нижеописанного фронтального Ватынского покрова этой зоны, представляя паравтохтон по отношению к нему.

Как уже упоминалось выше, в пределах рассматриваемой части Корякской зоны отдешифрированы (на ограниченной площади) еще две системы надвигов (Ваежская и Укэляятская) другой ориентировки.

Ваежская система надвигов протягивается в субмеридиональном северо-северо-восточном направлении в бассейнах рек Большой Куйбивеем и Импенвеем и далее за пределы рассматриваемой территории, в бассейне р. Ваеги, где ее составляющие, судя по КС, имеют широкое распространение. Наклон плоскостей сместителей западный. Составляющие описываемой системы дешифрируются в виде прерывистых линеаментов, смещенных надвигами Палпальской системы, что свидетельствует об относительно более молодом возрасте последней. В бассейнах рек Большой Куйбивеем и Импенвеем в автохтонном и аллохтонном залегании в пределах Ваежской чешуйчато-надвиговой системы располагаются одинаковые по возрасту (апт-альбские или сенонские) терригенно-олигостромовые образования, что позволяет предполагать незначительное перемещение аллохтона (хотя северо-западнее рассматриваемой территории, в бассейне р. Ваеги срывы, судя по геологическим данным, достигают меланократового фундамента). Надвиги Ваежской системы сформировались скорее всего в конце мела.

Укэляятская система надвигов в пределах рассматриваемой территории располагается лишь западной фланговой частью, имея здесь запад-северо-западное и широтное простирание с наклоном плоскостей сместителей в северных румбах (восточнее — в бассейнах рек Ваеги, Емраваам и Хатырка эта система образует протяженную дугу большого радиуса, обращенную выпуклостью к югу). На рассматриваемой площади составляющие Укэляятской системы (шесть сближенных на местности, субпараллельных, концентрически изогнутых чешуй) дешифрируются в бассейнах рек Ванитатваям, Энычаваям, Учхичхиль, Импенвеем. Эти чешуи целиком образованы сенонскими терригенными (возможно, олигостромовыми) породами, тогда как восточнее, в бассейнах рек Пикасьяваяма, Хатырки, Укэляята отдельные чешуи этой системы сложены офиолитами. Отсюда следует, что на западном фланге Укэляятской системы амплитуды надвигов сокращены, значительно возрастая восточнее.

На КС установлено, что в междуречье Ванитатваяма — Энычаваяма составляющие рассматриваемой системы смещают надвиги Найвал-Учхичхильской системы, что говорит об их более позднем образовании. Наиболее вероятное время возникновения Укэляятской системы, таким образом, послесенонское, но доолигоценное, поскольку они не нарушают олигоцен-миоценовых магматогенных кольцевых структур.

Олюторская зона неогеновой консолидации занимает юго-восточную часть Корякского нагорья, располагаясь на побережье Тихого океана, к югу от Корякской зоны. Она характеризуется развитием неогеновой нижней молассы и неоген-четвертичных вулканогенных образований известково-щелочной серии. В целом эта зона отвечает выделявшемуся здесь ранее [5] Олюторскому прогибу, но в его пределы дополнительно включены тектонические покровы офиолитов, отдешифрированные на правом берегу р. Вывенки. Чешуйчато-надвиговой характер северной границы Олюторской зоны отчетливо наблюдается на всех мелко- и сверхмелкомасштабных КС, что было уже отмечено нами ранее [17]. Наземными работами аллохтонный характер северо-западной части этой границы впервые был установлен Н. П. Митрофановым [9], который выделил здесь Ватынский покров, что затем было подтверждено Э. С. Алексеевым [4]. Надвиговая природа северной границы Олюторского прогиба доказывается также в работе А. А. Александрова и др. [2]. Аллохтонный характер северного ограничения Олюторской зоны показан и на Тектонической карте Северной Евразии [15].

Судя по КС, надвиги, обрамляющие с севера Олюторскую зону, образуют сложную *Ватынскую систему* (название, предложенное Н. П. Митрофановым), прослеживающуюся от Камчатского перешейка до побе-

режья Берингова моря и в целом образующую выгнутую к северо-западу дугу. Она состоит из нескольких (до 4) параллельных, извилистых в плане надвигов, наклоненных на юго-восток; в направлении к фронтальной части системы плоскость сместителя выполаживается до субгоризонтальной. Фронтальная часть тектонического покрова на КС имеет весьма изрезанную, фестончатую конфигурацию, что связано с его интенсивным эрозионным расчленением.

На юго-востоке надвиги Ватынской системы причленяются к четко дешифрирующемуся Вывенскому разлому, который, по геолого-геофизическим данным, имеет также юго-восточный наклон под углом $40-70^\circ$, играя роль взброса. Судя по характеру силы тяжести, этот разлом ограничивает с севера корневые части Ватынского покрова.

Как установлено Н. П. Митрофановым [9], в аллохтоне рассматриваемой системы располагаются позднемеловые (кампанские) кремнисто-вулканогенные образования ватынской серии; в автохтоне залегают терригенные и олистостромовые отложения маастрихтского возраста. Последние, по данным дешифрирования КС, также обладают чешуйчатонадвиговым строением (вышеописанная Уннэйваямско-Укэлаятская система), образуя паравтохтон по отношению к Ватынскому покрову. Ранее уже отмечалось [3, 9], что геофизические данные подтверждают наличие здесь тектонического покрова. Ему соответствует сравнительно мало интенсивное положительное поле силы тяжести, которое, по мнению Н. П. Митрофанова [9] и Э. С. Алексеева [3] вызвано субгоризонтально залегающей, относительно мало мощной (0,7—2,0 км) пластиной офиолитов. Последняя залегает на осадочных породах, которые обладают меньшей плотностью (терригенным и олистостромовым образованиям паравтохтона свойственно спокойное слабоотрицательное поле). Юго-восточнее Вывенского разлома, где предполагаются корневые части покрова, положительное поле силы тяжести характеризуется значительно возросшей интенсивностью.

Шарьирование (обдукция) позднемеловых офиолитов из Олюторской зоны на север в пределы Корякской зоны продолжалось в течение маастрихта — эоцена. На это указывают данные Н. П. Митрофанова [9], согласно которому в маастрихтских олистостромовых образованиях паравтохтона располагаются олистолиты кампанских офиолитов, тогда как в аллохтоне Э. С. Алексеевым [3] установлены габброиды, абсолютный возраст которых соответствует эоцену.

Во внутренней части Олюторской зоны дешифрируются взбросонадвиги и надвиги в сочетании со складчатыми структурами. Все надвиги ориентированы в северо-восточном направлении, а плоскости их сместителей имеют в большинстве случаев, подобно разрывам Ватынской системы, юго-восточный наклон. Однако здесь отдешифрировано несколько тектонических чешуй, имеющих противоположный, северо-западный наклон.

Судя по КС, наибольшее количество надвигов группируется в районе хребтов Ивтыгин и Майни-Какыйнэ. Здесь на миоценовые терригенные отложения надвинут пакет чешуй, имеющих юго-восточный наклон и состоящих из вулканогенных, вулканогенно-кремнистых и терригенных пород кампана — верхнего эоцена. Фрагменты этих отдешифрированных чешуй были установлены Э. С. Алексеевым ранее при геологосъемочных работах.

Южнее хр. Ивтыгин дешифрируется надвиг протяженностью около 50 км, по которому, как это следует из наземных геологических работ [3], верхнемеловые — палеогеновые эффузивы надвинуты на эоцен-миоценовые терригенные отложения.

Указанная группа надвигов внутренней части Олюторской зоны территориально совпадает с областью высокоградиентного гравитационного поля, ограничивающего весьма интенсивную положительную аномалию. Последняя вызвана, по-видимому, офиолитовыми образованиями, слагающими меланократовый фундамент Олюторской зоны и являющимися корневой частью вышеописанных чешуй.

В левобережье р. Вывенки, в верховьях долины р. Пахачи и в долине р. Тылговаяма дешифрируется комплекс складчатых и взбросо-надвиговых дислокаций, располагающийся полосой шириной до 40 км между Вывенским разломом и надвигами горы Ивгил и хр. Майни-Какыйнэ. Отдешифрованные здесь надвиговые дислокации простираются в северо-восточном направлении и наклонены на северо-запад. Сравнивая их положение с границами картированных здесь ранее толщ, можно предположить аллохтонное залегание олигоценых и миоценовых терригенных отложений, тогда как в автохтоне располагаются породы эоцена.

Отметим также, что и в более восточных частях Олюторской зоны чешуйчато-надвиговые структуры, судя по КС, не редкость, однако большая их часть скрыта здесь под обширными полями позднекайнозойских эффузивов. Значительные фрагменты надвигов удается установить лишь на побережье Олюторского залива среди осадочных толщ и в Олюторских горах, где на поверхность выведен вулканогенно-кремнистый комплекс основания.

Формирование надвигов внутренней части Олюторской зоны относится, по-видимому, к неогену, так как для многих из них миоценовая моласса является неоавтохтоном.

Рассмотренные чешуйчато-надвиговые структуры северо-западной части Корякско-Камчатской тектонической области нарушены многочисленными прямолинейными вертикальными разломами, причем роль некоторых из них уже была указана выше. Отдельно следует отметить разломы сквозного характера (трансрегиональные), пересекающие не только описанные зоны формирующейся континентальной коры, но и прилегающие с севера участки дорифейской континентальной коры. К такого рода структурам относится субширотная Охотско-Корякская система разломов, субмеридиональный Маметчинско-Шайбовеемский разлом, а также ряд разрывов северо-западной ориентировки — Пенжинско-Аниваямский, Мургалыско-Налгимский и др. (см. рис. 1). Особенность этих трансрегиональных разломов заключается, во-первых, в разновозрастности проявления отдельных их отрезков и различном характере этого проявления, а, во-вторых, в неоднократном изменении геологической роли всего линеамента в целом за все время его развития. Так, например, сквозные разломы северо-западной и субмеридиональной ориентировки на одних этапах играли роль сбросов, на других — роль сдвигов; отдельные их отрезки на разных этапах являлись магмоподводящими.

Особенно выделяется на КС субширотная Охотско-Корякская система разрывов (ранее по геолого-геофизическим материалам выделенная Н. А. Шило и др. [18]), протягивающаяся из Приохотья из области дорифейской континентальной коры на восток, через структуры Корякии, вплоть до побережья Берингова моря. На КС эта система образована несколькими крупными субпараллельными составляющими (Энычаваемский, Таватумский, Гижигинско-Парапольский, Таловско-Ванэататский и другие разломы). Ее ширина достигает 100 км. Геологическая роль Охотско-Корякской системы разрывов на всем ее протяжении весьма разнообразна (хотя не исключено, что на каком-то определенном этапе, например после возникновения Таловско-Майнской системы надвигов, вся она в целом могла играть роль сдвига). Так, в пределах дорифейской коры (в Охотско-Чукотском поясе) эта система проявилась как зона повышенной проницаемости для магматических образований и особенно рудоносных растворов в меловое время, а на востоке, в пределах зон с позднемезозойским — кайнозойским гранитно-метаморфическим слоем, она контролировала размещение вулканитов в неоген-четвертичное время. Эта неоднородность геологического выражения отдельных отрезков Охотско-Корякской системы разрывов находит подтверждение в различном характере сопровождающих ее геофизических аномалий — одним участкам соответствуют мало протяженные зоны интенсивных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, другим — всего лишь аналогичное направление изоаномал; также неоднородно выражение этой системы разрывов и в магнитном поле.

ВЫВОДЫ

Геолого-геофизическая интерпретация результатов дешифрирования космических снимков севера Корякско-Камчатской тектонической области показала, что наиболее характерными и широко распространенными тектоническими элементами, возникающими в ходе конструктивного процесса становления континентальной коры, являются надвиги и шарьяжи.

В каждой из тектонических зон этой территории (характеризующихся различным возрастом гранитно-метаморфического слоя) чешуйчато-надвиговые структуры группируются в системы, различающиеся простиранием, вергентностью, соотношением друг с другом, что позволяет судить о возрасте этих систем, о направлении движения масс при их формировании, высказать мнение о положении корневых частей тектонических чешуй, а также оценить ориентировочно амплитуды горизонтальных перемещений.

Преобладающий наклон тектонических чешуй в Пенжинско-Анадырской (Таловско-Майнская система) и Корякской (Палпальская, Евьёин-Куйбивеевская, Найвал-Учхичхильская системы) зонах северо-западный, что свидетельствует о юго-восточном направлении горизонтальных перемещений. Однако значительную роль в этих зонах играют надвиги обратной вергентности (например Куюльско-Тайгоноская система), что позволяет предположить изменение на определенных этапах направления горизонтальных условий на противоположное. Четко дешифрируются наклоненные на юго-восток надвиги по периферии Олюторской зоны.

Судя по интерпретации результатов дешифрирования КС, возраст основного этапа надвигообразования от одной тектонической зоны к другой омолаживается с северо-запада на юго-восток, (палеозой — мезозой в Пенжинско-Анадырской, конец позднего мела в Корякской, маастрихт — эоцен в Олюторской), что свидетельствует о дискретном характере тектонического скупивания, обусловившего ряд последовательных этапов наращивания гранитно-метаморфического слоя в направлении от континента к океану.

В заключение следует подчеркнуть, что интерпретация ряда новых отдешифрированных объектов не может считаться однозначной и требует полевых проверочных работ.

Литература

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978, с. 120.
2. Александров А. А., Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 111—122.
3. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 85—95.
4. Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье) — Геотектоника, 1981, № 1, с. 105—120.
5. Геология СССР. Т. XXX. М.: Недра, 1970, с. 536.
6. Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе.— Труды ГИН АН СССР. Вып. 315. М.: Наука, 1978, с. 198.
7. Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозойд зоны перехода к Корякско-Камчатской складчатой области.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 103—118.
8. Зинкевич В. П. Особенности геологического строения северной части Корякского нагорья — Сов. геология, 1977, № 8, с. 107—112.
9. Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-корякской складчатой зоне.— Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 144—149.
10. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976, с. 158.
11. Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А., Яншин А. Л. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980, с. 220.
12. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972, с. 221.
13. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186—1189.
14. Тектоническая карта Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000/Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Магаданское книжное изд-во, 1965.

15. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000. НПО Аэрогеология, 1980.
16. *Филатова Н. И.* Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 937—940.
17. *Филатова Н. И., Маженштейн Ф. А., Кузнецова И. А., Смеловская М. М.* Структура зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеора-25».— Геотектоника, № 5, 1980, с. 105—118.
18. *Шило Н. А., Ваццлов Ю. Я., Мигович И. Т.* Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным.— Геология и геофизика, 1979, № 2, с. 12—27.

Объединение «Аэрогеология»
Москва

Поступила в редакцию
13.XI.1981

УДК 551.24.261

ЖАРКОВ С. М.

**СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА
БИСКАЙСКОГО БАССЕЙНА**

По материалам временных сейсмических разрезов составлена структурная карта поверхности акустического фундамента Бискайского бассейна. Выделены и описаны тектонические зоны и внутри них отдельные тектонические элементы. Установлено, что Бискайский бассейн отделяется от Аквитанского крупным поперечным Ландским поднятием.

Бискайский залив представляет собой крупный осадочный бассейн треугольной формы. На севере его ограничивают складчатые сооружения Армориканского массива, на юге он граничит с Иберийскими палеозойскими складчатыми сооружениями и с альпийскими складчатыми сооружениями Пиренеев. На востоке (на суше) Бискайский бассейн переходит в Аквитанский. На западе он раскрывается в Атлантический океан и его граница здесь пока четко не установлена. Проведенные в Бискайском заливе гравиметрические и магнитные исследования [23, 25, 28] позволили выделить крупные тектонические зоны. Пробуренные в пределах Бискайского бассейна пять глубоководных скважин [14, 21] и обработанные многочисленные сейсмические профили МОВ и МПВ [4, 8—22, 24, 26, 27, 29] устанавливают внутри крупных тектонических зон отдельные тектонические элементы.

Промысловое и разведочное бурение совместно с геофизическими материалами раскрывают строение Аквитанского бассейна и трассируют его осевую зону на акваторию шельфа [1—3, 7, 11].

Происхождение Бискайского бассейна, генезис его структур и структур Аквитанского бассейна широко освещались в литературе с позиций тектоники литосферных плит [1—3, 7, 22, 24].

Автором проанализированы все имеющиеся к настоящему времени сейсмические разрезы [4, 8—22, 24, 26, 27, 29], на основании которых с привлечением данных бурения [14, 21] построена структурная карта поверхности акустического фундамента (рисунок), анализу которой посвящена настоящая работа.

Акустический фундамент в пределах Бискайского бассейна вскрыт глубоководной скважиной 118. В юго-западной части абиссальной равнины он представлен доэоценовыми сильновыветрелыми и окисленными базальтовыми силлами и «спеченными» красными глинами. Осадочный чехол Бискайского бассейна сложен отложениями верхней юры (кимериджа), мела и кайнозоя [4, 14, 21].

На суше, в прилегающих районах Аквитанского бассейна породы палеозойского фундамента вскрыты небольшим числом скважин. Они представлены различными метаморфизованными сланцами (серицитовыми, кварцитовыми) силура, известняками, доломитами и сланцами девона и песчаниками и сланцами нижнего карбона. Породы фундамента сильно дислоцированы. Осадочный чехол начинают красноцветные молассоидные отложения верхнего карбона — перми. Вышележащий разрез мезозоя и кайнозоя слагают мелководные платформенные карбонатно-терригенные и соленосные породы [1].

По сейсмическим материалам [4, 8—22, 24, 26, 27, 29] в разрезе Бискайского бассейна выделяются акустический фундамент и осадочный чехол. Первый из них, характеризующийся дифрагированным волновым полем или круто наклоненными отдельными площадками, на временных

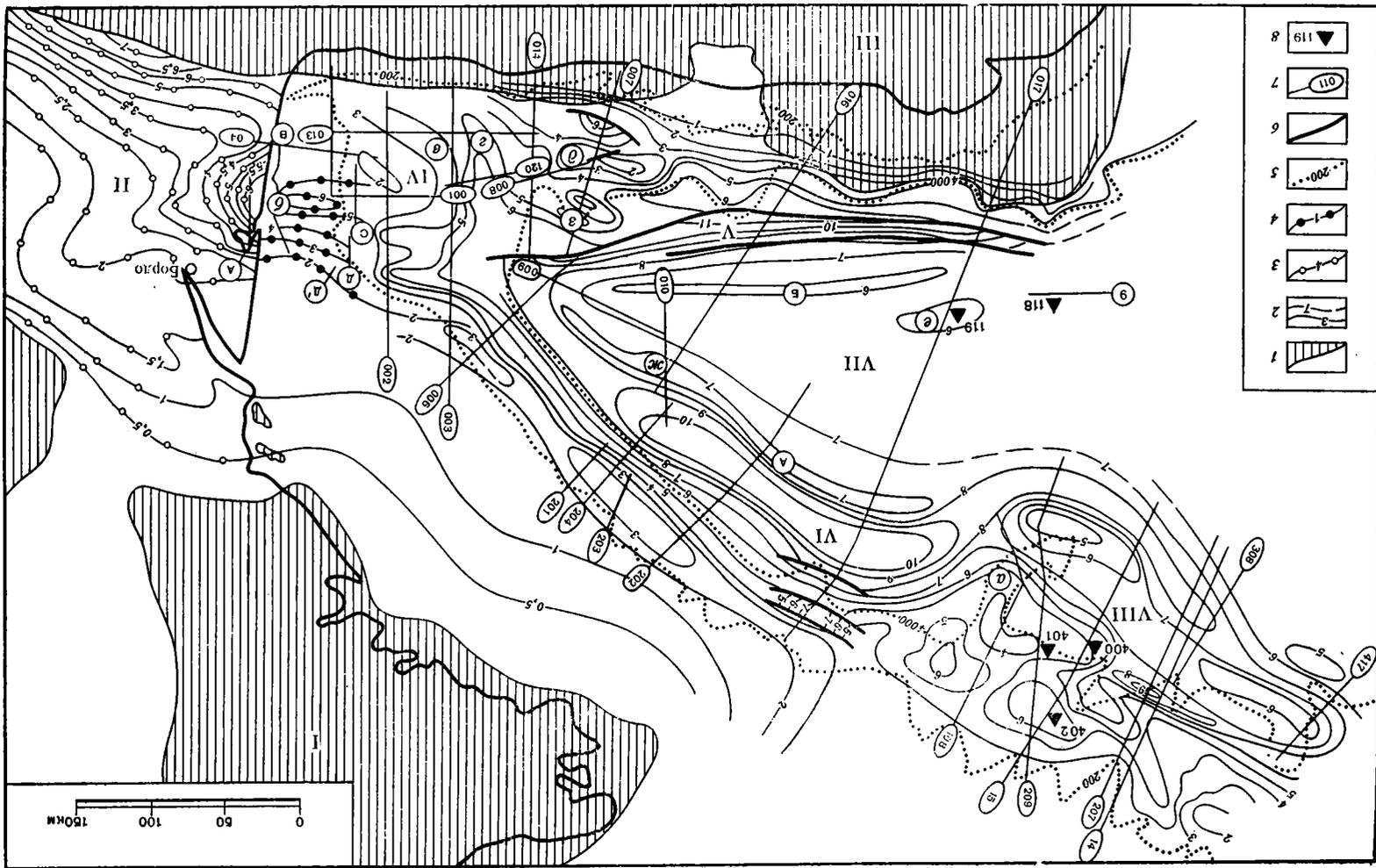
сейсмических разрезах четко отличается от вышележащей слоистой среды осадочного чехла. Граница раздела между ними выделяется как опорный отражающий горизонт.

В крайней восточной части Бискайского бассейна акустический фундамент не выделяется, и здесь структурные построения проведены по поверхности юрских отложений [11]. В Аквитанском бассейне, для которого имеется объективная информация бурения и сейсморазведки, анализируется структурная поверхность, связанная с подошвой триасовых отложений [2].

На структурной карте поверхности акустического фундамента Бискайский бассейн вырисовывается как крупная сложнопостроенная структура. В пределах Приармориканского континентального склона и его абиссальной равнины выделяется Приармориканский линейный прогиб, ориентированный с юго-востока на северо-запад, где он приобретает субширотное направление. Размеры его по замкнутой изогипсе — 9 км составляют 40×250 км. Глубина залегания поверхности акустического фундамента в центральной его части превышает 10 км, на крыльях она постепенно уменьшается и в средней части континентального склона поднимается до отметки —3, а у бровки шельфа до —2 км. Величина наклонов на крыльях прогиба составляет 120 м/км. В северо-восточной части Приармориканского прогиба у бровки шельфа намечается локальная мульда, поверхность акустического фундамента в которой опущена до отметки —3,5 км. В северо-западной части прогиба профилем 017 установлены разрывные нарушения, ориентированные с юго-востока на северо-запад. Амплитуда южного из них, проходящего вблизи подножия континентального склона, измеряется первыми сотнями метров. Севернее, в центральной части континентального склона, разрывные нарушения образуют грабен, где поверхность акустического фундамента опущена до отметки —7 км. Амплитуда разрывных нарушений здесь достигает 2 км. С юга Приармориканский прогиб ограничен линейно-вытянутым Северо-Гасконским хребтом, в котором поверхность акустического фундамента поднята до отметки —6,5 км.

Западно-Бискайский прогиб имеет то же простирание, что и Приармориканский. Однако он смещен относительно последнего вдоль подводной возвышенности Тревельян на 50 км к юго-западу. Прогиб состоит из ряда мульд и брахиантиклиналей. В его южной части изогипса —8 км намечает узкий линейно-вытянутый структурный залив. Он к юго-востоку от подводной возвышенности Тревельян испытывает коленообразный изгиб к северу, непосредственно вливаясь в Приармориканский прогиб. К северу от структурного залива в центральной части Западно-Бискайского прогиба изогипсой —7 км намечается вытянутая антиклиналь (размеры 40×280 км), осложненная двумя локальными брахиантиклиналями, расположенными в северо-западной и юго-восточной ее частях на абиссальной равнине вблизи подножия континентального склона. Размеры северо-западной брахиантиклинали по изогипсе —6 км составляют 12×100 км, глубина залегания поверхности акустического фундамента в ней достигает 5,5 км, наклон на крыльях составляет 200 м/км.

Южная брахиантиклиналь по изогипсе —6 км имеет размеры 25×90 км, а погружение поверхности акустического фундамента составляет 250 м/км на юго-западном крыле и 100 м/км на северо-восточном. Поверхность акустического фундамента в ее своде поднимается до отметки —4,5 км. Южная брахиантиклиналь совпадает с южным окончанием подводной возвышенности Тревельян. Северо-восточнее сейсмическими профилями 14 и 207 обнаружена мульда, в которой поверхность акустического фундамента погружена до отметки —9,5 км. К северу от последней по изогипсам —6, —5 и —4 км намечается на континентальном склоне структурный залив, имеющий простирание с юго-юго-востока на север-северо-запад. К востоку от него на фоне регионального воздымания поверхности акустического фундамента зафиксированы две локальные мульды, в которых его поверхность погружена до отметки —6,5 км. Их размеры составляют 40×50 км, величина наклона крыльев 120—



140 м/км. Восточная из них имеет коленообразную форму и непосредственно сопряжена с северо-восточным окончанием подводной возвышенности Тревельян. Юго-западнее мульды в районе подводной возвышенности Тревельян профилем 108 установлен выступ поверхности акустического фундамента, в пределах которого она поднята до отметки —3,5 км. Таким образом, подводной возвышенности Тревельян соответствуют два выступа поверхности акустического фундамента, разделенные седловиной, в которой она погружена до отметки —7,5 км, ее наклон на крыльях седловины достигает 120 м/км. Выступы Тревельян отделены от Приармориканского прогиба моноклиналию, испытывающей коленообразный изгиб. Погружение поверхности акустического фундамента на ней достигает 150 м/км. В южной части западного окончания Западно-Бискайского прогиба на абиссальной равнине зафиксировано небольшое (10×35 км) поднятие, где поверхность акустического фундамента залегает на глубине менее 5 км. Близкое по размерам поднятие установлено в северо-западной части Западно-Бискайского прогиба, где поверхность акустического фундамента расположена на отметке —1,5 км.

Вдоль Северо-Испанского континентального склона на абиссальной равнине намечается широтный узкий (25—35 км) одноименный грабен. Его осевая зона прижата к южному разлому. Амплитуда последнего превышает 6 км. Глубина залегания поверхности акустического фундамента изменяется от 11,5 на юге до 8,5 км на севере грабена. Ее наклон здесь составляет 160 м/км. Поверхность акустического фундамента к югу от западной половины Северо-Испанского грабена образует круто воздымающуюся (до 350 м/км) к югу моноклираль. На шельфе наклон резко уменьшается до 15 м/км. Профилем 007 к югу от восточного окончания Северо-Испанского грабена установлен выступ поверхности акустического фундамента (подводная возвышенность «3270») с размерами 10×15 км, где ее глубина составляет менее 4 км. Южнее выступ сопряжен с мульдой, имеющей размеры 12×40 км, в пределах которой поверхность акустического фундамента вновь опускается до глубины ниже 6 км. Мульда и возвышенность имеют простирание с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Наклон поверхности акустического фундамента на крыльях мульды составляет 220 м/км. Еще южнее в средней части континентального склона расположен субширотный выступ поверхности акустического фундамента прямоугольных очертаний с размерами 15×60 км. Здесь она в своей наиболее приподнятой части поднимается до отметки —2 км, а ее наклон достигает 140 м/км. Выступу в рельефе дан бассейн отвечает банка Ле-Дануа. К югу от нее расположена приразломная мульда, имеющая простирание с северо-запада на юго-восток. У ограничивающего эту мульду на юге сброса, амплитудой до 2,5 км, поверхность акустического фундамента расположена на отметке —6 км, к северу глубина ее постепенно уменьшается до 4 км при наклоне 150 м/км.

К северу от Северо-Испанского грабена по сейсмическим профилям намечается Южно-Гасконский хребет, где поверхность акустического фундамента расположена на глубине менее 6 км. Он является ограничением крупного Центральнобискайского поднятия, занимающего цент-

Структурная карта поверхности акустического фундамента Бискайского бассейна
 1 — выходы на поверхность пород фундамента; 2—4 — изогипсы; 2 — поверхности акустического фундамента: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 3 — подошвы триасовых отложений; 4 — поверхности юрских отложений; 5 — изобаты; 6 — разрывные нарушения; 7 — сейсмические профили и их номера; 8 — глубоководные скважины и их номера.

Цифрами обозначены: I — Армориканский массив; II — Аквитанский бассейн; III — складчатые сооружения Пиренейского полуострова; IV — Аквитанская континентальная окраина; V — Северо-Испанский грабен; VI — Приармориканский прогиб; VII — Центральнобискайское поднятие: А — Северо-Гасконский и Б — Южно-Гасконский хребты; VIII — Западно-Бискайский прогиб. Строчными буквами обозначены: *a* — подводная возвышенность Тревельян; *b* — прогиб Парантис; *в* — плато Ланды; *г* — каньон Сантадер; *д* — банка Ле-Дануа; *e* — подводная гора Кантабрия; *ж* — подводная гора Гасконь; *з* — подводная возвышенность «3270»

ральную часть Бискайского бассейна (абиссальную равнину). Поверхность акустического фундамента в его пределах расположена на глубине менее 7 км. Центральнобискайское поднятие осложнено небольшими размерами и амплитуды мозаичными мульдами и брахиантиклиналями. Одна из брахиантиклиналей совпадает в рельефе с подводной горой Кантабрия. Она имеет субширотное простирание при размерах 20×55 км и глубине залегания поверхности акустического фундамента менее 6 км. С севера Центральнобискайское поднятие ограничено Северо-Гасконским хребтом. Глубина поверхности акустического фундамента здесь составляет менее 7 км. Заданное продолжение хребта следует нечетко; в его сводовой части намечается неглубокая мульда. В юго-восточной части хребта сейсмическими профилями 016 и 010 устанавливается выступ поверхности акустического фундамента, совпадающий с подводной горой Гасконь [4]. К западу Центральнобискайское поднятие испытывает раскрытие в сторону внутренних районов Атлантики.

Структурным заливом субмеридионального простирания с глубиной поверхности акустического фундамента до 6,5 км Северо-Испанский грабен и структуры востока Северо-Испанского континентального склона в районе каньона Сантадер отделяются от крупного поперечного поднятия Ланд, имеющего размеры 50×100 км и являющегося восточным ограничением Бискайского бассейна. В центральной части поднятия на континентальном склоне вблизи бровки шельфа глубина поверхности акустического фундамента составляет 2 км. К периферии она погружается до отметки —5 км. Севернее поднятия вдоль бровки шельфа профилями 006 и 003 намечается мульда субширотного простирания, в которой поверхность акустического фундамента погружена до глубины более 3 км.

Аквитанский бассейн, занимающий акваторию одноименного шельфа и прилегающие районы низменной суши, вырисовывается по подошве триаса как крупный субширотный структурный залив. В востоке намечается его пологая центриклиналь, а на западе он поперечным поднятием Ландского плато отделяется от Бискайского бассейна. Осевая зона Аквитанского бассейна, занимающая преимущественно акваторию шельфа, выделяется под названием бассейна Парантис [11] и имеет субширотную ориентировку. Кровля юрских отложений в наиболее погруженной его части залегает на отметке —6,5 км. Размеры прогиба Парантис составляют 40×85 км при наклоне на крыльях до 100 м/км. К северу происходит постепенное воздымание подошвы триасовых отложений в сторону Армориканского массива, где палеозойские и докембрийские породы выходят на дневную поверхность. С юга прогиб Парантис ограничен крупным субширотным поднятием типа структурного носа. Оно погружается к западу до отметки —6 км и раскрывается к востоку. Это поднятие отделяет Аквитанский бассейн от Предпиренейского краевого прогиба, ориентированного с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Его осевая зона прижата к складчатым сооружениям Пиренеев. Подошва триасовых отложений в Предпиренейском краево́м прогибе погружена на глубину свыше 7 км и имеет наклон на северном борту до 120 м/км.

Литература

1. *Гарецкий Р. Г.* Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1972. 300 с.
2. *Гийемо Ж.* Аквитанский бассейн и смежные площади.— В кн.: Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1978, с. 160—167.
3. *Кропоткин П. Н., Титков Г. А.* Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 207—275.
4. *Монтадер Л., Уиннок Э., Делтьел Ж., Грау Дж.* Континентальные окраины вдоль побережья Гилисии — Португалия и в Бискайском заливе.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 5—27.
5. *Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.* «Черные сланцы» Бискайского залива и условия их образования.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 118—144.

6. Тимофеев П. П., Еремеев В. В. Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана (по материалам глубоководных скважин 45-го рейса «Гломар Челленджер»).— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980, с. 145—166.
7. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Евразия и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
8. Cholet V., Damotte B., Grau G., Debyser V., Montadert L. Recherches preliminaires sur la structure geologique de la marge continentale du golfe de Gascogne: commentaires sur quelques profils de seismique reflexion «Flexotir».— Rev. Francais Petrole, 1968, v. 23, № 29, p. 1029—1045.
9. Damotte B., Debyser V., Delteil I. R., Montadert L. Attempt to interpret several types of submarine geological structures in the Bay of Biscay.— Progress Rep. of I. F. P.— ERAP (EIF). 1968. 14 p.
10. Damotte B., Debyser I., Montadert L., Delteil I. R. Nouvelles donnees structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique reflexion «Flexotir».— Rev. inst. Francais Petrole, 1969, v. 24, № 9, p. 1029—1060.
11. Dardel R. A., Rosset R. Histoire geologique et structurale du bassin de Parentis et de son prolongement en mer.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. I. Paris: Ed. Technip, 1971, IV, 2, p. 1—28.
12. Ewing I., Burckle L. H., Poppe H. Geophysical and geological of Cantabria Seamount and its environs.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris. Ed. Technip., 1971, VI, 12, p. 1—14.
13. Henry I., Lanusse R., Villanova M. Evolution du domaine marin pyreneen du Senonien superieur a l'Eocene inferieur.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. I. Paris: Ed. Technip., 1971, IV, 7, p. 1—18.
14. Laughton A. S., Breggren W. A. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. XII. Washington: D. C., US Govt. Printing Office, 1972. 1243 p.
15. Martin G., Miraour P., Ricolvi M. Etude par sismique refraction du plateau continental en large de Belle ile — Trav. Lab. Geophys. Appl. l'Oceanor., Fac. Sci. Univ. Montpellier, fasc. 2, 1968, p. 1—5.
16. Montadert L., Damotte B., Debyser I., Fail I. P., Delteil I. R., Valery P. Continental margin in the Bay of Biscay: Ed. Delany F. M.— In: The geology of the East Atlantic continental margin. Inst. Geol. Sci. Rept., 70/15, 1971, p. 43—74.
17. Montadert L., Damotte B., Delteil I. R., Valery P., Vinnock E. Structure geologique de la Marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et Entrees de la Manche).— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. I. Paris: Ed. Technip., 1971, III, 2, p. 1—22.
18. Montadert L., Damotte B., Fail I. P., Delteil I. R., Valery P. Structure geologique de la Marge continentale austrienne et cantabrique (Espagne du Nord).— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, v. 7, p. 1—16.
19. Montadert L., Damotte B., Fail I. P., Delteil I. R., Valery P. Structure geologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 14, p. 1—42.
20. Montadert L., Roberts D. G. et al. From Brest to Aberdin: Glomar Challenger sails on Leg 48 — Geotimes, dec. 1976, p. 19—23.
21. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 48/Ed. Montadert L., Roberts D. G. Washington: D. C., US Govt Printing Office, 1979. 1212 p.
22. Montadert L., Vinnock E. L'histoire structurale du golfe de Gascogne.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 16, p. 1—18.
23. Le Mouel I. L., Le Borgne E. La cartographie magnetique du golfe de Gascogne.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 3, p. 1—12.
24. Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J.-C. Une hypothese d'evolution tectonique du golfe de Gascogne.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 11, p. 1—44.
25. Sibuet J.-C., Le Pichon X. Structure gravimetrique du golfe de Gascogne et le fosse marginal nord-espagnol.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 9, p. 1—18.
26. Sibuet J. C., Pautot G., Le Pichon X. Interpretation structurale du golfe de Gascogne a partir des profils de sismique.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 10, p. 1—32.
27. Valery P., Delteil I. R., Cottencon A., Montadert L., Damotte B., Fail I. R. La marge continentale d'Aquitaine.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. I. Paris: Ed. Technip., 1971, IV, 8, p. 1—24.
28. Williams C. A. Magnetic Survey West of Biscay.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. II. Paris: Ed. Technip., 1971, VI, 4, p. 1—6.
29. Vinnock E. Geologie succincte du bassin d'Aquitaine (Contribution a l'histoire du golfe de Gascogne.— In: Histoire structurale du golfe de Gascogne. I. Paris: Ed. Technip. IV, 1, p. 1—30.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.243

КРОПОТКИН П. Н.

**О КНИГЕ: М. А. КАМАЛЕТДИНОВ, Ю. В. КАЗАНЦЕВ и Т. Т. КАЗАНЦЕВА.
ПРОИСХОЖДЕНИЕ СКЛАДЧАТОСТИ. (М.: НАУКА, 1981. 136 С)**

Авторы рассматривают происхождение складчатых дислокаций в чехле древних и молодых платформ и в геосинклинальных складчатых зонах. На основе большого фактического материала в книге показано, что основным механизмом в складкообразовании, равно как и вообще в образовании большинства деформаций в земной коре, является горизонтальное сжатие. Все складчатые дислокации в чехле платформ, включая краевые прогибы у их периферии, развиваются, по мнению авторов, исключительно в аллохтонных пластинах, ограниченных снизу поверхностями шарьяжей и надвигов или горизонтами пластичных пород. Этот вывод базируется на материале, включающем структуры Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской и Африканской платформ, некоторых краевых прогибов, авлакогенов и складчатых зон. Отсюда сделано заключение, что «вертикальные движения земной коры не имеют самостоятельного значения, а являются подчиненными горизонтальным, проявляясь как результат их трансформации» (с. 122).

Основные положения авторов, изложенные в работе, сводятся к следующему.

1. Структура земной коры и осадочного чехла платформ и складчатых областей представляется как серия горизонтальных и полого наклоненных аллохтонных пластин, смятых в складки различных морфологических типов.

2. Способы образования различных типов складчатых дислокаций всюду принципиально одинаковы. Морфологические различия складок зависят от местоположения, которое они занимают в общей геологической структуре: на платформе, в складчатой области, в краевом и межгорном прогибах или в авлакогенах и др.

3. Происхождение бескорневых антиклинальных структур, а также мелких складок осадочной толщи объясняется горизонтальными движениями, происходившими внутри чехла. При этом передача бокового давления на значительные расстояния осуществлялась более твердыми и мощными толщами пород, образующими тектонические пластины, подстилающиеся горизонтами пластичных пород.

4. Так называемые сквозные структуры, которые прослеживаются в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте, образованы древними надвигами и шарьяжами в теле фундамента, испытавшими длительное и унаследованное развитие.

5. Соотношение разрывных и складчатых дислокаций свидетельствует о существовании между ними тесной генетической связи, в которой надвиги выступают как первичные, главные, а складки — как производные, подчиненные им структуры.

6. Положительные формы рельефа (как древние, так и современные) в значительной степени контролируются надвигами и шарьяжами. Поэтому почти всем аллохтонным структурам соответствуют положительные формы рельефа.

В недавно опубликованных работах (в кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет, 1979; Геология астроблем. Л.: Недра, 1980) В. Л. Масайтис и А. А. Вальтер и др. относят к числу астроблем Пучеж-Катунскую структуру, принадлежащую к системе Пучежско-Балахинских тектонических дислокаций (Горьковское Поволжье). Судя по описанию этих дислокаций в рецензируемой книге, такая трактовка ошибочна. Генезис этих же дислокаций связан с подвижками по разломам в фундаменте платформ.

Интересные теоретические выводы содержит последняя глава монографии («Основные вопросы формирования континентальной земной коры»). Анализ тектонического развития Уральской складчатой области позволил авторам прийти к выводу, что вся она представляет собой аллохтон, шарьированный на Восточно-Европейскую платформу. При этом гипербазитовые пояса являются выведенными на поверхность фронтальными зонами крупных аллохтонных пластин океанической коры, испытавших три крупных этапа шарьирования. С этими этапами совпадают во времени процессы образования глаукофановых сланцев, запечатлевшие основные периоды максимального сжатия. Рассматривается значение процессов шарьирования для рудообразования и нефтегазо-накопления. Хотя в некоторых случаях роль процессов шарьирования понимается авторами книги слишком широко, но ее публикация весьма своевременна. Она способствует ликвидации пробела, который образовался в советской литературе по структурной геологии в связи с недооценкой роли горизонтальных движений земной коры, имевшей место в течение нескольких десятилетий.

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ,
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.01.83 Подписано к печати 21.02.83 Т-04550 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Усл. кр.-отт. 19,7 тыс. Уч.-изд. листов 12,5 Бум. л. 4,0
Тираж 1736 экз. Зак. 4419

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

В магазинах «Академкнига»

имеются в продаже:

Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ. 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефетегазоносности особого класса осадочных депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Рассчитана на геологов-нефтяников и тектонистов.

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

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

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

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 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»