

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1984



## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1984

## СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М. Основные направления тектонических исследований в СССР на 1986—1990 г.г. . . . .	3
Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А. Формирование и тектоническое районирование материков . . . . .	6
Сеславинский К. Б. Палеотектонический анализ глобальных палеозойских карт Душейко С. И. Складки зон пластического сдвига, образованные в свекофенское время в беломорском комплексе . . . . .	10
Лейтес А. М., Самыгин С. Г. Новые принципы тектонического районирования на примере Урала и Аппалачей . . . . .	30
Каряев В. А. Об истории развития палеозойид Центрального Казахстана . . . . .	37
Ермолов П. В., Паталаха Е. И., Ефимов И. А., Полянский Н. В., Пономарева А. П., Найденов Б. М., Хохлов П. И. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая . . . . .	46
Курчавов А. М., Ярмолюк В. В. Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование . . . . .	61
Слюсарь Б. С. Структуры горизонтального сжатия в северном Предобружье . . . . .	75
	90

## Рецензии

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Важный вклад в изучение тектоники и полезных ископаемых республик Советской Прибалтики . . . . .	106
--	-----

## Хроника

Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия . . . . .	108
Решение совещания «Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия» . . . . .	111

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1984

## CONTENTS

<b>Pushcharovsky Yu. M.</b> The main trends of tectonic studies in the USSR for 1986—1990	3
<b>Peive A. V., Knipper A. L., Markov M. S., Mossakovsky A. A., Perfiliev A. S., Pushcharovsky Yu. M., Fedorovsky V. S., Shtreis N. A.</b> Formation and tectonic zonation of continents	6
<b>Seslavinsky K. B.</b> Paleotectonic analysis of global Paleozoic maps	10
<b>Dusheiko S. I.</b> Folds of plastic strike-slip fault zones formed in the Svecofennian time in the White Sea complex	30
<b>Leites A. M., Samygin S. G.</b> New principles of tectonic zonation as exemplified by the Urals and Appalachians	37
<b>Karyaev V. A.</b> On the history of development of paleozoids in Central Kazakhstan	46
<b>Ermolov P. V., Patalakha E. I., Efimov I. A., Polyansky N. V., Ponomareva A. P., Naidenov B. M., Khokhlov P. I.</b> Metamorphic complexes and some tectonic features of the Zaisan folded system and the Ore Altai	61
<b>Kurchavov A. M., Yarmolyuk V. V.</b> Distribution of continental Permian volcanics of Central Asia and its tectonic interpretation	75
<b>Slyusar' B. S.</b> Structures of horizontal compression in the northern Dobrudzha region	90

## Reviews

<b>Garetsky R. G., Yanshin A. L.</b> Appreciable contribution to study of tectonics and mineral resources of the Soviet Baltic Republics	106
--	-----

## Chronicles

Tectonics and some problems of early Cambrian metallogeny	108
Decisions of the conference «Tectonics and some problems of early Cambrian metallogeny»	111

УДК 551.24

**ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
В СССР НА 1986—1990 гг.**

Территория Советского Союза с ее исключительным разнообразием геологического строения создает широкие возможности для развития тектонических исследований. История геологии показывает, что у нас всегда существовало несколько направлений тектонической мысли. Между ними велись принципиальные и иногда острые творческие дискуссии, но никогда не было декретирования тех или иных идей, будь то в области изучения структурных форм земной коры и закономерностей их развития или тектонических движений, или общих концепций, касающихся тектогенеза. В 20—30-х годах, например, было три особенно ярких направления. М. М. Тетяев (1935 г.) в своей книге отстаивал точку зрения, что в тектогенезе ведущую роль играют вертикальные колебательные движения, подчеркнуто стремясь строить свой анализ в соответствии с философскими категориями диалектического материализма. А. А. Борисяк (1922 г.) в талантливо написанной статье защищал и развивал представления А. Вегенера о дрейфе материков. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933 г. и позднее) выступали в классическом русле геосинклинальной теории. В послевоенные годы существовало два главных направления в нашей тектонике: В. В. Белоусова и школы Н. С. Шатского. Различие между ними состояло в подходе к такому важному вопросу, как предмет тектоники (геотектоники), а также в понимании путей формирования основных структур земной коры и проблемы тектонических движений. Мобилистскую линию в этот период представлял П. Н. Кропоткин.

В последние десятилетия число научных течений в тектонике сильно возросло. Помимо направлений В. В. Белоусова и школы Н. С. Шатского появились школы А. В. Пейве и Ю. А. Косыгина, а также группа геологов, принявших концепцию тектоники литосферных плит. Школой А. В. Пейве разрабатываются две основные проблемы: офиолитов как индикаторов океанической коры геологического прошлого и тектонической расслоенности литосферы, что в совокупности развивает мобилистскую теорию аккреции материков. Направление Ю. А. Косыгина можно охарактеризовать как тектоно-системное. Это учение о геологических телах и структурах, геологическом пространстве, системном анализе структур и т. д. Работы сторонников тектоники литосферных плит не нуждаются в пояснениях. Одно только можно отметить, что в них отодвинуто на задний план то, что во главу угла ставится всеми другими научными течениями, а именно — главными структурными элементами Земли являются континенты и океаны.

Существование разных направлений тектонической мысли не только возможно, что и показывает наша действительность, но и необходимо. Оно обеспечивает прогресс истинных знаний о такой сложной и не воссоздаваемой в эксперименте материи, как тектоносфера. В связи с этим попытки навязать какое-либо одно геологическое мировоззрение в декретивном порядке не должны иметь места. К сожалению, правда, в единичных случаях, такие попытки в нашей практике встречаются.

В 1983 г. Бюро Межведомственного тектонического комитета составило перечень основных работ в области тектоники, подготавливаемых в стране в одиннадцатой пятилетке (1983—1985 гг.). Учитывались монографии, проблемные сборники, тектонические карты. Общее число таких крупных работ около 220. Если их распределить по основным разделам, то картина оказывается следующей. Общие тектонические рабо-

ты — 19; тектонические карты планетарного значения — 6; тектоника океанов и переходных зон — 12; тектоника раннего докембрия (общая тематика) — 8; тектоника СССР (в целом; преимущественно тектонические карты) — 13; тектоника крупных структурных регионов СССР или их частей — 94; тектоника зарубежных областей — 22; методические работы — 7; тектоника и нефтегазоносность — 20; тектоника и полезные ископаемые (преимущественно рудные) — 16.

Приведенные цифры свидетельствуют о значительных возможностях проведения тектонических исследований у нас в стране. Максимум работ (около 50%) относится к региональной тектонике, что для СССР вполне закономерно. Почти 10% составляют теоретические труды, касающиеся общей тектоники, проблем расширения, пульсации и вращения Земли, неоднородностей, деформаций и кинематики литосферы (тектоносферы), рифтогенеза на Земле, механизмов тектонических движений. Среди общих тектонических карт можно отметить тектоническую карту мира, а также карты новейшей тектоники мира и кольцевых структур мира. К сожалению, очень мало больших трудов по тектонике океанов (единицы). Тектонические работы по зарубежным областям касаются территорий Евразии (разломная тектоника), Европы, европейских стран СЭВ (космотектоническая карта, включая европейскую часть СССР), Альпийского Средиземноморского пояса, Центральной, Восточной и Южной Азии, Африки, Аравии. Около 15% крупных работ посвящено тектоническим аспектам размещения в земной коре нефти и газа, тектоно-металлогеническим проблемам, связям тектоники и рудоносности различных регионов.

Периодически Междуведомственный тектонический комитет на всесоюзных тектонических совещаниях устраивает смотры состояния общих и региональных исследований по той или иной крупной теме. Такими темами за последние годы были следующие: континентальный и океанический рифтогенез; проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии; тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. На этих совещаниях намечаются и пути дальнейших исследований. Очень важно, чтобы аналогичную работу проводили все региональные секции комитета. Именно такой стиль работы, если говорить в плане координации, прежде всего способствует повышению качества исследований.

Координация предусматривает также и организацию работ по наиболее существенным направлениям. С этой целью Бюро Междуведомственного тектонического комитета разработало рекомендации в отношении основной проблематики тектонических исследований в СССР на 1986—1990 гг. Приводим их полностью.

Основная проблематика тектонических исследований на 1986—1990 гг., рекомендуемая Междуведомственным тектоническим комитетом

Генеральное направление исследований:

**структуры континентов, океанов и переходных зон; их развитие и происхождение; тектонические закономерности размещения полезных ископаемых.**

### **ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАБОТ**

1. Общие теоретические вопросы:

а) корреляция тектонических движений на континентах, в переходных зонах и океанах. Связь и взаимозависимость вертикальных и горизонтальных движений земной коры;

б) тектонические движения и структурообразование в литосфере;

в) современная тектоническая активность Земли;

г) разработка моделей образования континентальной и океанической земной коры;

д) тектоническая история Земли. Влияние на тектонику Земли космических факторов;

- е) геология мантии;
  - ж) эволюция структурообразования в истории Земли.
2. Тектоника континентов:
- а) структуры фундамента древних платформ, их становление, развитие и проблемы металлогении. Ранние этапы развития земной коры. Природа зеленокаменных и гранулитовых поясов;
  - б) формации и структуры ранних этапов развития рифейских и фанерозойских подвижных поясов в сравнении с формациями и структурами современных океанов;
  - в) роль тектонических покровов, чешуй и надвигов в строении рифейских и фанерозойских подвижных поясов; оценка значения таких структур при прогнозе и поиске полезных ископаемых;
  - г) блоковые, раздвиговые, сдвиговые и складчатые структуры и связанные с ними полезные ископаемые;
  - д) континентальный рифтогенез на разных этапах развития земной коры;
  - е) формации и структуры древнейших, древних и молодых платформенных чехлов; тектонические закономерности размещения в них полезных ископаемых;
  - ж) тектоника и магматизм платформ и подвижных поясов, их взаимоотношения во времени и пространстве;
  - з) современные движения в континентальной литосфере, их влияние на сейсмичность и распределение месторождений полезных ископаемых.
3. Тектоника океанов:
- а) структурно-морфологический и историко-геологический анализ дна Мирового океана по новейшим данным;
  - б) тектоника и магматизм океанов; состав и строение 2-го и 3-го слоев океанической коры и верхов мантии; выявление и сопоставление тектонических, петрографических и геохимических провинций дна океанов;
  - в) тектоника и геофизические поля океанов и морей;
  - г) тектонические движения в коре и мантии океанов.
4. Тектоника зон сочленения материков и океанов:
- а) структура и тектоническая история разнотипных зон сочленения материков и океанов;
  - б) тектоника сейсмофокальных зон;
  - в) образование краевых морей;
  - г) тектонический контроль размещения полезных ископаемых в зонах сочленения материков и океанов.

Намечаемые исследования войдут как составные части в комплексные программы, касающиеся изучения коры и мантии Земли, Мирового океана и др., а также международных программ «Литосфера» и «Геологическая корреляция».

Во многих случаях предлагаемая проблематика прямым образом связывает тектонические исследования с прогнозом и поисками полезных ископаемых, что нужно специально подчеркнуть. Следует рекомендовать намеченные научные направления положить в основу составления тематических планов тектонических исследований на двенадцатую пятилетку. Это будет существенно способствовать концентрации сил и средств на решении действительно важных задач науки.

*Председатель Междуведомственного тектонического комитета член-кор. АН СССР Ю. М. Пуцаровский*

УДК 551.242.3

ПЕЙВЕ А. В., КНИППЕР А. Л., МАРКОВ М. С.,  
МОССАКОВСКИЙ А. А., ПЕРФИЛЬЕВ А. С.,  
ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ФЕДОРОВСКИЙ В. С., ШТРЕЙС Н. А.

### ФОРМИРОВАНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МАТЕРИКОВ

Проблема тектонического районирования материков решается ныне на принципах мобилизма и актуализма. Использование принципа актуализма, однако, ограничивается ясно выраженной эволюцией геологических процессов. Поэтому поиски аналогий современных геологических процессов в геологическом прошлом могут быть результативны применительно только к менее изменчивым крупным глобальным структурным элементам и явлениям.

Начиная с 70-х годов в Геологическом институте АН СССР разрабатывается новое направление в теоретической тектонике, возникшее в связи с выявлением в структуре складчатых сооружений фанерозоя остатков океанической коры геологического прошлого. Это направление синтезирует мобилистские идеи в тектонике, достижения в области континентальной геологии, новейшие данные о глубинном строении земных геосфер.

Основное внимание было сосредоточено на разработке двух важнейших и тесно между собой связанных проблем, одна из которых касалась офиолитов континентов (их строение, состав и структурное положение в складчатых сооружениях), а другая — тектонической эволюции земной коры, ее стадийности и направленности.

Выяснилось, что отдельные члены офиолитового комплекса неоднородны, как это предполагалось ранее, а формируются в несколько этапов, которые часто разделены эпохами тектонических деформаций. В результате изучения соотношения пород внутри офиолитового комплекса было показано, что его нижняя часть, сложенная дунитами и гарцбургитами, тектонизирована и метаморфизована много сильнее и сложнее, чем вышележащий полосчатый комплекс. В свою очередь верхняя вулканогенно-осадочная часть офиолитового комплекса иногда залегает с перерывом на габброидах или даже на ультрабазитах.

Современное структурное положение офиолитовых комплексов в складчатых сооружениях, как правило, не соответствует их первичному залеганию в разрезе земной коры. В подавляющем большинстве случаев в результате интенсивных горизонтальных движений офиолитовые комплексы континентов находятся в тектонически перемещенном (аллохтонном) залегании и при этом они подверглись процессам тектонического раздавливания, расслаивания и скупивания.

Сравнительное изучение офиолитовых комплексов континентов и пород дна современных океанов показало их сходство как по составу, так и по строению разрезов. Следовательно, имеются все основания считать, что офиолитовые комплексы континентов представляют собой реликты, фрагменты той древней океанической коры, на которой развивались складчатые пояса. Этот фундаментальный вывод породил мобилистскую трактовку палеотектоники складчатых областей и стал основополагающим при разработке новых представлений о закономерностях формирования континентальной земной коры, которые нашли отражение на Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1 : 5 000 000 и ряде более крупномасштабных карт отдельных регионов (Урал, Казахстан, Восток

СССР), составленных по совершенно новым принципам, о которых сказано выше.

Разрабатывая и обосновывая новые принципиальные положения о том, что складчатые зоны геологического прошлого развивались на океанической коре, необходимо было в историческом аспекте рассмотреть и изучить те разнообразные геологические процессы, которые в ходе развития этих областей вызвали преобразование океанической коры в континентальную, поскольку в современной структуре все складчатые сооружения континентов, как известно, обладают континентальным типом земной коры.

Одновременно были использованы и некоторые положения концепции тектоники литосферных плит, особенно свойственный ей актуалистический подход при выделении и интерпретации основных структурных элементов и геодинамических и седиментационных обстановок геологического прошлого.

Была выполнена большая работа по пересмотру с мобилистских позиций тектонической структуры многих складчатых сооружений Северной Евразии и прежде всего Урала, Кавказа и сопредельных частей Альпийского пояса, палеозоид Сибири, Монголии, мезозойских и кайнозойских тектонических зон Востока СССР. Анализ образующих их структурно-формационных комплексов с позиций актуализма показал, что в современной сложной покровно-складчатой структуре разных по возрасту складчатых сооружений, представленных на этих картах, присутствуют комплексы осадочных и магматических пород, близкие по составу и строению не только современным океаническим образованиям, но и комплексам пород современных островных дуг и окраинных морей, лежащих в зонах перехода от океана к континенту.

Наряду с этими комплексами были диагностированы терригенные комплексы, аналогичные образованиям континентального склона и подножия, карбонатные шельфовые отложения, свойственные континентальным окраинам, а также протяженные вулcano-плутонические пояса орогенного типа — аналоги многих современных активных континентальных окраин. Развитие складчатых зон во всех случаях завершалось эпохами тектонических деформаций, массового проявления калиевого гранитного магматизма и накоплением в орогенных условиях континентальных моласс. Такие условия на современном этапе свойственны только континентам.

Специальные исследования, проведенные на Урале, в Альпийском поясе и на Северо-Востоке СССР, показали, что многие палеоокеанические структуры, выявляемые в пределах этих складчатых областей, формировались в связи с процессами внутриконтинентального раздвигания, происходившими по разным тектоническим поверхностям внутри литосферы. В таких случаях океанической стадии предшествует рифтогенная стадия, во время которой сначала накапливаются грубообломочные толщи, состоящие из продуктов размыва раздвигающихся континентальных массивов, и сопровождающие их субщелочные вулканиты и лишь затем, по мере разрастания новообразованного океанического бассейна, появляются породы офиолитового комплекса.

Один из основных типов структурно-формационных зон, свойственных переходной стадии, характеризует палеоостроводужные структуры, в пределах которых комплексы пород океанической стадии надстраиваются мощными накоплениями вулканитов контрастной серии либо высокоглиноземистыми базальтами, сложно сочетающимися с граувакками, реже с известняками.

Другой важнейший тип структурно-формационных зон отвечает котловинам краевых морей. Свойственный ему формационный ряд представлен туфогенно-кремнисто-граувакковой, собственно граувакковой, аспидной и рядом других терригенных формаций, в которых содержатся прослойки вулканических пород основного и среднего состава. Встречаются пачки и толщи дикого флиша и олистостром. Вверх по разрезу на-



званные формации сменяются флишевыми и флишоидными, а затем нижними, преимущественно морскими молассаами.

Среди формаций переходной стадии нередко распознаются также образования, свойственные шельфам, континентальным склонам и их подножиям. Это в основном карбонатные и терригенные комплексы, содержащие иногда и глубоководные отложения.

В линейных складчатых сооружениях формирование гранитно-метаморфического слоя происходит вследствие крупномасштабных горизонтальных перемещений, сгущивания и ремобилизации более древних континентальных масс. Именно таким путем формировалась континентальная кора в линейных складчатых поясах — Уральском, Аппалачском, Альпийском и некоторых других.

Итак, к концу переходной стадии земная кора в пределах складчатых сооружений, если судить по геофизическим параметрам, приобретает черты, свойственные коре континентального типа, т. е. повсеместно или почти повсеместно состоит из трех основных слоев: осадочно-вулканогенного, гранитно-метаморфического и «базальтового». Но это только по геофизическим характеристикам. В действительности вещественный состав этих слоев, как и их строение, характеризуется большой латеральной изменчивостью, сильно отличаясь от того, с чем мы сталкиваемся в современной континентальной коре.

Как показала работа над тектонической картой Северной Евразии, таких глобальных эпох, с которыми мы связываем завершение образования новых массивов континентальной коры, в истории континента было семь<sup>1</sup>: 1) альпийская (олигоцен, миоцен, начало плиоцена); 2) позднемезозойская (поздний мел); 3) раннемезозойская (конец триаса — начало юры); 4) позднепалеозойская (середина карбона — ранняя пермь); 5) раннесреднедевонская; 6) позднерифейская и 7) карельская (в конце раннего протерозоя).

В последние годы в геологии определенно намечается отход от термина «геосинклиналь». Придерживаясь новой концепции о развитии земной коры, основанной на принципе мобилизма и актуализма, такой отход вполне правомерен и закономерен. Он отражает характерную особенность современной тектоники: смену классических контракционных представлений геосинклинальной теории на новые идеи о тектогенезе Земли.

Изучение складчатых сооружений показало, что они закладываются на породах офиолитовой ассоциации, подобных соответствующей ассоциации океанов и фрагменты которых сохранились в структуре складчатых сооружений. В развитии коры этих сооружений выделяются три стадии: 1) океаническая, 2) переходная, 3) континентальная.

Типичными для океанической стадии являются толеит-базальтовые вулканы совместно с пелагическими осадками.

Для переходной стадии характерны структурно-формационные зоны с различными вертикальными рядами формаций. Особенно типичны палеоостроводужные структуры, в которых породы океанической стадии надстраиваются вулканитами контрастной серии, граувакками, иногда известняками. Выше следуют вулканиты известняково-щелочной серии, перекрытые молассой. В глубоких зонах этих структур развиваются метаморфизм и плагиогранитизация с образованием плагиогранитов. Так возникает новообразованный гранитно-метаморфический слой. Среди формаций переходной стадии выделяются также породы, соответствующие котловинам краевых морей, шельфам, континентальным склонам и их подножиям.

Дальнейшая эволюция коры связана с завершением глобальных эпох складчатости, когда возникает зрелая континентальная кора в резуль-

---

<sup>1</sup> Эпохи континентального горообразования нельзя смешивать с эпохами складчато-горообразования. Например, для Востока СССР характерна крупная позднеюрско-раннемеловая эпоха тектогенеза, но она не сопровождалась ростом континентальных блоков.

тате интенсивного скупивания горных масс, калиевой гранитизации и неуклонно нарастающего образования мощных покровных структур. Именно эти структуры формируют складчатые пояса, совмещая в различных комбинациях породы разных слоев земной коры, в том числе выводя на дневную поверхность офиолитовые аллохтоны. Такой путь создания складчатых сооружений целиком определяется теоретическими положениями мобилизма.

В результате работы над тектоническими картами были выявлены некоторые общие закономерности строения древних активных континентальных окраин. Было выяснено, что не только Урал и Аппалачи, но и Большой Кавказ и центральная часть Северо-Востока СССР возникли на океанической коре в результате разламывания и раздвигания континентальной окраины приблизительно в одно и то же время — в начале фанерозоя, но формирование новой континентальной коры в результате аккреции происходило в разных складчатых сооружениях в разное время: на Урале и Большом Кавказе — в среднем карбоне, в Северных Аппалачах — в среднем девоне, на крайнем Северо-Востоке СССР, в Корьякии, на Камчатке, Сахалине зрелая континентальная кора еще не сформировалась.

Важной закономерностью является то, что все литофациальные зоны рассматриваемых складчатых сооружений находятся в аллохтонном залегании, причем самое верхнее структурное положение обычно занимают офиолитовые аллохтоны.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
7.II.1984

УДК 551.248.1 + 551.73

СЕСЛАВИНСКИЙ К. Б.

**ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНЫХ  
ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРТ**

На шесть палеозойских палеомагнитных базовых карт Хр. Скотиза и его соавторов нанесены палеотектонические материалы из «Атласа литолого-палеогеографических карт мира» и проведен анализ соответствия тектонических режимов в подвижных поясах с предполагаемыми перемещениями плит. Данные по платформенным морским бассейнам и геосинклинальному обрамлению Гондваны в общем не противоречат предположению о ее монолитности в палеозое. Но последовательный палеотектонический анализ этой серии реконструкций привел к выводу о несовпадении во многих случаях направлений дрейфа материковых плит с тектоническими режимами в соответствующих окраинных подвижных поясах. Особенно это относится к геосинклиналям и орогенам, обрамлявшим плиты Евразии. Это обязывает привлекать при палинспастических реконструкциях не только палеомагнитные и палеоклиматические, но и палеотектонические данные.

Завершение работы над «Атласом литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов» [9], в котором основные карты составлены на современной географической основе, позволяет теперь сопоставлять глобальные реконструкции по палеомагнитным данным с приведенными в нем палеотектоническими и палеогеографическими материалами с целью их оценки или согласования. Данная статья представляет первый опыт такого использования атласа.

Для периодов и эпох палеозоя число последовательных глобальных палеомагнитных реконструкций расположения материковых плит пока невелико [5, 8, 15, 18, 19, 36—38, 42, 53—55]. Наиболее детальны из них серии схем А. Н. Храмова, Г. И. Гончарова, Р. А. Комиссаровой и др. [15], А. М. Городницкого, Л. П. Зоненшайна и Е. Г. Мирлина [5] и базовые карты Хр. Скотиза, Р. Бамбеча, К. Бартона, Р. Ван де Ву и А. Зиглера [53]. Их сравнение и оценка с позиций палеомагнитологии не входят в задачу данной статьи и находятся вне компетенции автора. Отметим лишь, что только позднепалеозойские (точнее, со среднедевонских) и мезозойско-кайнозойские реконструкции считаются в настоящее время сравнительно надежными [15, 53]. Возможность же создания достоверных глобальных ранне- и среднепалеозойских карт пока ограничивают скудность палеомагнитных данных и свобода в определении южного и северного палеомагнитных полюсов.

Из перечисленных выше реконструкций опубликованные схемы А. Н. Храмова и его соавторов [15] не пригодны для нашего палеотектонического анализа ввиду очень мелкого масштаба. Пять палеозойских карт А. М. Городницкого и его соавторов представляют возрастные интервалы, не совпадающие с принятыми в атласе. Поэтому, а также из-за мелкого масштаба их трудно сопоставить с нашими материалами. Карты Хр. Скотиза и его соавторов составлены для эпох палеозоя и в отличие от других представлены в проекциях и масштабе, пригодных для палеотектонического анализа, и из них здесь использованы базовые карты для позднего кембрия, среднего ордовика, раннего силура, раннего девона, позднего карбона и поздней перми с целью проверки их материалами атласа.

Из приведенных в работе [53] проекций была взята проекция Меркатора, так как именно на ней, несмотря на сильные искажения в полярных районах, наиболее удачно для анализа палеотектоники и палеогеографии оказались расположены материки Лавразийской группы. Однако в целом контуры многих материковых плит и микроплит трудно

узнаваемы из-за необычной ориентировки и искажений в площади. Поэтому на большинстве из них обозначены некоторые географические названия.

На палинспастические схемы нанесены палеотектонические и палеогеографические данные с соответствующих карт атласа, сопровождаемых объяснительным текстом и подробным списком литературы, что позволило в данной статье сократить количество ссылок до минимума. Разными знаками на них показаны: низкая суша в пределах платформ, высокая суша в орогенных и геосинклинальных областях, шельфовые моря в пределах платформ, геосинклинальных и орогенных областей, а также глубоководные моря (включающие зоны континентальных склонов) и нерасчлененные моря в геосинклинальных областях.

На схемы нанесены также границы платформ и те из структурных швов (сутур), которые оказывались в пределах материковых плит. Расположение данных швов на современных материках ранее было обосновано А. Зиглером и др. [67] и К. Берком, Дж. Дьюи и В. Киддом [20]. Материалы нашего атласа [9] в общем хорошо согласуются с этими работами, но для ряда регионов, особенно в пределах СССР, проведена существенная детализация или внесены изменения.

На схемах показаны площади проявления вулканизма трех главных типов — подводного океанского (толеитового), островодужного (известково-щелочного) и окраинно-континентальных поясов. Первый из них включает преимущественно вулканогенные комплексы основного состава, развивавшиеся в глубоководных зонах геосинклиналей и часто в ассоциации с кремнистыми комплексами. Островодужный тип представлен наземными и подводными комплексами в основном среднего состава, а континентальные вулканические пояса — наземными кислого состава. Их химизм и принадлежность к толеитовому либо к известково-щелочному типам не во всех зонах хорошо обоснованы, и здесь возможны некоторые неточности. Кроме того, на схемах специальными знаками показаны районы распространения эвапоритов, угленосных отложений и гляциальных образований.

Палеотектонический анализ начат с позднекембрийской реконструкции, хотя по палеомагнитным данным, как отмечалось выше, она в этой серии наименее достоверна. Но изложение материалов в обратной хронологической последовательности — от перми к кембрию, справедливое с точки зрения палеомагнитологии (от известного к почти неизвестному), создало бы неудобства для восприятия истории тектонического развития окраин плит, которую принято рассматривать от древних эпох к молодым.

### ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ

На позднекембрийской реконструкции все материковые плиты и микроплиты расположены в экваториальных широтах и почти не выходят за пределы 50-й широты и в северном, и в южном полушариях (рис. 1). Таким образом, в полярных областях Земли предполагается существование двух крупных протоокеанов, северный из которых можно считать Протоауцификом. Австралийская, Антарктическая, Индостанская, Африканская и Южно-Американская плиты и ряд микроплит объединены в Гондвану.

Все районы соприкосновения плит, составляющих Гондвану, в позднекембрии были областями суши и эрозии [9] и, таким образом, нет препятствий для их соединения в один континент. Для обеспечения связей небольшого шельфового бассейна на востоке Аргентины с открытым морем есть широкая полоса современного шельфа. Все другие позднекембрийские шельфовые бассейны и глубоководные зоны рассредоточены по краям Гондваны. Расположение Апеннинского полуострова рядом с Северной Африкой согласуется с интерпретацией платформенного тектонического режима его восточной части (Адри) [2]. Наиболее крупные преобразования происходили в данное время в Восточно-Австралийском поясе, где началось формирование основной дуги с соответст-

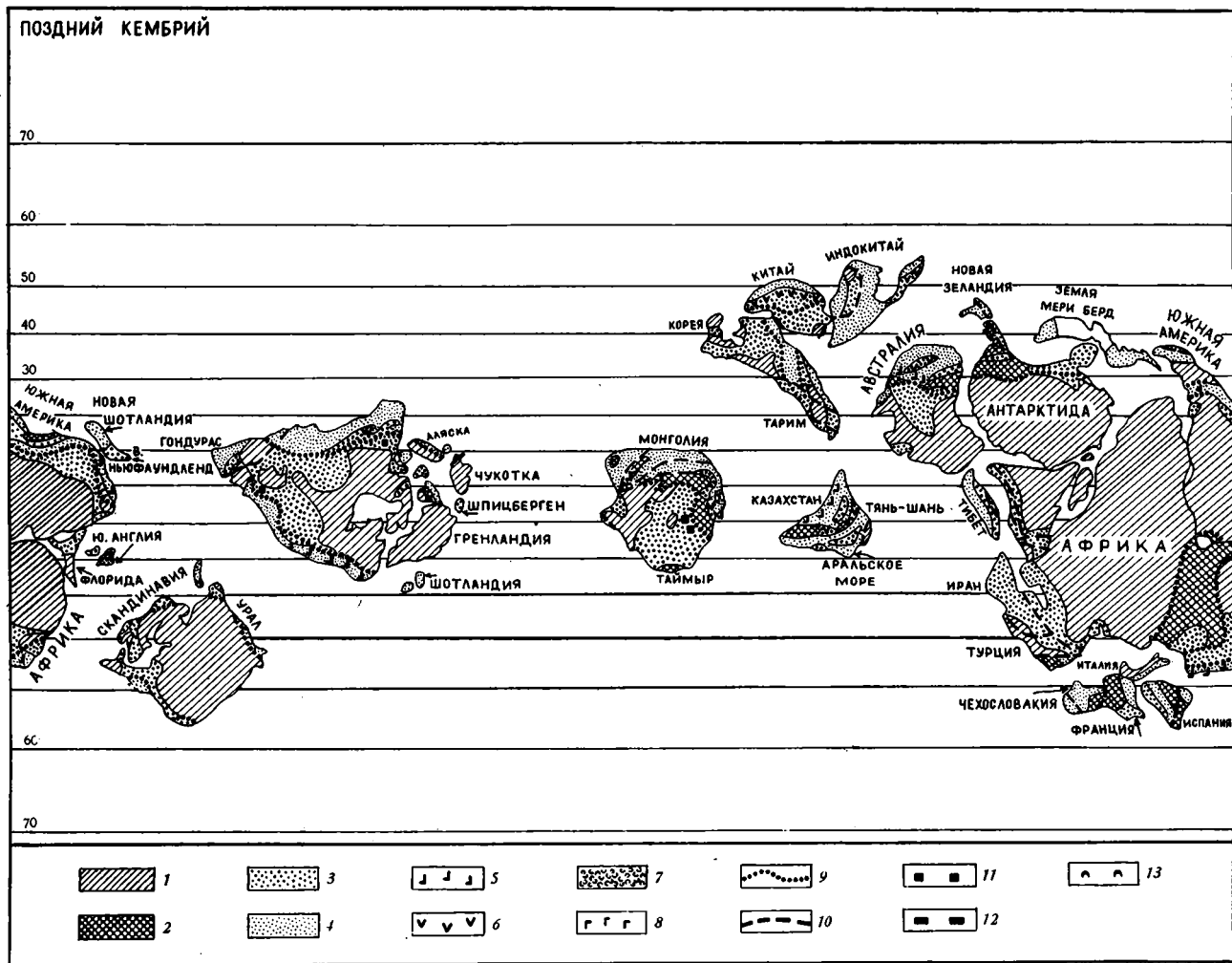


Рис. 1. Палицпастическая схема позднего кембрия. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9] 1 — низкая суша на платформах; 2 — высокая суша в орогенах и геосинклиналях; 3 — шельфовые моря в пределах платформ и подвижных поясов; 4 — глубоководные моря в геосинклиналях; 5 — подводно-вулканогенные (толентовые) комплексы; 6 — островодужные известково-щелочные комплексы; 7 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 8 — платобазальты; 9 — границы платформ с подвижными поясами; 10 — структурные швы (сутуры), включая крупнейшие сдвиги; местонахождения палеоклиматических индикаторов; 11 — эвапоритов, 12 — угленосных отложений, 13 — тиллитов

вующим вулканизмом, зоны спрединга с подводно-вулканогенными (система Томсон) комплексами и смежной с ней зоны горных массивов (Аделаидская система) с континентальным вулканизмом [10, 17, 29, 45, 49, 60]. Другими активными окраинами Гондваны были Эквадорско-Колумбийская и Атласская системы, где также развивались подводно-вулканогенные (вероятно, толеитовые) комплексы [11, 14, 43]. Обращает внимание окружение рассматриваемого материка окраинами такого типа с трех сторон.

Расчленение на плиты Азии и Южной Европы и их взаимное расположение с точки зрения структурных взаимоотношений не вызывает возражений, за исключением сомнительного единства Индокитая. Сложные процессы закрытия глубоководного прогиба Циляншанской системы Китайской плиты сопровождались островодужным вулканизмом. Сочетание океанских и островодужных комплексов в Казахстанской плите допускает ее перемещение преимущественно в северном направлении от изображенного на схеме. Расположение орогенного пояса на Сибирской плите позволяет говорить о ее миграции также к северу.

Для Северо-Американской плиты представляется правильным включение в ее пределы Чукотки [39]. Шпицберген на реконструкции оказывается частью Иннуитской геосинклинальной системы, что противоречит обычному сопоставлению его с каледонидами Восточной Гренландии и Скандинавии, и, кроме того, территория Шпицбергена наложилась на Новосибирские острова, которые, по крайней мере в их восточной части, не следует отрывать от Чукотки. В остальном реконструкция данной плиты в структурном отношении не противоречива.

Положение Европейской плиты также в целом не вызывает возражений, за исключением отрыва от нее Восточно-Английского платформенного блока.

Литологические индикаторы климата — эвапориты Северо-Американской и Сибирской платформ на данной реконструкции удачно расположились в экваториальной зоне.

### СРЕДНИЙ ОРДОВИК

В целом на палинспастической схеме для среднего ордовика сохраняется концентрация плит в экваториальном поясе и южном полушарии (рис. 2). Почти все северное полушарие занято океаном, соответствовавшим, видимо, Протопацифику. В южном полушарии океанским пространством могла быть площадь между Северо-Американской, Сибирской, Казахстанской и Аравийской плитами и Европейской, западная ее часть отвечала в таком случае протоокеану Япетус.

Данную эпоху от позднего кембрия отделяет около 40 млн. лет. За это время, судя по соответствующим реконструкциям, Гондвана переместилась почти на 30° по широте к югу (см. рис. 2). С таким движением могло быть связано формирование тыловых бассейнов с раздвигами, океанскими и островодужными комплексами в Восточно-Австралийском и Андском геосинклинальных поясах, включая также дугу Новой Шотландии и Восточного Ньюфаундленда как часть Эквадорско-Колумбийской системы. Фронтальная часть продвигавшейся к югу Гондваны, представленная микроплитами современной центральной и южной Европы, оказалась при этом в районе южного полюса, и, к сожалению, на данных картах в проекции Меркатора ее отобразить не удастся. Литологические материалы (флишевый комплекс севера Средиземноморского пояса и Испании) и данные по наземному кисломому и островодужному вулканизму [25, 26] подтверждают возможность такого перемещения.

Во внутренних районах Гондваны, как и для позднего кембрия, морских среднеордовикских отложений нет, и поэтому нет возможности оценить достоверность совмещения составляющих ее частей с литолого-палеогеографических позиций.

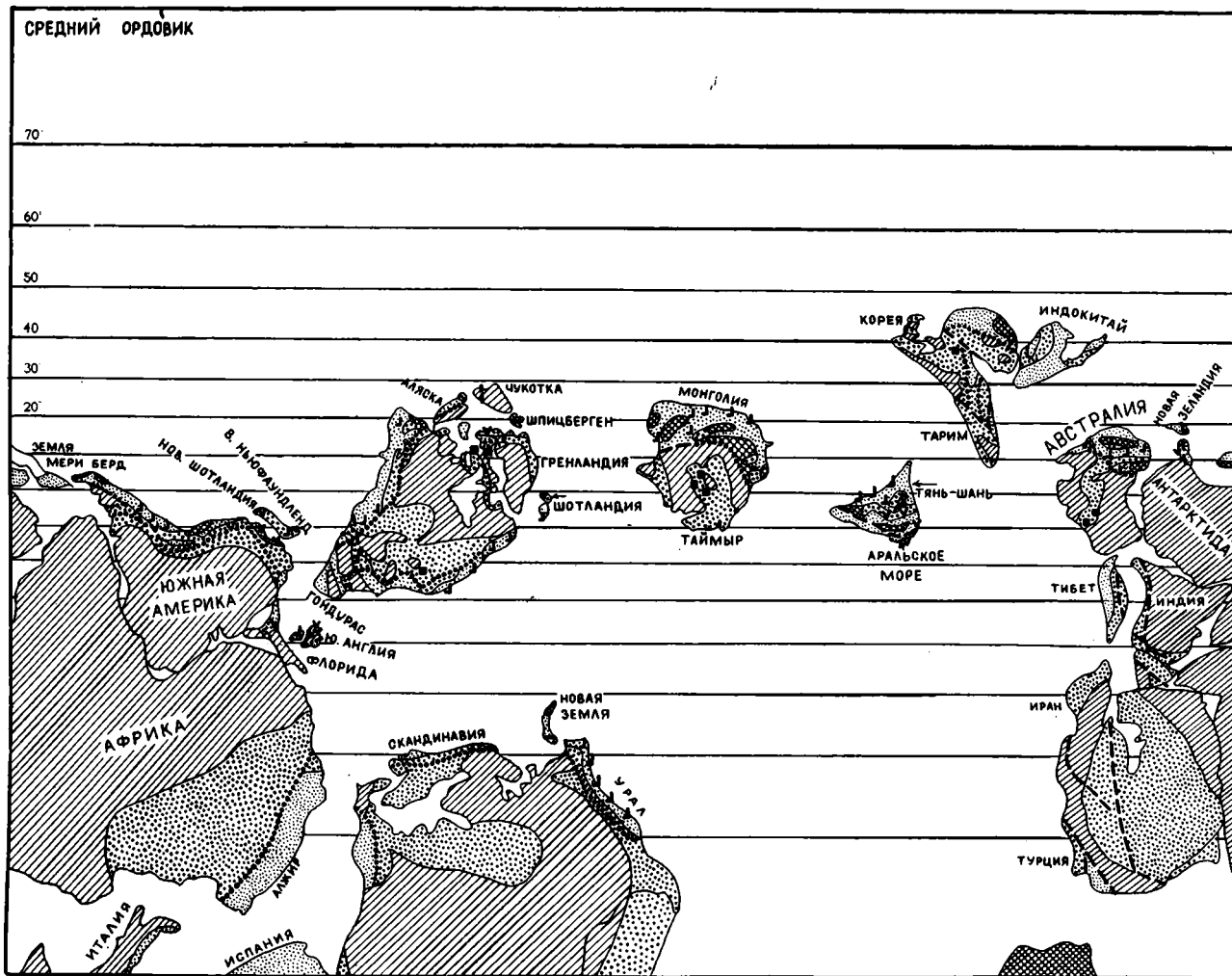


Рис. 2. Палинпастическая схема среднего ордовика. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9]. Условные обозначения см. рис. 1

Европейская плита с позднего кембрия к среднему ордовика, судя по реконструкциям, также переместилась на юг на  $20^\circ$ . Районы Северного Кавказа оказались при этом в зоне полюса и на схеме, к сожалению, отсутствуют, что не позволяет показать там подводно-вулканогенный комплекс, развивавшийся в условиях растяжения, а не ожидаемого сжатия. Аналогичный комплекс формировался в данную эпоху в Уральском поясе, причем масштабы спрединга здесь были, очевидно, намного больше и вызывали миграцию всей плиты к юго-западу. Однако на ее пути размещена микроплита Испании (Иберийская), но нет никаких следов ее столкновения с Европейской плитой. Все эти данные, а также орогенез, начавшийся на севере Скандинавии [47], свидетельствуют скорее о движении плиты в обратном направлении.

Район Шотландии и Северной Ирландии на реконструкции по-прежнему оторван от остальной части Англии и юга Ирландии, которые приписывают к микроплите Флориды как элемент Гондваны. Конечно, прежняя ширина осевой глубоководной зоны Британо-Скандинавской системы неизвестна, и нет прямых доказательств структурных связей двух ее бортов [24], что позволяет расчленять ее на реконструкции. Но для среднего ордовика уже более определенно, чем для позднего кембрия, выявляется структурное единство Восточно-Английского блока с Восточно-Европейской платформой и геосинклинальной зоной крайнего юга Англии с такой же зоной в районе северо-востока Франции [26]. Поэтому отрыв данных структур юга Британских островов от Европы вызывает возражение.

Северо-Американская плита к среднему ордовика развернулась приблизительно на  $45^\circ$  против часовой стрелки по своей оси и приблизилась к Гондване. Очень широкое развитие основного подводного вулканизма в Аппалачской системе и несколько меньшее в Кордильерском поясе [48, 64, 65] с этим никак не согласуется. Интракратонная Иннуитская система обрамлялась с севера Гиперборейской плитой, и ее развитие проходило, очевидно, независимо от процессов на окраинах Северной Америки.

Сибирская плита, по-прежнему перевернутая на  $180^\circ$  по сравнению с современной ориентировкой, на рассматриваемой схеме размещена приблизительно на  $10^\circ$  севернее своего положения в позднем кембрии. Такому передвижению мог бы противоречить океанский вулканизм, очевидно, в условиях растяжения во фронтальной части Монголо-Охотской геосинклинальной области, но здесь существовала еще обширнейшая область сжатия и горообразования — Алтае-Северо-Монгольский орогенный пояс [7]. Развитие последнего способно было компенсировать перемещение плиты и процессы растяжения в Монголо-Охотской области.

Казахстанская плита также, судя по реконструкции, мигрировала немного к северу. Как уже указывалось для позднего кембрия, расположение островных вулканических дуг и сопряженных с ними зон подводного вулканизма выпуклой стороной к югу (на схеме) вполне с этим согласуется. Южнее плиты в таком случае, возможно, существовала зона субдукции.

При создании реконструкции для среднего ордовика ее авторы учитывали расположение литологических индикаторов засушливого и жаркого климата — эвапоритов [38]. Все морские бассейны с осаждением эвапоритов Северной Америки, Сибири, Китая и Австралии на схеме находятся в экваториальной зоне не далее  $20^\circ$  от экватора. Лишь эвапориты Китая — на широте  $35-40^\circ$ . Расположение эвапоритов и других литологических индикаторов климата было удачным и в более ранней реконструкции размещения материков в раннем палеозое Смита, Брайдена и Дрюри [12].

Однако следует отметить, что материалы по позднеордовикскому покровному оледенению северо-западной части Африки заставляют предполагать очень быстрое перемещение Гондваны от среднего к позднему ордовика на  $30^\circ$  по широте к югу. Лишь в этом случае Сахарский регион Африки оказывается в необходимом для оледенения полярном районе.



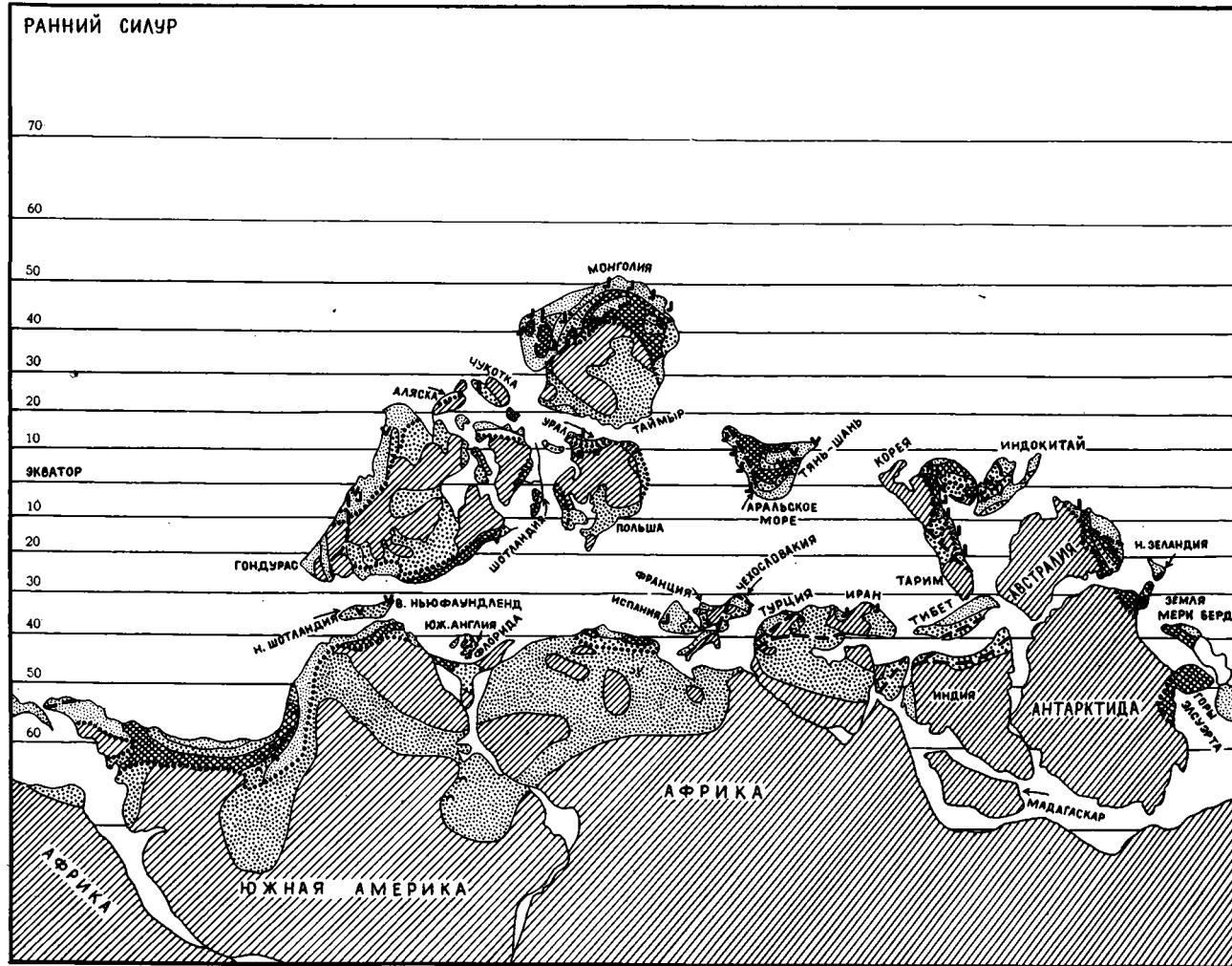


Рис. 3. Палинспастическая схема раннего силура. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9]. Условные обозначения см. рис. 1

Авторы реконструкций датируют данную схему средним силуром (венлоком). Поскольку в атласе было принято двучленное деление этого периода и венлокский век относится к ранней эпохе, на этой схеме изображена палеогеография всего раннего силура. Начало силура от начала среднего ордовика отделено временем около 15—20 млн. лет. За такой срок, как показывает сравнение реконструкций, почти все плиты должны были испытать довольно большие горизонтальные передвижения с изменениями положения относительно друг друга (рис. 3). При этом они по-прежнему заполняли лишь южное полушарие, а на севере, очевидно, был Протопацифик.

Гондвана располагалась в южной высокоширотной области, и по сравнению со средним ордовиком продвижение некоторых ее частей (например, блока Италии и юга Европы) достигало  $40^\circ$  по широте. Но данные по орогенным системам, развивавшимся в раннем силуре на окраинах Гондваны, не соответствуют подобным предположениям. Так, тыловое положение на этом быстро дрейфовавшем материке занимали крупные орогенные пояса Анд, Восточной Австралии и Западной Антарктиды. Их формирование происходило в обстановке сжатия и сопровождалось образованием во многих местах горного рельефа [6, 10, 11, 49, 60]. Во фронтальной же части передвигающейся Гондваны, к которой относятся Атласская система, блоки Южной Европы и севера Турции и Ирана, нет признаков субдукции или обдукции, проявления вулканизма имеют здесь локальный и неотчетливый в генетическом отношении характер. На данной схеме, как и на двух предшествующих, среди блоков Южной Европы нет обширных территорий Румынии, Болгарии, Греции и Югославии. Их палеозойская история реконструируется с большим трудом [2], но там существовали крупные древние континентальные массивы, для которых на анализируемых схемах нет достаточного места.

В центральных районах Гондваны обращает внимание совпадение контуров таких внутренних бассейнов, как Амазонский, Мараньяо и Юго-Западной Сахары, а также юга Аравии и Афганистана. В краевых зонах плиты продолжением орогенной зоны Лахлан-Томсон, вероятно, являлся Западно-Антарктический орогенный пояс.

Среди других плит единственная, которая осталась со среднего ордовика на прежнем месте, это Северо-Американская. Вулканизм в Кордильерском поясе и Аппалачской системе относится в основном к островодужному типу [23, 48, 64]. Начало развития орогенных процессов на юге Аппалачей [46] можно связывать с приближением к ним микроплиты Новой Шотландии и Восточного Ньюфаундленда в составе Гондваны. Этот блок на схеме еще очень далек от своего современного положения, но материалы по его вулканизму и палеогеографии свидетельствуют скорее о его структурном единстве в раннем силуре с Северными Аппалачами. Шпицберген с орогенным режимом выглядит на схеме чужеродным элементом между Чукоткой и Гренландией.

Европейская плита передвинулась, судя по сопоставлению схем, на  $90^\circ$  против часовой стрелки вокруг своей оси. Однако такое крупное перемещение не отразилось никаким образом на структуре ее окраин. Более того, сохраняющиеся в Уральском поясе условия растяжения и подводный вулканизм противоречат его положению во фронтальной части передвигающейся плиты. В то же время тектогенез на севере Скандинавии [47] можно связывать со столкновением с Шотландией. Южная Ирландия и Южная Англия на рассматриваемой реконструкции по-прежнему примыкают к блоку Флориды Гондваны. Однако южная часть Англии в раннем силуре, очевидно, была непосредственным продолжением геосинклинальной зоны района Арденн на севере Франции и в Бельгии [62], которая в данном случае оказалась удаленной на очень большое расстояние.

Сибирская плита также мигрировала на север, но на меньшее расстояние, на  $30^\circ$  по широте и находится на схеме фактически в столкновении с Европейской и Северо-Американской плитами. Такая интерпретация положения Сибири вызывает ряд возражений. Движение по-прежнему перевернутой Сибирской плиты на север трудно согласовать с широким подводным вулканизмом в условиях растяжения в ее фронтальной части — Центральном-Азиатском геосинклинальном поясе. Алтае-Северо-Монгольский орогенный пояс с расчлененным рельефом вряд ли мог компенсировать и спрединг в геосинклинальном поясе и напряжения, возникающие от дрейфа плиты на север. В расположении Сибирской плиты на схеме обращает внимание отсутствие места для островов Северной Земли и Колымо-Омолонского региона. Столкновение данной плиты в ее тыльной части с Уральским поясом Европейской плиты не оставило никаких следов ни на той ни на другой.

Перемещение Казахстанской плиты на север предполагается сравнительно небольшим — не более  $20^\circ$  по широте. Развитие горного рельефа и другие орогенные процессы на основной ее части, очевидно, никак не связаны ни с перемещением плиты, ни с ее окружением. Также независимым от глобальных перемещений выглядит развитие Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы с островодужным вулканизмом.

Китайская и Индокитайская плиты в отличие от всех других перемещены на юг на  $40^\circ$  по широте. В результате Таримский блок столкнулся западной (современной) своей частью с Тибетом. Палеогеографические, палеотектонические или литологические материалы, подтверждающие такой дрейф и столкновение, не известны. Более того, этому противоречит развитие Катазиатской орогенной системы в тылу Китайского блока [22]. Формирование данного орогена, очевидно, связано со спредингом в Куньлуньской и Циньлинской геосинклинальных системах [27, 41]. Рассматривая положение на схеме Индокитайского блока, следует обратить внимание на близость его к Австралии и отсутствие места для южной платформенной части острова Новая Гвинея. Но вызывает возражение и сохранение самого Индокитая в современных границах на данной и всех других палеозойских реконструкциях (см. работы [4, 51]).

Нижнесилурийские эвапориты Восточно-Европейской платформы на рассматриваемой схеме расположены в экваториальной зоне. Материалы по другим литологическим индикаторам аридного климата также удачно согласуются с раннесилурийской реконструкцией, как, впрочем, и с более ранней схемой для среднего палеозоя Брайдена, Смита и Дрюри [12]. Тиллиты Южной Америки находятся в умеренных широтах, что тоже не вызывает возражений в связи с предположениями о горном характере оледенения на Арекипском массиве.

## РАННИЙ ДЕВОН

Начало этой эпохи отделено от начала раннесилурийской интервалом около 30—35 млн. лет. Сравнение реконструкций показывает небольшую миграцию Лавразийской группы плит к северу при их прежнем в общем взаимном расположении и небольшое передвижение Гондваны при сохранении в качестве фронтальной части районов Северной Африки, Малой и Средней Азии, Тибета и севера Австралии (рис. 4). По-прежнему предполагается существование огромного океана на севере (Палеопацифика) и небольшого, вытянутого по широте океана (Япетус на западе и Палеотетис на востоке) между Гондваной и плитами Лавразии.

Перемещение Гондваны по сравнению с ранним силуром составило  $10—15^\circ$  по широте, и эта плита по-прежнему занимала большую часть южного полушария. Продвижение Южной Америки на юг могло способствовать раскрытию глубоководного бассейна между Арекипским массивом и платформой, но оно никак не согласуется с усилением орогенного режима в северной и южной частях Андского пояса [11]. Как и

РАННИЙ ДЕВОН

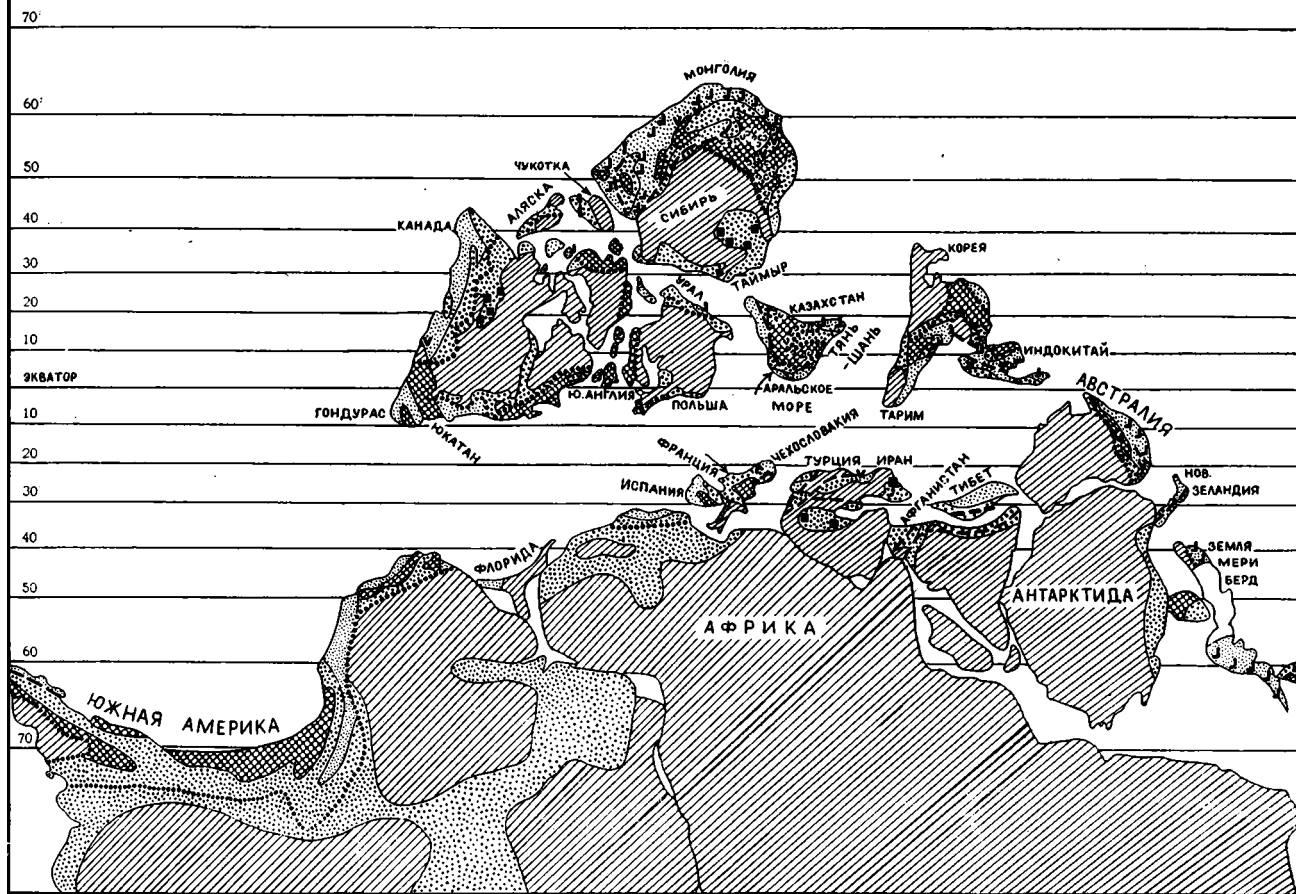


Рис. 4. Палинпастическая схема раннего девона. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9]. Условные обозначения см. рис. 1

раньше, вне связи с дрейфом Гондваны находится развитие ее австралийской и антарктической окраин, поскольку их простираение почти параллельно направлению движения. Поэтому эволюцию Восточно-Австралийского подвижного пояса с подводно-вулканогенным и островодужным вулканическими комплексами и орогенезом [10, 49, 60] в данном случае следует рассматривать как автономный процесс.

Во внутренних районах Гондваны в раннем девоне существовала разветвленная система бассейнов [13], из которых Южно-Американский бассейн Мараньяо на реконструкции сочленяется с сушей Северо-Западной Африки. Но это не препятствует соединению этих двух материков, так как палеогеографические материалы позволяют замыкать бассейн только в пределах Южной Америки, а также в связи с известным распространением среднедевонских морских отложений на юге Ганы, среди которых может присутствовать и нижний девон.

Северо-Американская плита к раннему девону передвинулась к северо-востоку, в том числе на север по широте почти на  $20^\circ$ , увеличив раскрытие океана Япетус и столкнувшись на северо-востоке с Сибирью и Европой. При этом во фронтальной части Северной Америки справедливо показана территория Чукотки, для которой, однако, нет признаков раннедевонского орогенного режима. Но к четко выраженной орогенной системе относится Иннуитская [32], занимающая более тыловое положение, и ее развитие в раннем девоне можно считать следствием столкновения плит. То же относится к Шпицбергену и к Восточно-Гренландской орогенной системе [34]. Однако не менее ярко выраженная Аппалачская орогенная система еще соседствует с океаном и развивалась, судя по схеме, без всяких столкновений или субдукции практически на тыловой окраине плиты. Противоестественным выглядит чрезвычайно быстрое перемещение через весь океан Япетус на многие тысячи километров микроплиты Новой Шотландии и Восточного Ньюфаундленда к своему современному положению по отношению к континенту.

Европейская плита дрейфовала вместо Северо-Американской в том же направлении и почти на то же расстояние, испытав лишь небольшой дополнительный поворот по часовой стрелке. При этом фронтальной частью по-прежнему оставался Урал с затухающим, но все же противоречащим такому движению подводным вулканизмом основного состава. Развитие орогенных процессов в Скандинавии и на Британских островах обычно связывают со столкновением данной плиты с Северо-Американской и закрытием океана Япетус [28, 35, 47]. Однако, как мы уже отмечали, последний на реконструкции продолжает существовать в его южной части, а сближение плит и, очевидно, субдукция разделяющей их коры океанского типа не подтверждаются вулканизмом на континентальных окраинах. Только последовавшие немного позднее (в среднем девоне) процессы растяжения в Центральной Европе [61] в известной степени согласуются с предполагаемым для Европы перемещением. Вызывает возражение и очень быстрый дрейф микроплиты Южной Англии от Гондваны к почти современному положению относительно Европы. Расстояние здесь такое же, если не большее, чем пройденное блоком Новой Шотландии и Восточного Ньюфаундленда.

Сибирская плита, как уже упоминалось, вместе с двумя охарактеризованными выше плитами, также немного мигрировала к северу. В раннем девоне продолжалось очень активное геосинклинальное развитие Центрально-Азиатского пояса и сохранялся орогенный режим в Алтае-Северо-Монгольском регионе. Природу этих процессов в данном случае вряд ли можно связывать со слабым дрейфом и их следует объяснять иными, вероятно, более региональными обстоятельствами. Столкновение данной плиты с Северо-Американской не подтверждается палеотектоническими материалами. Более того, в зоне этого столкновения нет места для таких крупных глыб, как Колымо-Омолонская, Северной Земли и Новосибирских островов. Прямое соединение Чукотки с Приморьем противоречит геологическим данным. На данной схеме не учтено раскрытие Селенгино-Ононской зоны Северной Монголии и Забай-

калья и возникновение там глубоководных условий. Все это вызывает серьезные сомнения в правильности рассматриваемой реконструкции.

Казахстанская плита к раннему девону также переместилась немного (на  $10^\circ$ ) севернее и в результате этого и движений соседних плит приблизилась к Европе и Сибири. Орогенный режим, господствовавший на ее территории, не противоречит такому предположению, но и не доказывает его. Развитие окраинно-континентальных вулканических поясов Казахстанской плиты определялось скорее всего субдукцией в Джунгаро-Балхашской и Тянь-Шаньской системах, а не ее общим дрейфом.

Перемещение Китайской и Индокитайской плит, судя по реконструкции, происходило тоже в северном направлении, но на большее расстояние (на  $30\text{--}40^\circ$  по широте). Расширение областей с орогенным режимом на территории Китая (Цайдамский блок) и усиление поднятий [66] можно связывать с таким перемещением, но во фронтальной части данного блока, в районах Кореи подобных орогенных проявлений нет и нигде не известен наземный вулканизм. Обстановка в структурах Индокитайской плиты также никак не согласуется с ее предполагаемым дрейфом. Кроме того, на рассматриваемой схеме необходимо учитывать и территории островов Суматра и Новая Гвинея, но они здесь отсутствуют и место для них не предусмотрено.

Литологические индикаторы засушливого и жаркого климата — эвапориты Северной Америки, Аравийского полуострова и Ирана на реконструкции для раннего девона, как и для более древних эпох, расположены в низких широтах вблизи экваториальной зоны. Эвапориты Сибири находятся в умеренных широтах, что также не вызывает возражений.

#### СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ КАРБОН

Авторы реконструкций датируют рассматриваемую схему поздним карбоном (вестфалом C, D), но нами для атласа была составлена единая карта для среднего и позднего карбона, и мы нанесли на схему всю эту обобщенную информацию. Обстановка, отображенная на данной схеме, отделена от предшествующей реконструкции временем более 80 млн. лет. Их сопоставление показывает, что Гондвана осталась в южном полушарии, но немного продвинулась к северу и повернулась по часовой стрелке. Северная Америка и Европа, сохраняя свое единство, сместились вдоль прежней широты на восток и столкнулись с Гондваной (рис. 5). В результате исчез океан Япетус, но расширилось более восточное океанское пространство Палеотетиса, так как от Гондваны удалились еще дальше на север Китайская и Индокитайская плиты, а также плита Казахстана, столкнувшаяся с Сибирью. Прежние размеры сохранял океан Палеопацифик, занимавший большую часть северного и отчасти южное полушарие.

Для окраин Гондваны нет никаких литолого-палеогеографических или палеотектонических данных в пользу или против ее небольшого перемещения и вращения, за исключением, может быть, востока Австралии. В последнем случае отмечается расширение окраинного континентального вулканического пояса, усложнение рельефа суши и проявления тектогенеза [52], что в общем согласуется с движением плиты. Существование условий орогенного режима в Атласской системе [1] можно объяснить столкновением этой зоны с юго-западной Европой (Иберией). На реконструкции Гондваны обращает внимание отделение микроплит Турции и Ирана от Аравии, которое для среднего и позднего карбона не подтверждается никакими палеогеографическими данными и происходило, видимо, значительно позднее. Отодвигание Тибета от Индии также вызывает возражение, так как в данное время здесь еще только начался трапповый магматизм, а деструкция земной коры и раздвиг происходили в перми.

Для внутренних районов Гондваны на палинспастической схеме есть несоответствие между обширными морскими бассейнами Южной Америки — Амазонским и Мараньяо и примыкающей к ним суши

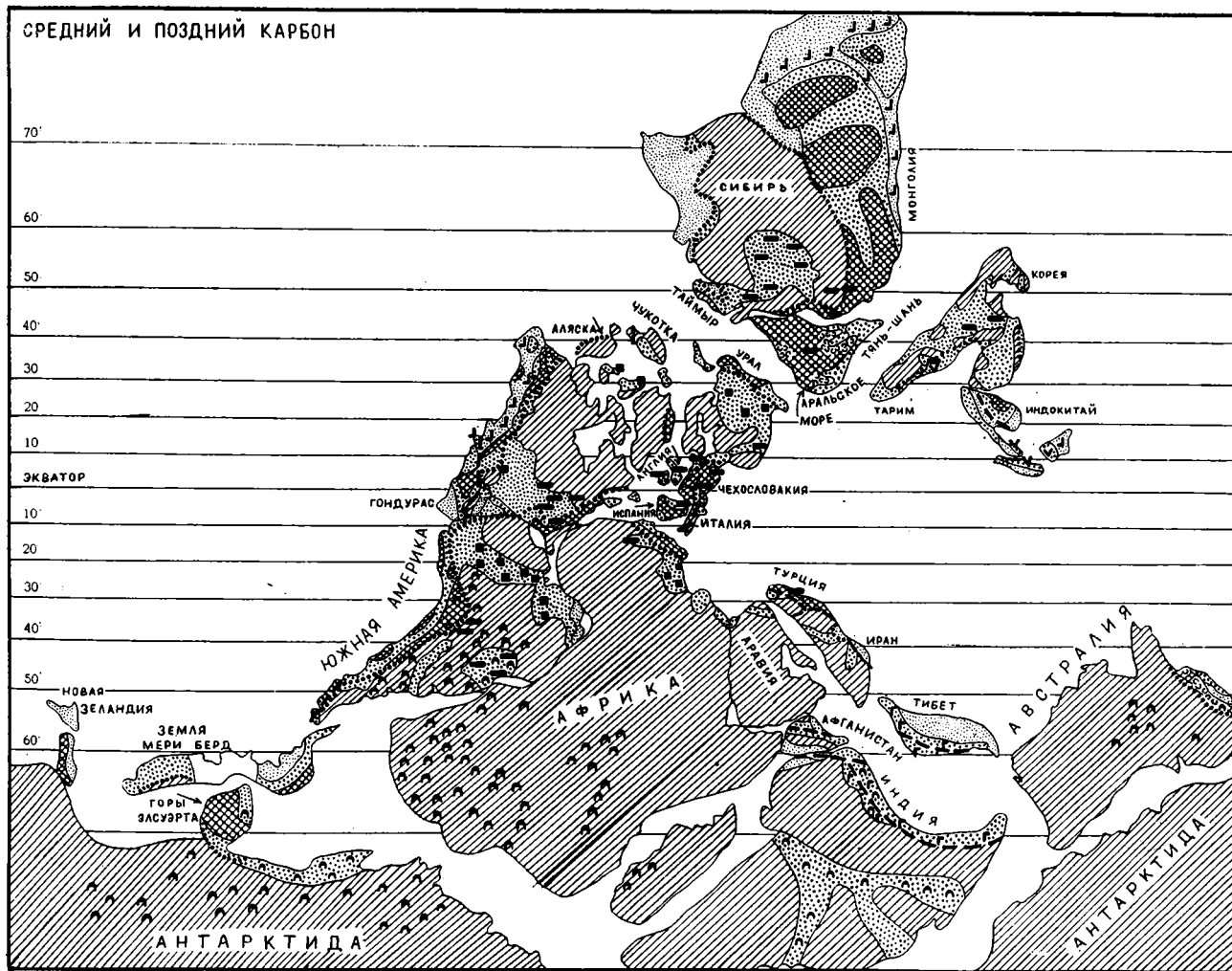


Рис. 5. Палинпастическая схема среднего и позднего карбона. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9]. Условные обозначения см. рис. 1

Африки. Кроме того, для Индостана неясно, как сообщалась система морских впадин с открытым морем. Однако значительная часть отложений этих впадин была, очевидно, эродирована, и известную свободу для интерпретации палеогеографии представляет почти не изученная территория Антарктиды.

Северо-Американская плита претерпела небольшое перемещение на восток и столкновение с Гондваной. Результатом последнего события иногда объясняют орогенез в Аппалачской системе, но там развитие орогенных процессов началось еще задолго до предполагаемых авторами реконструкции столкновений [56, 59]. Проявления подводного вулканизма и, вероятно, спрединга на западе Кордильерского пояса, сочетавшиеся с орогенным режимом в его восточной части [23], могут быть согласованы с дрейфом данной плиты на восток. Сохранение орогенных условий на востоке Гренландии вполне объясняется сближением с Европой. Неудачной на рассматриваемой схеме представляется интерпретация взаимного расположения блоков северной части Латинской Америки. Здесь произошло наложение центральной зоны Эквадорско-Колумбийской системы на системы Северной Мексики и Южной Сьерры-Мадре.

Европейская плита, как уже упоминалось, переместилась к востоку вместе с Северной Америкой, и этим можно было бы объяснить развитие горного рельефа (и орогенного режима в целом) в пределах Уральского пояса. Однако, по нашим данным, в рассматриваемое время Европа уже составляла единое целое с Азией и их не разделяло пространство (океанское?), подобное изображенному на реконструкции. Поэтому если орогенный режим Урала и был связан со сближением с Казахстаном, то это произошло еще в конце раннего карбона. Для среднего и позднего карбона микроплиты Южной и Средней Европы справедливо включены в данную плиту как составные части Центрально-Европейского орогенного пояса [2]. Развитие здесь орогенного режима можно объяснить их столкновением. Блок восточной части Апеннинского полуострова (Адрию) правильнее было бы оставить в составе Гондваны. На данной реконструкции вновь отсутствует территория Балканского полуострова и нет также орогенной зоны Северного Кавказа, которая безусловно прилегалась с юга к Восточно-Европейской платформе.

Сибирская плита, судя по сравнению реконструкций, развернулась по часовой стрелке вокруг своей оси на  $90-100^\circ$ , одновременно переместилась на  $15-20^\circ$  по широте к северу и на такое же расстояние к востоку. В результате большая ее часть располагалась в умеренных, а территория Приморья — в полярных широтах. Эти сложные движения трудно связать с теми процессами, которые происходили на окраинах континента — глубоким погружением Верхоянской геосинклинальной зоны, подводным вулканизмом Южно-Монгольской геосинклинали или дальнейшим развитием орогенного пояса на территории Алтая и Монголии. Только раскрытие Гиринской геосинклинальной зоны можно объяснить вращением континента. В составе Сибири снова необоснованно нет крупного Колымо-Омолонского блока.

Дрейф Казахстанской плиты происходил также в северо-восточном направлении и на значительное расстояние (около  $30^\circ$  по широте), причем произошло ее столкновение с Сибирью. В среднем и позднем карбоне практически на всей территории данной плиты проявлялся орогенный режим — горообразование, тектонические деформации, наземный вулканизм и другие процессы. Это можно было бы объяснять столкновением с Сибирью, где в зоне соприкосновения с Казахстаном также господствовал орогенный режим. Но следует иметь в виду, что развитие орогенных процессов началось на этих территориях задолго до предполагаемого столкновения и даже начала сближения. Казахстанская плита находилась в непосредственном контакте с Уралом, как уже говорилось, еще в раннем карбоне, составляя вместе с Сибирью единую материковую плиту Северной Евразии. Поэтому сохранение здесь океанского пространства вызывает серьезное возражение.



На палинспастическую схему среднего и позднего карбона, как и на все другие, нанесены данные о расположении таких литологических индикаторов климата, как эвапоритов, гляциальных и угленосных отложений. В данном случае обобщены материалы по очень большому интервалу времени, в течение которого общие и региональные климатические условия неоднократно изменялись. Но в целом палинспастическая реконструкция хорошо согласована как с расположением эвапоритов Северной Америки, севера Африки и Южной Америки, так и знаменитых тиллитов Гондваны, традиционно привлекаемых в качестве доказательства ее единства [31]. Все угленосные комплексы также концентрируются на схеме в экваториальных и умеренных широтах.

### ПОЗДНЯЯ ПЕРМЬ

Эту последнюю палеозойскую реконструкцию отделяет от предшествующей 40—60 млн. лет. Их сравнение не обнаруживает крупных изменений во взаимном расположении плит. Почти все они (кроме Китайской и Индокитайской) сгруппированы в единый материк, немного развернутый по сравнению с реконструкцией для карбона против часовой стрелки и вытянувшийся почти кольцом по долготе через оба полюса (рис. 6). При таком расположении плит существовали два крупных океана — Палеооцифик на западе и Палеотетис на востоке.

Перемещение Гондваны от конца карбона к поздней перми, судя по сравнению реконструкций, было очень незначительным, и с ним никак не были связаны те процессы, которые происходили в окраинных подвижных поясах. В Андском поясе, тыловом в смещавшейся к востоку в составе Гондваны Южной Америки, сохранялся орогенный режим, и начало развития там очень крупного окраинно-континентального вулканического пояса [21, 33] по гипотезе тектоники плит противоречит такому движению. Орогенный режим сохранялся также в Атласской системе [1], хотя ее столкновение с Иберией произошло по реконструкциям на несколько десятков миллионов лет раньше. Развитие подводно-вулкано-генных комплексов на территории Новой Зеландии и дальнейшая эволюция орогенных зон на востоке Австралии [49, 58] тоже не коррелируются с дрейфом Гондваны. Дальнейшее отодвигание блока Турции и Ирана от Аравии, сомнительное для позднего карбона, в данном случае проверить трудно, так как к поздней перми большая часть территории Ближнего и Среднего Востока была покрыта морем. Известные ныне там морские верхнепермские отложения представлены мелководными фациями [2, 3, 30], но не исключается, что в структурах внутренней зоны Загроса могут присутствовать глубоководные образования. Предполагаемое погружение северной части Индостана и Тибета с возобновлением там геосинклинального режима [16, 27, 40, 57] согласуется с палинспастической реконструкцией этого региона.

Внутренние морские бассейны, располагавшиеся на востоке Африки, соединялись, судя по схеме, с бассейнами Индостана и, вероятно, Антарктиды и через север Индостана с открытым морем. Таким образом, здесь нет противоречий с реконструкцией Гондваны.

На Северо-Американской плите в поздней перми расширились области проявления и интенсивность орогенного режима в ее южной части [50, 63]. Эти процессы не связаны с дрейфом и, очевидно, автономны, так как данная плита практически не изменяла своего положения. Масштабы подводного и островодужного вулканизма на западе Кордильерского пояса и характер орогенного режима в его восточной части в поздней перми были такими же, как и в позднем карбоне [23, 44]. Но если для карбона это можно было связывать с движением плиты, то в данном случае скорее с субдукцией. Однако слабое вращение Северной Америки против часовой стрелки противоречит спредингу на севере Кордильер.

Для Европейской плиты перемещение к северу составило по широте 15—20°. В тыловой по отношению к этому движению области Южной

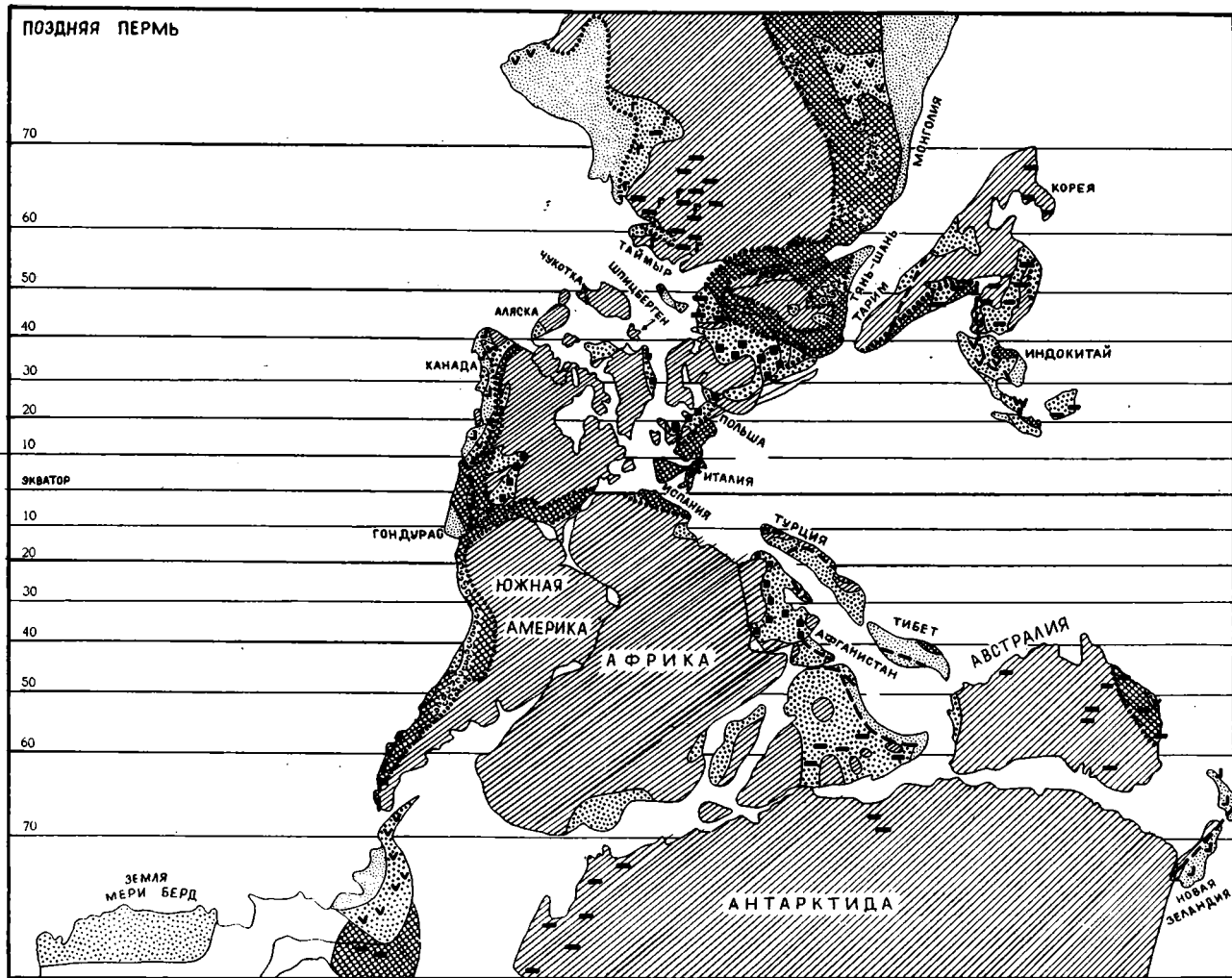


Рис. 6. Палинпастическая схема поздней перми. Основа реконструкции по [53], палеотектонические данные по [9]. Условные обозначения см. рис. 1

Европы в это время продолжалось развитие орогенного режима с постепенным его угасанием [2]. Во фронтальной части — Уральском поясе — также сохранялся орогенный режим, и для данной эпохи авторы реконструкций предполагают его столкновение с плитой Казахстана. Но, как мы уже отмечали, палеотектонические данные указывают на существенное более раннее (с раннего карбона) формирование единого континента Северной Евразии. Для позднепермской реконструкции Европы представляется обязательным учитывать территории Предкавказья, Северного Кавказа и Балканского полуострова, которых нет на рассматриваемой схеме.

Сибирская плита передвинулась по сравнению с поздним карбоном немного на запад и на  $10\text{--}15^\circ$  к северу, и районы Приморья оказались на северном полюсе. Для этого региона нет данных об обстановке сжатия, которая предполагается обычно для фронтальных зон дрейфующих плит. Палеотектонические условия на других окраинах континента — орогенный режим и развитие окраинно-континентальных вулканических поясов в тыловом Алтае-Монгольском поясе и мощные погружения в Верхоянской геосинклинальной системе — также не соответствуют реконструируемому перемещению Сибири. Уже упоминавшееся замечание об отсутствии Колымо-Омолонской плиты имеет отношение и к данной схеме.

Казахстанская плита на схеме поздней перми изображена уже в своем современном положении относительно Европы и Сибири. По нашим данным, эта ситуация существовала по крайней мере с раннего карбона [19]. В поздней перми в центральной части Казахстана установился платформенный режим развития, интенсивность тектонических движений угасала и в его краевых орогенных зонах.

Китайская и Индокитайская плиты немного переместились к северо-западу и приблизились к Сибири и Казахстану. Этот предполагаемый дрейф также не связан с развитием структур Китайской платформы или ее краевых подвижных зон. Положение структур, составляющих на схеме Индокитайскую плиту в поздней перми, видимо, отличалось от отображенного на схеме [4, 51].

Размещение верхнепермских эвапоритов на рассматриваемой реконструкции не вызывает возражений. Все они — эвапориты Аравии, Мидконтинента США, Гренландии, Северной Европы и Восточной Европы — тяготеют к экваториальной зоне и не выходят за пределы  $35^\circ$  северной и южной широты. Все угленосные верхнепермские отложения расположились в средних широтах, но на территории Антарктиды — в полярной зоне южного полюса.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, широко известные материалы по литологическим индикаторам климата учтены при построении настоящих реконструкций и с ними согласуются. Данные по внутренним морским бассейнам и геосинклинальному обрамлению Гондваны в общем не противоречат предположению о ее монолитности в палеозое.

Однако палеотектонический анализ серии палеозойских палеомагнитных реконструкций Хр. Скотиза и его соавторов приводит к выводу о несовпадении во многих случаях направлений дрейфа с тектоническими режимами на соответствующих окраинах плит. Геосинклинальные и орогенные пояса развивались чаще всего независимо от предполагаемых авторами реконструкций перемещений. Особенно это относится к подвижным поясам, обрамлявшим плиты Евразии. Вызывают возражения резкие передвижения на тысячи километров микроплит Новой Шотландии — Восточного Ньюфаундленда и Южной Ирландии — Южной Англии в интервале от раннего силура к раннему девону и дрейф ряда других плит. На большинстве схем нет места для Колымо-Омолонской плиты и некоторых районов Юго-Восточной Азии, отсутствуют и территории Предкавказья, Северного Кавказа и Балканского полуострова. Не отражена сложная палеотектоническая эволюция Индокитая.

Впрочем, сами авторы палинспастических схем подчеркивают их предварительный характер в связи со слабой палеомагнитной изученностью палеозойских отложений. Однако причина неудачи, вероятно, не только в этом, но и в том, что развитие тектонических режимов в палеозойских подвижных поясах в целом имело сложный и неоднозначный характер [9] и без предварительного учета всех их особенностей создание палинспастических реконструкций невозможно. Некоторые обычно линейные структуры за несколько эпох претерпевали полную эволюцию, и именно их история наиболее удачно объясняется с позиций тектоники плит. Но значительная часть геосинклинальных и орогенных поясов отличается намного более длительным развитием. Это Центрально-Азиатский, Кордильерский, Андский пояса и др. Палеотектонический анализ карт «Атласа литолого-палеогеографических карт мира» показывает, что практически все они располагались на окраинах плит [9] и в их тектонической истории, конечно, должны были отразиться сложные процессы, известные для зон, переходных от континентов к океанам. Однако устойчивость в них тектонических режимов редко согласуется с очень динамичной обстановкой, предполагаемой с позиций тектоники плит в данной реконструкции и большинстве других, а тип вулканических проявлений часто не совпадает с предполагаемым по кинематике движений. Возможно, механизмы тектоники плит не единственная причина эволюции подвижных поясов. Поэтому при построении глобальных базовых карт необходим комплексный метод, учитывающий кроме палеомагнитных и палеоклиматических данных обязательно и систематизированные детальные палеотектонические материалы, что поможет в будущем восстановить реальную историю развития материков и океанов в палеозое.

#### Литература

1. Амиев М. М., Высоцкий В. И., Голенкова Н. П., Тимонин П. С. Геологическое строение и нефтегазоносность Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока. Баку: Эмл, 1979. 244 с.
2. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1981, вып. 347. 121 с.
3. Браташ В. И. Венд-палеозойские прогибы Иранского сегмента Альпийского подвижного пояса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 4, с. 5—22.
4. Гатинский Ю. Г. Пермь и триас юго-восточной части Азиатского континента.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 11, с. 47—64.
5. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкции положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным). М.: Наука, 1978. 121 с.
6. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1 : 10 000 000 / Ред. Грикуров Г. Э. Л., 1980. 135 с.
7. Отложения нижнего и среднего ордовика Монголии.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1981, вып. 354, с. 6—25.
8. Палеомагнетизм палеозоя / Ред. Храмов А. Н.— Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 335. 340 с.
9. Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. Л., 1984. 58 с.
10. Сеславинский К. Б. Тектоническое развитие Австралии в раннем и среднем палеозое.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 2, с. 39—49.
11. Сеславинский К. Б. Каледонский этап в развитии Анд.— Геотектоника, 1978, № 2, с. 67—82.
12. Сеславинский К. Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
13. Сеславинский К. Б., Каленова Г. Н. Средний палеозой Южной Америки.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 12, с. 32—42.
14. Сулди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Сеславинский К. Б. Палеотектоническая эволюция Африкано-Аравийского кратона в раннем и среднем палеозое.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 2, с. 37—43.
15. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А., Писаревский С. А., Почарская И. А., Ржевский Ю. С., Родионов В. П., Слауцитайс И. П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
16. Bally A. W., Allen C. R., Geyer R. B., Hamilton W. B., Hopson C. A., Molnar P. H., Oliver J. E., Opdyke N. D., Plafker G., Wu F. T. Notes on the Geology of Tibet and adjacent areas. Report of the American plate tectonics delegation to the People's republic of China.— USGS Open File Rep. 80—501, Wash., D. C., 1980, 100 p.
17. Borch C. C. Evolution of Late Proterozoic to Early Paleozoic Adelaide foldbelt, Australia: comparisons with Post-Permian rifts and passive margins.— Tectonophysics, 1980, v. 70, p. 115—134.

18. *Bucha V.* Palaeomagnetism and plate tectonics since the Lower Palaeozoic.— *Stud. Geophys. et Geol.*, 1975, v. 19, p. 42—60.
19. *Bucha V.* Model of the world plate tectonics since the Early Palaeozoic.— *Global Constr. and Geomagn. Field Palaeozoic. Proc. IUGC Symp.*, Canberra, Dec., 1979. Tokyo, Dordrecht, 1981, p. 47—60.
20. *Burke K., Dewey J. F., Kidd W. S. F.* World distribution of sutures—the sites of former oceans.— *Tectonophysics*, 1977, № 1—2, p. 69—99.
21. *Castanos A., Rodrigo L.* Paleozoico superior de Bolivia.— *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 1980, v. 52, № 4, p. 851—866.
22. *Chi-Ching Huang.* An outline of the tectonic characteristics of China.— *Ecolog. geol. helv.*, 1978, v. 71, № 3, p. 611—635.
23. *Churkin M., Eberlein G. D.* Ancient borderland terranes of the North American Cordillera: correlation and microplate tectonics.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, v. 88, p. 769—786.
24. *Cocks L. R. M., Fortey R. A.* Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain.— *J. Geol. Soc.*, 1982, v. 139, № 4, p. 465—478.
25. *Feist R.* Das Altpaläozoikum Südfankreichs.— *Schriften. Erdwiss. Kommis. Österr. Akad. Wiss.*, 1978, B. 3, S. 191—200.
26. *Franke D.* Entwicklung und Bau der Paläozoiden im nördlichen Mitteleuropa. Teil 1: Paläogeographisch-paläotektonische Entwicklung des Prädevon.— *Zeitschr. Geol. Wiss.*, 1978, Jahrg. 6, h. 1, S. 5—32.
27. *Gansser A.* The significance of the Himalayan Suture Zone.— *Tectonophysics*, 1980, v. 62, № 1—2, p. 37—52.
28. *Gee D. G., Zachrisson E.* The caledonides in Sweden.— *Sver. geol. unders*, 1979, 673, № 769. 48 p.
29. *Gilligan L. B., Scheibner E.* Lachlan fold belt in New South Wales.— *Tectonophysics*, 1978, v. 48, № 3/4, p. 217—266.
30. *Glennie K. W.* Outline of the Geology of Oman.— *Mem. hors-sér. Soc. geol. France*, 1977, № 8, p. 25—31.
31. *Gravenor C. P.* The nature of the Late Paleozoic glaciation in Gondwana as determined from an analysis of garnets and of her heavy minerals.— *Can. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, № 6, p. 1137—1153.
32. *Henriksen N.* East Greenland caledonian fold belt.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, № 78-13, p. 105—109.
33. *Hervé F., Davidson J., Godoy E., Mpodozis C., Covacevich V.* The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework.— *An. Acad. Brasil. Cienc.*, 1981, v. 53, N 2, p. 361—373.
34. *Higgins A. K.* Pre-Caledonian metamorphic complexes within the southern part of the East Greenland Caledonides.— *J. Geol. Soc. L.*, 1976, v. 132, p. 289—305.
35. *House M. R., Richardson J. B., Chaloner W. G., Allen J. R. L., Holland Ch. H., Westoll Th. St.* A correlation of the Devonian rocks in the British Isles.— *Geol. Soc. Spec. Rept.*, 1978, № 8, p. 1—110.
36. *Irving E.* Phanerozoic continental drift.— *Phys. Earth and Planet Intern.*, 1981, v. 24, № 2—3, p. 197—204.
37. *Kanasewich E. R., Havskov J., Evans M. E.* Plate tectonics in the Phanerozoic.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, p. 919—955.
38. *Keppie J. D.* Plate tectonic interpretation of Palaeozoic world maps (with emphasis on circum-Atlantic orogens and southern Nova Scotia).— *Nova Scotia Dep. Min. Pap.*, v. 77-3, Halifax, Nova Scotia, 1977. 45 p.
39. *Khain V. E., Sestavinsky K. B.* On Precambrian separation of the North American and Siberian Cratons.— *Geology*, 1979, v. 7, № 10, p. 466—467.
40. *Kobayashi T.* Современное состояние геологии и палеонтологии Тибета (Китай).— *Тячаку Дзасси, J. Geogr.*, 1980, v. 90, № 1, p. 38—45.
41. *Lin Baogu.* Силурийская система в Китае.— *Дичи сюэбао, Acta Geol. Sinica*, 1979, v. 53, № 3, p. 173—191.
42. *McElhinny M. W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge Univ. Press, 1973. 358 p.
43. *Michard A.* Breve description du segment caledono-hercynien du Maroc.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, № 78-13, p. 213—230.
44. *Monger J. W. H.* Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, p. 1832—1859.
45. *Murray C. G., Kirkegaard A. G.* The Thomson Orogen of the Tasman Orogenic Zone.— *Tectonophysics*, 1978, v. 48, № 3/4, p. 299—326.
46. *Odom A. L., Fullagar P. D.* Geochronologic and tectonic relationships between the Inner Piedmont, Brevard Zone and Blue Ridge belts, North Carolina.— *Amer. J. Sci.*, 1973, A273, p. 133—149.
47. *Oftedahl Ch.* Geology of Norway.— *Norg. geol. unders*, 1980, № 356, p. 3—114.
48. *Osberg Ph. H.* Synthesis of the geology of the Northeastern Appalachians, USA.— *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, v. 13, № 78, p. 137—147.
49. *Plumb K. A.* The tectonic evolution of Australia.— *Earth Sci Rev.*, 1979, v. 14, p. 205—249.
50. *Ramos E. L.* Geologia general y de Mexico, 1974. 509 p.
51. *Ridd M. F.* Possible palaeozoic drift of SE Asia and Triassic collision with China.— *J. Geol. Soc.*, 1980, 137, № 5, p. 635—640.
52. *Roberts J., Engel B. A.* Carboniferous palaeogeography of the Yarrol and New England Orogens eastern Australia.— *J. Geol. Soc. Austr.*, 1980, v. 27, № 1—2, p. 167—186.

53. *Scotese Ch. R., Bambach R. K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A. M.* Palaeozoic base maps.— *J. Geol.*, 1979, v. 87, N 3, p. 217—277.
54. *Smith A. G.* Phanerozoic equal-area maps.— *Geol. Ruusch.*, 1981, v. 70, № 1, p. 91—127.
55. *Smith A. G., Briden J. C., Drewry G. E.* Phanerozoic world maps.— In: *Organisms and Continents through time*, Spec. Pap. Palaeont. Soc., 1973, v. 12, p. 1—42.
56. *Smosna R., Patchen D.* Silurian evolution of Central Appalachian Basin.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 1978, v. 62, N 11, p. 2308—2328.
57. *Stocklin J.* Geology of Nepal and its regional frame.— *J. Geol. Soc. L.*, 1980, v. 137, p. 1—34.
58. *The Geology of New Zealand. V. 1/Ed. Suggate R. P., Wellington E. C., Keating*, 1978. 343 p.
59. *Thomas W. A.* Evolution of Appalachian-Quachita Salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin.— *Amer. J. Sci.*, 1977, v. 277, p. 1233—1278.
60. *Vanden Berg A. H. M.* The Tasman fold belt system in Victoria.— *Tectonophysics*, 1978, v. 48, № 3/4, p. 267—298.
61. *Walliser O. H.* The geosynclinal development of the Rheinische Schiefergebirge (Rhenohercynian Zone of the Variscides, Germany).— *Geol. en mijnbouw*, 1981, v. 60, № 1, p. 89—96.
62. *Walter R.* Paläogeographic des Siluriums in Nord-Mittel-, und Westeuropa.— *Geotekt. Forsch.*, 1972, h. 41, S. 1—180.
63. *Weyl R.* Geology of Central America.— 2nd, compl. rew. ed. Berlin.— Stuttgart, *Gebäude Borntraeger*, 1980, (Beitr. reg. Geol. Erde, B15). 371 p.
64. *Williams H.* Appalachian Orogen in Canada.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, № 3, p. 2, p. 792—807.
65. *Wrucke Ch. T., Churkin M., Heropoulos J. C.* Deep-sea origin of Ordovician pillow basalt and associated sedimentary rocks, northern Nevada.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, v. 189, № 8, p. 1272—1280.
66. *Yang Shih-Pu, Pan Kiang, Hou Hung-Fei.* The Devonian System in China.— *Geol. Mag.*, 1981, v. 118, № 2, p. 113—138.
67. *Ziegler A. M., Hansen K. S., Johnson M. E., Kelly M. A., Scotese C. R., Van der Voo R.* Silurian continental distributions, palaeogeography, climatology and biogeography.— *Tectonophysics*, 1977, v. 40, p. 13—51.

Институт геохимии и  
аналитической химии  
им. В. И. Вернадского

Поступила в редакцию  
1.VII.1983

УДК 551.243(470.22)

ДУШЕЙКО С. И.

### СКЛАДКИ ЗОН ПЛАСТИЧЕСКОГО СДВИГА, ОБРАЗОВАННЫЕ В СВЕКОФЕННСКОЕ ВРЕМЯ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Впервые для Беломорья рассматриваются складки зон пластического сдвига, их морфология и возрастное положение. Отмечается большое практическое значение этой складчатости, поскольку участки ее пересечения с северо-западными структурами, которые рассматриваются как рудоподводящие и рудоконтролирующие, являются потенциально пегматитоносными.

Полициклическое развитие беломорского комплекса, установленное в последние годы многими исследователями [1, 3, 4, 7, 9], заканчивается деформациями свекофеннского цикла [4, 5], возраст которого оценивается 2200—1800 млн. лет [3]. В результате свекофеннского тектогенеза были сформированы три системы открытых складок субширотного, северо-восточного и меридионального структурного плана с субвертикальным положением осевых поверхностей. Более поздние северо-западные складки ( $F_{46}^{IV}$ ) \* генетически связаны с зонами разрывов аналогичного простирания и крутого падения.

Исследование заключительных этапов деформаций свекофеннского цикла, проведенное на участке Большой Еловый наволок (западное побережье Лоухского озера, рис. 1), позволило выделить кроме известных ранее систем складчатости складки с субгоризонтальным положением осевых поверхностей ( $F_{46}^{IV}$ ). Известные ранее северо-западные складки и вновь установленная система складчатости имеют много общих черт, которые отличают их от складок общего смятия предшествующих этапов деформации и могут свидетельствовать об образовании этих двух складчатых систем в результате единой сдвиговой деформации. Складки подобного генезиса в Беломорье до самого последнего времени не были известны, но, поскольку они, как будет указано ниже, непосредственно связаны с рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами для пегматитовых жил Карелии, исследование морфологии и механизма образования этих складок представляется очень важным.

Характерные особенности складок  $F_{46}^{IV}$ , совокупность которых свидетельствует об их образовании в результате механизма пластического сдвига, сводятся к следующему. Складки с субгоризонтальным положением осевых поверхностей характеризуются прерывистым развитием в пространстве, приуроченностью к зонам сдвиговых деформаций, изменчивостью степени сжатости замковых частей в зависимости от их положения относительно зон разрывов, с которыми связано формирование зон повторного расланцевания в условиях фации дистен-мусковитовых гнейсов [5].

Локально распространенные по площади складки с субгоризонтальными осевыми поверхностями условно могут быть объединены в зоны, положение которых совпадает с ориентировкой реально наблюдаемых зон повторного расланцевания, имеющих пологие юго-восточные падения. Мощность этих условных зон не превышает двух-трех метров. Короткое подвернутое крыло имеет размеры порядка сантиметров-десят-

\*  $F$  — складчатость, складки; римская цифра сверху соответствует порядковому номеру цикла; арабская цифра внизу — порядковому номеру этапа деформаций; буквенный индекс указывает на различные системы одновозрастных складок.

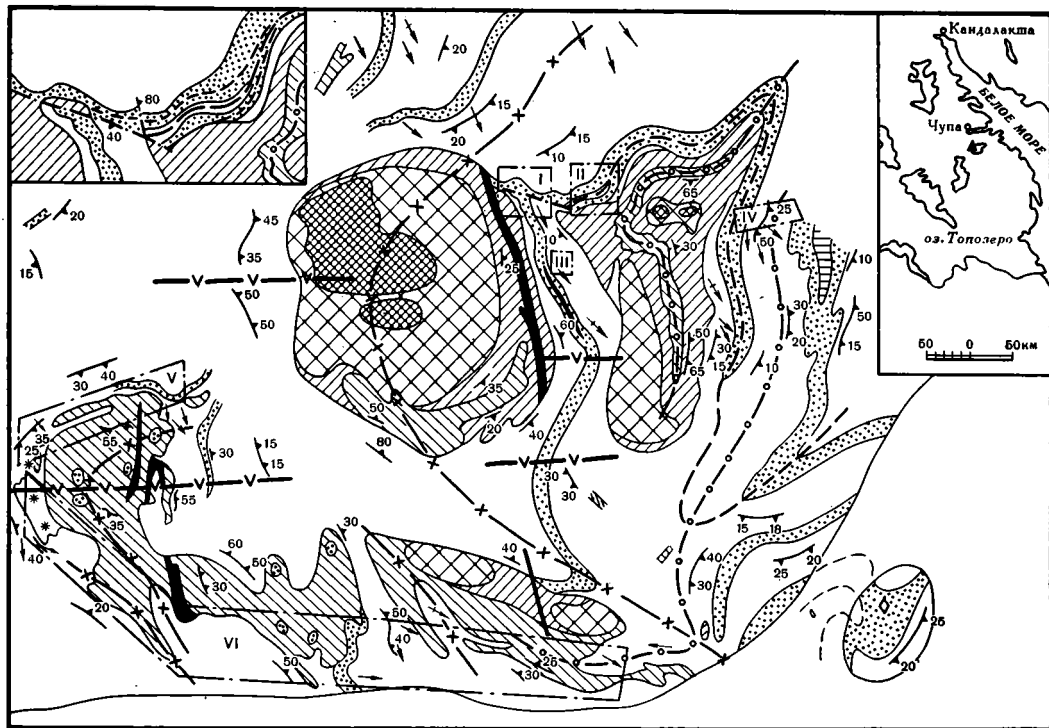


Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта участка Большой Еловый наволок. Составили М. Е. Салье, С. И. Душейко, И. М. Синельникова

1—3 — супракристалльные породы чупинской свиты: 1 — гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, 2 — биотитовые гнейсы, 3 — амфибол-биотитовые гнейсы; 4 — пегматитовые жилы позднесвекофеннского возраста; 5 — расланцованный ортотектит; 6 — базиты первой возрастной группы (раннеребольские); а — неизменные оливковые габбро-нориты, б — массивные гиперстеновые ортоамфиболиты, в — куммингтонит-жедритовые, г — гранат-полевошпатовые расланцованные амфиболиты, д — массивные гранатовые амфиболиты с моноклинным пироксеном и реликтами магматических, друзитовых структур; 7—10 — следы осевых поверхностей складок: 7 — третьего этапа деформации первого (доребольского) цикла, 8 — первого (а) и второго (б) этапов деформации второго (ребольского) цикла, 9 — первого этапа третьего (селецкого) цикла, 10 — первого этапа деформации четвертого (свекофеннского) цикла; 11 — зона пологого пластического сдвига; 12 — направление погружения шарниров складок ( $F_{IV}^4$ ), сопровождающих зоны пологих пластических сдвигов (а) и северо-западные крутопадающие зоны повторного расланцевания (б); 13 — элементы горизонтального (а) и наклонного (б) залегания сланцеватости и полосчатости; 14 — контуры доменов и их номера (римские цифры); 15 — район работ; в левом верхнем углу — деталь северного контакта базитов с гнейсами в районе I и II доменов



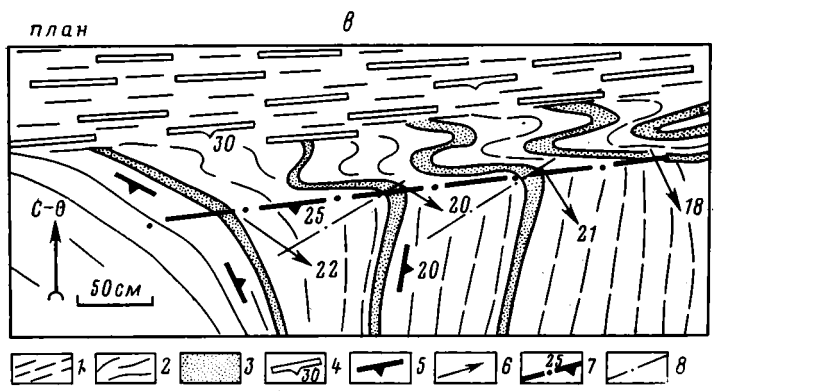
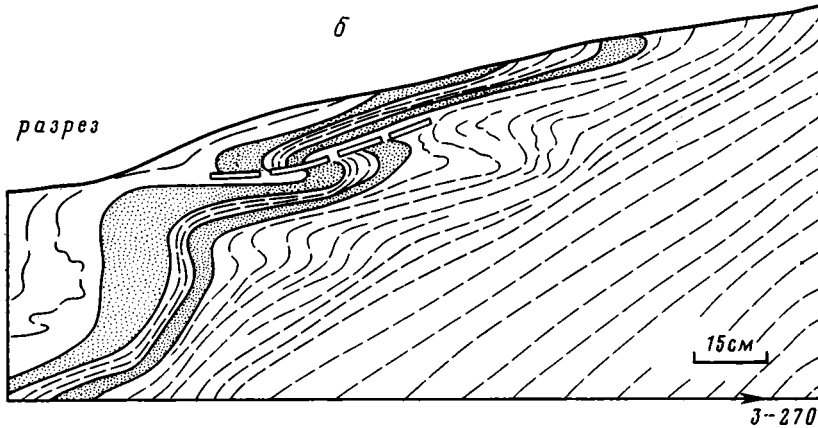
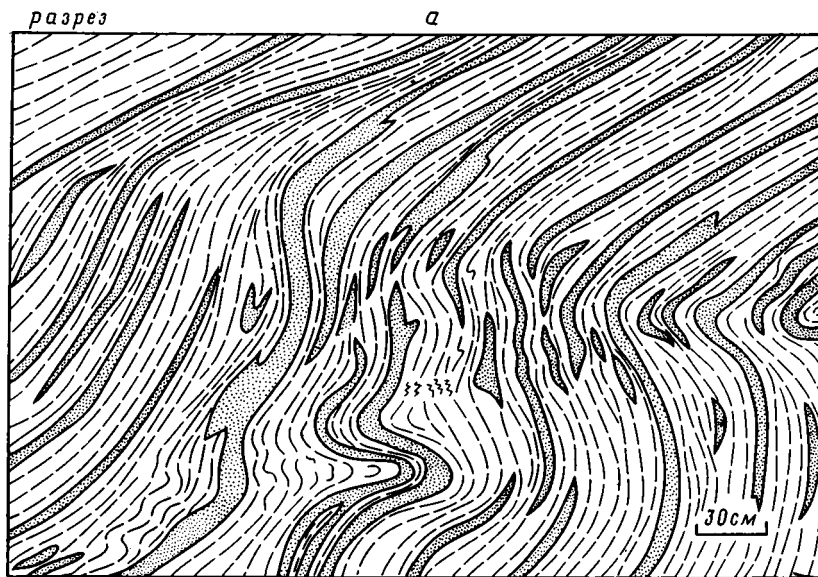


Рис. 2. Характер развития складок зон надвигов  
 1 — кианит-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; 2 — лейкократовые биотитовые гнейсы; 3 — лейкосома кварц-плагноклазового состава; 4, 5 — сланцеватость зон пластического сдвига заключительного этапа свекофеннского времени (4) и элементы залегания доминирующей сланцеватости и полосчатости доребольского — ребольского циклов (5); 6—8 — ориентировка шарниров (6), осевых (7) и бессекторных (8) плоскостей складок зон пластического сдвига

ков сантиметров, достигая нескольких метров только в исключительных случаях. Прерывистость развития обуславливает резкую дисгармонию складок: они быстро, на расстоянии десятков сантиметров-первых метров, затухают в направлении осевой поверхности, что хорошо наблюдается в разрезах (рис. 2, а). Очень часто складки имеют вид кинкбандов.

Непосредственно в обнажениях наблюдались элементы конической деформации: уменьшение радиуса кривизны изогнутой поверхности в местах затухания складок, пересечение шарниров нескольких смежных складок в одной точке.

Степень сжатости складок в общем случае зависит от интенсивности проявления сдвигового эффекта и достигает максимума именно вблизи пологих зон повторного расланцевания. В связи с этим угол между крыльями колеблется в широких пределах — от 10 до 150°, но наибольшим распространением пользуются складки с углом между крыльями от 60 до 80°. Подчеркнем, что степень сжатости рассматриваемых складок значительно превышает степень сжатости предшествующих им открытых складок этого же цикла.

Складки  $F_{46}^{IV}$  практически всегда связаны с зонами срывов, что определяет их асимметричность. При этом повсеместно наблюдается надвигание верхнего блока на нижний в северо-восточном направлении, которое устанавливается по смещению маркирующих границ (рис. 2, б). Это обуславливает выдержанность рисунка складок, соответствующего направлению указанного смещения блоков. Короткое крыло обычно имеет крутое падение, однако вблизи зон пластического сдвига оно подгибается вплоть до «опрокинутого» положения, параллельного срыву. Зоны срывов проходят по коротким крыльям и сопровождаются сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям складок. Они маркируются разрывом сплошности региональной метаморфической полосчатости и развитием наложенных метаморфических и ультраметаморфических процессов регрессивной стадии свекофеннского цикла, условия которой отвечают фации дистен-мусковитовых гнейсов. В результате сдвига в пределах компетентных слоев (биотит-плагиоклазовые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты) в основном возникают зоны срыва и повторного расланцевания, в то время как в более пластичных породах (глиноземистые гнейсы) формируется большое разнообразие пликативных форм.

В изученном районе пологие зоны пластического сдвига имеют в общем субширотное простирание при пологом падении в южном направлении. Мощность отдельных зон варьирует от первых сантиметров до 1 м, расстояние между ним в пределах серии зон колеблется от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Ширина таких серий редко превышает 10 м. Расстояние между сериями составляет, вероятно, около 400 м.

Все рассмотренные особенности складок  $F_{46}^{IV}$  свойственны и для северо-западных складок с крутыми осевыми поверхностями ( $F_{4a}^{IV}$ ). Как будет показано ниже, это объясняется тем, что они находятся в единой кинематической системе, т. е. образовались одновременно в одном поле напряжения.

Полевое изучение ориентировок структурных элементов выявленной системы складок ( $F_{46}^{IV}$ ) показало, что их шарниры погружаются в юго-восточном направлении при пологом падении осевой поверхности в том же направлении, т. е. осевая поверхность складок в целом имеет такую же ориентировку, как и зоны развития этой складчатости. Однако детальное сравнение показало, что осевые поверхности складок незначительно (на 5—10°) развернуты по часовой стрелке и занимают более пологое положение, нежели зоны развития складчатости. Осевые поверхности складок параллельны зонам повторного расланцевания, в то время как по отношению к падению метаморфической полосчатости они занимают кососекущее положение. Биссекторная и осевая плоскости складок

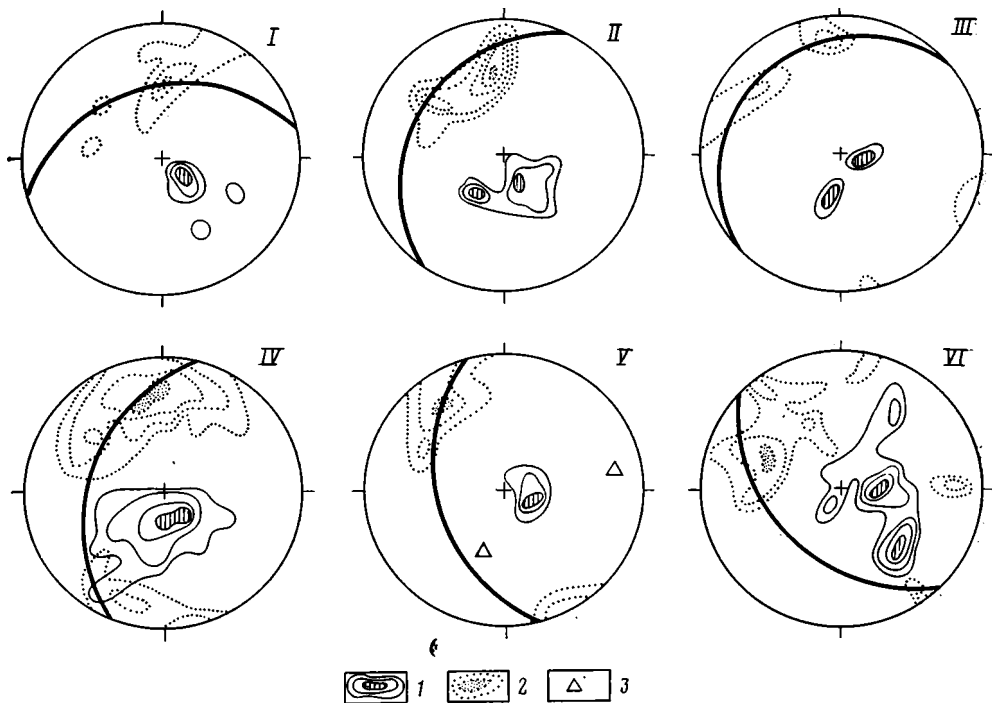


Рис. 3. Диаграммы ориентировок шарниров и полюсов осевых поверхностей складок зон пластического сдвига (верхняя полусфера)

Номера диаграмм соответствуют номерам доменов (рис. 1): I—10, II—20, III—16, IV—33, V—10, VI—25 замеров шарниров и осевых поверхностей складок зон пластического сдвига. 1 — изолинии шарниров складок  $F_{46}^{IV}$  для домена I—10—20—30%, II—5—10—15—20—25%, III—6—12%, IV—1—3—8—17%, V—10—20—30%, VI—4—8—12%. 2 — изолинии полюсов осевых поверхностей складок  $F_{46}^{IV}$  для домена I—10—20—30—40%, II—5—15—20%, III—6—12%, IV—1—3—8—17%, V—10—30—40%, VI—4—8—12—16%, 3 — максимумы ориентировок шарниров первых складок четвертого цикла; большие дуги — проекции общей сланцеватости.

в большинстве случаев не совпадают ввиду разной мощности пород на длинных и коротких крыльях (рис. 2, в).

Геометрический анализ доминирующей древней сланцеватости, осевых поверхностей и шарниров рассматриваемой группы складок показал, что ориентировка их структурных элементов в целом не зависит от положения общей сланцеватости (рис. 3), что, с нашей точки зрения, характерно для складок, возникающих при сдвиговой деформации. При более тщательном анализе обнаруживается некоторая тенденция приуроченности шарниров к плоскости общей сланцеватости (рис. 3).

Непосредственных возрастных соотношений со складчатыми структурами других возрастных групп не наблюдалось, однако ряд косвенных признаков позволяет достаточно уверенно говорить о возрастном положении рассматриваемой группы складок.

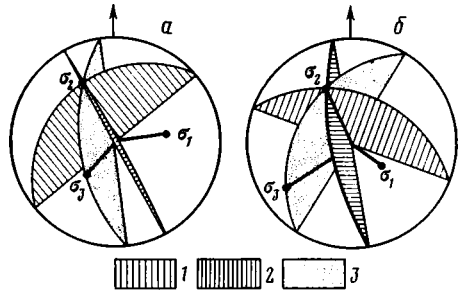
Косесекущая ориентировка их осевых поверхностей по отношению к положению общей сланцеватости свидетельствует о более молодом возрасте складок  $F_{46}^{IV}$  по сравнению со всеми складками первого и второго циклов и первыми складками третьего цикла, у которых ориентировка осевых поверхностей на большем своем протяжении согласована с общим залеганием пород. Шарниры первых складок свекофеннского возраста развернуты по дуге большого круга вокруг максимума шарниров анализируемой складчатости (рис. 3, домен V), что может быть интерпретировано как более позднее образование складок зон пластического сдвига по отношению к первым складкам четвертого цикла. Приурочен-

ность к зонам сдвиговой деформации большого количества разрывных нарушений может свидетельствовать о повышении вязкости среды, что дает основание рассматривать эти складки как образования заключительного этапа деформационного цикла.

Высказанное положение подтверждается и наблюдениями петрологического плана. К областям проявления исследуемой складчатости и особенно к сопровождающим их зонам повторного расланцевания приурочено развитие процессов гранатового и полевошпатового порфиробластеза, кислотного выщелачивания (образование кварц-мусковитовой и кварц-турмалиновой ассоциации), появление в лейкоosome гнейсов мел-

Рис. 4. Графическое сопоставление поверхностей скальвания (а) и графическое установление ориентировки осей напряжений по сопряженным поверхностям скальвания (б) (верхняя полусфера).

1 — проекция плоскости, параллельной зонам пластического сдвига; 2 — проекция плоскости, параллельной крутопадающим северо-западным зонам повторного расланцевания; 3 — предполагаемые трещины отрыва;  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  — оси главных нормальных напряжений алгебраически максимальных ( $\sigma_1$ ), промежуточных ( $\sigma_2$ ) и минимальных ( $\sigma_3$ )



козернистого дистена. Подобные наложенные метаморфические процессы характерны для заключительной, регрессивной стадии свекофенского цикла [6].

Одним из наиболее важных аргументов, подтверждающим образование выделенных складок на поздних этапах деформации свекофенского цикла, является их пространственная связь с пегматитовыми жилами, возраст которых, по данным U—Pb-метода, оценивается в 1800 млн. лет [8]. Подавляющее большинство пегматитовых жил Северной Карелии, выполняющих трещины отрыва, имеет субмеридиональное простирание и довольно крутое падение.

При графическом сопоставлении плоскостей, параллельных субгоризонтальным и северо-западным зонам пластического сдвига (рис. 4, а), выяснилось, что линия их пересечения в целом параллельна шарнирам исследуемых складок. Учитывая одновозрастность этих плоскостей, можно предположить, что эти структуры формировались в едином поле напряжения. Исходя из этого линия пересечения этих плоскостей сдвига отождествляется нами с осью промежуточных главных нормальных напряжений  $\sigma_2$ . Учитывая напряжения движения блоков можно определить оси алгебраически максимальных ( $\sigma_1$ ) и минимальных ( $\sigma_3$ ) главных нормальных напряжений. Согласно данным М. В. Гзовского [2], считаем, что трещины отрыва возникают по направлениям, параллельным осям алгебраически минимальных напряжений, и лежат в плоскости  $\sigma_2$ — $\sigma_3$ , которая в нашем случае имеет север-северо-западное простирание при крутом падении на восток. Ориентировка осей напряжений (рис. 4, б), установленная по сопряженным поверхностям скальвания, выделенным при картировании северного контакта базитов (левая врезка на рис. 1), не может, вероятно, отражать истинную картину для участка в целом из-за близости «жестких» массивов основных пород. Автор признает условность графического сравнения, поскольку крайне мало наблюдений по сопряженности этих плоскостей и отсутствуют данные по величине угла скальвания.

Таким образом, проведенными исследованиями выявлена новая генетическая система складок беломорид, а именно складки зон пластического сдвига. Выделение и картирование этой складчатости наряду с северо-западными складками и сопровождающими их зонами разрывных нарушений, которые рассматриваются как рудоподводящие и рудоконтролирующие структуры [4], будет иметь большое практическое зна-

чение, так как участки пересечения этих структур являются потенциально пегматитоносными.

Автор считает приятным долгом выразить глубокую благодарность М. Е. Салье, В. Л. Дуку, Ю. В. Миллеру и В. А. Глебовицкому, оказавшим большую помощь в подготовке и написании этой работы.

#### Литература

1. *Володичев О. И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Л.: Наука, 1975. 170 с.
2. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
4. *Салье М. Е.* Регрессивный метаморфизм — главная фаза рудогенеза при пегматитообразовании.— В кн.: Геология и генезис пегматитов. Л.; Наука, 1983, с. 30—59.
5. *Салье М. Е., Виноградов Д. П., Гаврилова Л. М.* Фракционирование изотопов кислорода в минералах полиметаморфических комплексов докембрия. Л.: Наука, 1983. 157 с.
6. *Салье М. Е., Глебовицкий В. А.* Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 188 с.
7. *Стенарь М. М.* Периоды деформаций беломорского комплекса.— В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973, с. 9—18.
8. *Ступникова Н. И., Зыков С. И., Жиров К. К.* Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85—193.
9. *Сыстра Ю. И.* Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 167 с.

Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР  
Ленинград

Поступила в редакцию  
10.VIII.1982

УДК 551.242.31 + 551.26(234.85 + 237.2)

ЛЕЙТЕС А. М., САМЫГИН С. Г.

## НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ УРАЛА И АППАЛАЧЕЙ

Рассмотрены составленные в одном масштабе последние тектонические карты двух однотипных складчатых поясов. В основу этих карт положены одинаковые принципы тектонического районирования, которые опираются на сравнительный анализ геологических структур и формаций, базирующийся на принципе актуализма, и мобилистскую трактовку геодинамических обстановок прошлого. Структурно-вещественные комплексы, выделенные на карте Аппалачей, полностью или частично соответствуют основным историко-геологическим понятиям концепции стадийного развития земной коры континентов, разрабатываемой в Геологическом институте АН СССР и впервые использованной при составлении тектонической карты Урала. Карта Урала и опубликованная вслед за ней карта Аппалачей демонстрируют важнейшие черты тектоники обоих регионов, раскрывают закономерную последовательность этапов становления и эволюции континентальной коры и ставят новые задачи, требующие решения.

Важнейшей задачей наук о Земле, и прежде всего геотектоники, является выяснение закономерностей формирования земной коры. Эта задача стала особенно актуальной сейчас, когда в результате исследований последних 15—20 лет получены принципиально новые данные о геологии дна морей и океанов, о строении глубинных зон земной коры континентов, когда в геологическую практику широко внедряются результаты точных количественных методов исследования (геофизических, геохимических, петрохимических, радиогеохронологических, изотопных и т. д.). Поток свежего фактического материала противоречит многим привычным представлениям, требует их решительного пересмотра и вызывает к жизни новые научные концепции.

В геотектонике произошел крутой поворот от фиксистских представлений к идеям мобилизма. Отождествление офиолитовых серий, наблюдаемых на континентах, с разрезами земной коры современных океанов и окраинных морей дало возможность выявить в структуре материков реликты океанической коры геологического прошлого и породило мобилистскую трактовку палеотектоники складчатых областей.

Новый подход к исследованию геологического строения и истории складчатых областей современных континентов, развиваемый в Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Пейве [1—4, 8 и др.], позволил обосновать фундаментальный вывод о том, что континентальная земная кора с гранитно-метаморфическим слоем не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате сложной совокупности тектонических движений, процессов осадконакопления, магматизма и преобразования горных пород. Именно эти процессы приводят к становлению земной коры континентов в ходе последовательных структурно-вещественных преобразований океанической коры геологического прошлого и ее превращения в кору континентальную. Показано также, что общий ход корообразующих процессов в геологической истории конкретных складчатых областей иногда прерывался этапами деструкции, приводившими к большему или меньшему раскрытию структур с корой океанического типа.

Длительное и сложное формирование и дальнейшая эволюция земной коры континентов происходили в течение океанической, переходной и континентальной стадий, сменявших одна другую во времени. Каждой из стадий на тех или иных этапах развития отвечают определенные ряды формаций и комплексы-показатели различных геодинамических обста-

новок прошлого. Концепция стадийного развития земной коры континентов [3, 8] дала возможность по-новому подойти к познанию закономерностей распределения тектонических форм во времени и пространстве и проводить тектоническое районирование не по возрасту главной складчатости, как это делалось, подчас весьма субъективно, до сих пор [12, 13, 15 и др.], а по времени становления континентальной коры и слагающих ее гранитно-метаморфических слоев разного возраста с выделением различных формаций, отвечающих отдельным стадиям этого длительного и сложного поступательного процесса.

Новые принципы тектонического районирования были реализованы при составлении региональных тектонических карт Урала [16], Востока СССР и сопредельных областей [10], Восточного Казахстана [11] и обзорной тектонической карты Северной Евразии [14]. На перечисленных картах изображено строение земной коры крупных регионов, показаны пространственно-временные соотношения важнейших элементов структуры и формаций горных пород, находящихся как в автохтонном, так и в аллохтонном залегании, и выделены геологические комплексы, отвечающие различным стадиям становления и эволюции континентальной коры. Содержание карт раскрывает историю формирования земной коры крупных регионов, показывает сложность, а порой и противоречивость этого длительного процесса, который сопровождался крупными перемещениями масс. Тектонический синтез, выполненный при составлении карт и подготовке пояснительных текстов [6—9], демонстрирует и общие геодинамические закономерности, например периодичность проявления мощных процессов сжатия и растяжения литосферы. Формирование гранитно-метаморфических слоев происходит в обстановке сжатия и тектонического скупивания, а заложение и раскрытие новых океанических структур — при растяжении и рифтогенезе, которые происходят в это же время в тылу областей преобладающего сжатия.

Новые принципы тектонического районирования использованы при составлении тектонических карт не только у нас в стране, но и за рубежом. Первой зарубежной картой такого рода является Тектоническая карта (*Tectonic lithofacies map*) Аппалачского орогена, опубликованная в 1978 г. известным канадским тектонистом Г. Вильямсом [18]. Представляется интересным сравнить, как показана структура и как проведено тектоническое районирование однотипных геологических регионов на примере упомянутой карты Аппалачей и Тектонической карты Урала, составленной в таком же масштабе (1 : 1 000 000) и изданной в 1976 г. [16].

Как известно, Урал и Аппалачи во многом очень похожи. Оба складчатых пояса на западе граничат с древними платформами, разделены на две крупные зоны — западную миогеосинклинальную и восточную эвгеосинклинальную, имеют сходные внутреннюю структуру и геологическую историю [2]. И в Аппалачах, и на Урале известны прямые признаки былого существования структур с корой океанического типа, которые образовались в результате рифтогенеза докембрийской континентальной коры [5, 9, 16, 18 и др.]. Закрытие океанических структур обоих регионов обусловлено мощными процессами тектонического скупивания с ведущей ролью шарьяжеобразования и становлением палеозойской континентальной коры на месте океанических областей прошлого.

Миогеосинклинальная зона, издавна выделяемая на Урале, на Тектонической карте [16] показана как область с континентальной корой, сформированной в докембрии. Здесь выделены участки с дорифейской корой, представленные гранитно-метаморфическим фундаментом, рифейским шельфовым и вендским орогенным комплексами, располагающимися на этом фундаменте, а также участки с вендской континентальной корой, где на метаморфических комплексах залегают вендские орогенные образования. Среди палеозойских (средний ордовик — нижний карбон) отложений этой области различаются по-разному деформированный шельфовый комплекс с терригенно-карбонатным типом разреза и комплекс склона и подножия Восточно-Европейского палеоконтинен-

та (известняково-кремнисто-глинисто-сланцевая, алевролитово-сланцевая и другие формации).

Миogeосинклинальная область Аппалачей рассматривается как древняя континентальная окраина востока Северной Америки [18—20], в пределах которой выделены докембрийский гранитно-метаморфический фундамент и раннепалеозойские (кембрий — средний ордовик) комплексы шельфа, континентального склона и подножия, т. е., как и на западе Урала, область с континентальной корой, сформированной в докембрии. Шельфовые разрезы и здесь терригенно-карбонатные, а толщи континентального склона и подножия представлены тонкообломочными (до глинистых) отложениями и известняковыми брекчиями.

Эвгеосинклинальная зона Урала отнесена к области с континентальной корой, сформированной в позднем палеозое. В истории становления и эволюции земной коры этой области выделяются раннепалеозойские деструктивные комплексы рифтовой стадии, комплексы меланократового основания, комплексы океанической стадии, формировавшиеся на меланократовом основании, комплексы переходной стадии, возникшие на коре переходного типа, комплексы предконтинентальной и континентальной стадий на гранитно-метаморфическом слое и коре континентального типа.

Рифтогенные комплексы, указывающие на начальную стадию раскрытия Уральской океанической структуры, сохранились преимущественно за ее пределами на западном склоне Урала и представлены вулканогенными, терригенными и интрузивными образованиями позднего кембрия — ордовика. Главную роль среди них играют вулканиты и дайки преимущественно основного состава, нередко субщелочные и щелочные, и терригенные (наземные и морские) отложения местного происхождения, среди которых много грубообломочных разностей.

Меланократовое основание Уральского палеоокеана расчленено по формационному признаку на несколько комплексов (дунит-гарцбургитовый, «полосчатый», метаморфогенных габброидов и др.), отвечающих нижней части разрезов офиолитовой ассоциации. Отдельно показаны гипербазиты и габброиды зон серпентинитового меланжа.

Среди образований океанической и переходной стадий на Тектонической карте Урала выделены соответственно комплексы раннего и позднего этапов, относительно дробно расчлененные по возрасту и формационной принадлежности. Комплексы раннего этапа океанической стадии включают недифференцированную спилит-диабазовую и спилит-диабаз-кремнистую формации, возраст которых в частных структурах варьирует от ордовика до силура — раннего девона. В составе комплексов позднего этапа этой стадии выделяются контрастная натровая (спилит-альбитофировая) и кремнисто-сланцевая формации, расчлененные на несколько возрастных групп в интервале от раннего силура до среднего девона.

Комплексы раннего этапа переходной стадии включают три крупные вулканогенно-осадочные формации: андезитово-дацитовую, андезитово-базальтовую и олистостромовую, разделенные по возрасту на образования от венлокско-раннеудловских до средне- и позднедевонских, и тоналит-плагиогранитную интрузивную формацию. Перечисленные комплексы раннего этапа сопоставляются с геологическими формациями современных островных дуг [9]. Среди образований позднего этапа переходной стадии выделены вулканогенно-осадочные трахибазальтовая и трахибазальт-трахиандезитовая формации, формация базальтовых порфиритов, известняково-терригенная осадочная и габбро-гранит-сиенитовая интрузивная формации, датируемые временем от позднего силура до позднего девона. В составе формационных подразделений позднего этапа переходной стадии на Тектонической карте Урала специальным знаком выделен комплекс-показатель регионального шарьяжеобразования, представленный граувакковым флишем (фамен — турне). Этот комплекс отвечает этапу интенсивных горизонтальных движений с формированием крупных аллохтонных масс, перемещавшихся с востока на за-



пад, таких, например, как Сакмарский аллохтон, который перекрыл восточный край Восточно-Европейского палеоконтинента, где в Зилаирском прогибе накопились особенно мощные толщи грауваккового флиша.

Комплексы предконтинентальной стадии (ранний карбон) накапливались на коре, уже обладавшей достаточно выраженным гранитно-метаморфическим слоем, который, однако, еще не подвергся массовой гранитизации. Для них характерно появление аркозового обломочного материала в терригенных отложениях, а среди вулканогенных образований — кислых субщелочных вулканитов с калиевой специализацией щелочности. Сюда отнесены терригенно-вулканогенная контрастная, песчанико-сланцевая угленосная, карбонатная (слоистых известняков) и интрузивная габбро-гранитная формации.

Начало континентального развития на Урале знаменуется появлением орогенных комплексов, отвечавших времени мощного тектонического скупивания, складчатости, интенсивного метаморфизма, массового гранитообразования и возникновения на месте былой океанической структуры горного сооружения с корой континентального типа. Этому этапу (средний карбон — триас) отвечают формации нормальных гранитов и адамеллит-гранитная, нижняя и верхняя молассы. На восточном склоне Урала распространены преимущественно плутонические формации, образующие так называемую Главную гранитную ось, с которой связаны и в разной степени метаморфизованные породы. Основной зоной накопления моласс и других осадочных формаций орогенного этапа был западный склон, где сформировался Предуральский краевой прогиб, возникший в качестве структуры, компенсационной разрастающемуся горному сооружению.

Комплексы более позднего этапа континентальной стадии представлены траппами, чередующимися с наземными обломочными отложениями (нижний и средний триас) и угленосной формацией (верхний триас — нижняя юра), залегающими в отдельных грабенах и впадинах; начиная с поздней юры, формируется осадочный платформенный чехол.

На Тектонической карте Аппалачей в пределах эвгеосинклиальной зоны выделены реликты океанической коры и мантии палеоокеана Япетус, различные комплексы, составлявшие осадочно-вулканогенную оболочку ложа палеоокеана и его восточной окраины, а также комплексы, слагавшие восточное континентальное обрамление Япетуса.

На время заложения палеоокеана указывают рифтогенные комплексы (поздний докембрий — ранний кембрий), сохранившиеся, как и на Урале, главным образом в пределах западной континентальной окраины. К ним отнесены контрастная вулканическая серия и связанные с ней основные дайки, аркозовые песчаники и конгломераты.

Реликты океанической коры и мантии палеоокеана Япетус представлены относительно полными разрезами офиолитовой ассоциации [18—20], верхние компоненты которой имеют позднекембрийский — раннеордовикский возраст. Единственный знак, предусмотренный для этого комплекса на карте Аппалачей, объединяет в сущности комплексы меланократового основания и раннего этапа океанической стадии, подробно расчлененные на Тектонической карте Урала.

Одним общим цветом на Тектонической карте Аппалачей показаны также комплексы позднего этапа океанической стадии и островодужные комплексы переходной стадии. Сюда отнесены вулканиты толеитовой и известково-щелочной серий, граувакки, сланцы, кремнистые породы, известняки и олистостромы (кембрий — средний ордовик).

Очень удачно на карте Аппалачей расчленены комплексы предполагаемого восточного обрамления Япетуса. Специальными знаками показаны: отложения континентального подножия, представленные обломочными породами и в меньшей степени вулканитами (ранний ордовик и древнее); нерасчлененные комплексы метаморфизованного чехла и сиалического фундамента, среди которых присутствуют осадочные и вулканогенные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, гнейсы и мигматиты (ранний ордовик — поздний докембрий с рядом да-

тировок около 1,6 млрд. лет); формации докембрийского кристаллического фундамента (гнейсы, мигматиты, чарнокиты местами с возрастом около 1,0 млрд. лет) и платформенного чехла (мраморы, кварциты и ассоциирующие с ними метаосадки и амфиболиты); своеобразный преимущественно позднедокембрийский комплекс слабо метаморфизованных, главным образом обломочных, отложений, включающих тиллиты; отложения морского шельфа и материковых прогибов, накопившиеся к востоку от Япетуса (главным образом глинистые сланцы, песчаники и известняки кембрия — среднего ордовика). Все эти комплексы представляют собой различные перемещенные фрагменты гранитно-метаморфических слоев и перекрывавших их преимущественно осадочных оболочек, принадлежащих области с докембрийской континентальной корой, которая находилась восточнее Япетуса. В легенде к тектонической карте [18] часть из них даже названа афро-европейскими элементами Аппалачского орогена, что подчеркивает мобилистскую трактовку его палеотектоники.

На Тектонической карте Урала [16] также показаны многочисленные фрагменты докембрийской коры, участвующие в строении области с континентальной корой, сформированной в позднем палеозое. Среди них различают дорифейские и рифейские гранитно-метаморфические комплексы, нерасчлененные рифейские и палеозойские гранитизированные комплексы и метаморфизованные комплексы палеозойского чехла. Гранитно-метаморфические комплексы нередко слагают куполовидные структуры.

Возможности палеотектонических реконструкций по положению фрагментов древней коры в структуре Урала менее определены по сравнению с тем, как это сделано на карте Аппалачей. На последней фрагменты восточного континентального обрамления палеоокеана (зона Аваллон) четко отделены от выступов докембрийского кристаллического фундамента Северо-Американского палеоконтинента, обнажающихся сейчас среди аллохтонных комплексов океанической и переходной стадией в ядрах некоторых гнейсовых куполов, таких, как Балтиморский, Честерский и др. Между тем на карте Урала фрагменты древней коры, по всем признакам принадлежавшие фундаменту Восточно-Европейского палеоконтинента (Сысертско-Ильменогорский и др.), не отделены от подобных образований восточного континентального обрамления, широко распространенных, например, в Мугоджарах. Те и другие показаны одинаковыми знаками. Однако их соотношения с окружающими толщами, некогда накопившимися на коре океанического типа и содержащими фрагменты меланократового основания, всюду трактуются вполне однозначно. Последние во всех случаях имеют тектонические контакты с древними фрагментами континентальной коры или их палеозойской оболочкой и слагают аллохтонные пластины и пакеты пластин. Скучивание этих пластин началось у западного края палеоокеана, причем наиболее интенсивное шарьирование на запад происходило в фаменско-раннетурнейское время. С конца раннего карбона комплексы восточной части палеоокеанического сектора надвигались на восток [5, 9]. Позже, при формировании гранито-гнейсовых куполов, породы параавтохтона и аллохтона были совместно деформированы и метаморфизованы.

Как и на Тектонической карте Урала, на карте Аппалачей особым знаком выделен трансгрессивный комплекс, очень важный для понимания истории формирования покровной структуры складчатого пояса. Он сложен граувакками, алевролитами и глинистыми сланцами среднего ордовика, накопление которых предшествовало и сопровождало шарьирование на запад фрагментов океанической коры и соседствовавших с ними отложений континентального склона и подножия (например, аллохтона Хамбер Арм на Ньюфаундленде). В современном срезе Аппалачского орогена комплекс сохранился главным образом в его западной зоне, которая возникла на месте восточной окраины Северо-Американского палеоконтинента. Как и на Урале, формированием мощной

серии граувакк и глинистых сланцев здесь завершилась переходная стадия развития региона. И хотя условные обозначения Тектонической карты Аппалачей не предусматривают постадийную рубрикацию и выделение комплексов переходной стадии, все более поздние структурно-литофациальные (формационные) подразделения охватывают только комплексы предконтинентальной и континентальной стадий, очень обобщенно показанные на этой карте.

В пределах всего складчатого пояса Аппалачей распространены показанные одним цветом морские и частично континентальные осадочные и более редкие вулканогенные отложения позднего ордовика, силура и девона. Отцифровкой отмечены различия в составе этих толщ, развитых в разных зонах и включающих образования различной формационной принадлежности. Они соответствуют комплексам предконтинентальной и частично континентальной стадий, выделенным на карте Урала. Так, например, тонкослоистые известняково-сланцевые отложения отвечают формации слоистых известняков Урала, морские и наземные отложения, сочетающиеся с бимодальными вулканитами, — терригенно-вулканогенной контрастной формации, мелководные морские и частично наземные отложения — нижней молассе и т. д.

Другим цветом изображены более молодые (карбон — пермь) континентальные отложения позднеорогенного и посторогенного этапов, которые соответствуют комплексам раннего этапа континентальной стадии на уральской карте.

Отдельно показаны на карте Аппалачей плутонические габбро-диоритовый и гранитный комплексы, преимущественно среднепалеозойские (девонские) и местами позднепалеозойские, а также обычно вмещающие их кристаллические сланцы и амфиболиты, возникшие в результате преобразования различных докембрийских и палеозойских пород в широкой зоне сочленения палеоокеанической структуры и ее восточного обрамления. Гранитно-метаморфический пояс протягивается с юга на север через все Аппалачи. Как и на Урале, его формирование обеспечило здесь становление палеозойской континентальной коры.

Самый молодой комплекс Аппалачского складчатого пояса — триасовые и частично юрские наземные осадочные и вулканогенные толщи, а также сочетающиеся с ними дайки и силлы основных пород — выделен как рифтогенный и связывается с раскрытием Атлантического океана. Этому комплексу на Урале соответствуют грабеновые накопления позднего этапа континентальной стадии, также свидетельствующие об активизации процессов растяжения на соседней с востока территории, ныне погребенной под мощным чехлом осадков Западно-Сибирской низменности [8, 14].

Проведенное сопоставление показывает, что комплексы, выделенные на Тектонической карте Аппалачей [18], полностью или частично соответствуют структурно-формационным подразделениям, свойственным основным этапам и стадиям, которые были обоснованы при разработке концепции стадийного развития континентальной земной коры [3, 8 и др.] и впервые использованы при составлении Тектонической карты Урала [16]. Об объективности подобного подхода к тектоническому районированию, в основу которого положен сравнительный анализ геологических структур и формаций, опирающийся на принцип актуализма, свидетельствует тот факт, что авторы, принадлежащие к различным научным школам, выделили и показали на тектонических картах Урала и Аппалачей одни и те же главные элементы строения складчатых поясов и их палеотектоники. Не случайно поэтому и то, что оба пояса, однотипно построенные и прошедшие почти одинаковую геологическую историю, выглядят очень похожими и на тектонических картах, хотя одноименные стадии развития земной коры начинались в Аппалачах заметно раньше, чем на Урале.

В обоих складчатых поясах ведущим механизмом формирования палеозойского гранитно-метаморфического слоя было сближение и резкое ссучивание более древних континентальных масс, что вызвало закрытие

и исчезновение Япетуса и Уральского палеоокеана. Океанические и смежившие их выше комплексы, равно как и смежные по латерали толщи, накопившиеся у подножий и на склонах палеоконтинентов, были неоднократно шарьированы в пределы материковых окраин, причем и на Урале, и в Аппалачах обдукция на восток началась в целом позже, чем обдукция на запад.

Горизонтальные движения, происходившие в условиях нараставшего тангенциального сжатия, привели к тому, что в областях новообразованной континентальной коры, сформированной в палеозое, появились тектонически перемещенные сюда и имеющие столь большое значение фрагменты более древней коры. В конечном итоге пододвигавшиеся континентальные плиты столкнулись, вызвав резкое утолщение гранитно-метаморфического параавтохтонного субстрата. Фрагменты западного и восточного обрамлений обеих палеоокеанических областей в современной структуре располагаются практически на одной линии. Скучивание сопровождалось ремобилизацией и анатексисом пород докембрийских кристаллических комплексов, интенсивными гранитообразованием и метаморфизмом, охватившими также комплексы океанической, переходной и предконтинентальной стадий.

Время массового гранитообразования, завершившего процесс становления зрелой континентальной коры, в складчатом поясе Аппалачей приходится в основном на середину девона, а на Урале — на конец карбона. Мощные складчатые деформации и сопутствовавшее им шарьирование в обоих регионах произошли несколько раньше: соответственно в начале среднего девона и в среднем карбоне. Последующие гранитообразование и метаморфизм, спаявшие воедино в виде линейного горно-складчатого сооружения западные и восточные континентальные окраины и некогда разделявшие их океанические области, наиболее широко проявились в восточных зонах Урала и Аппалачей и почти не затронули западные с находящимися там аллохтонами. Последние четко обозначены как на уральской карте (Сакмарский, Краклинский, Нязепетровский, Малопечерский, Лемвинский и другие аллохтоны), так и на карте Аппалачей (аллохтоны Хейр Бей, Хамбер Арм, Шикшок и др., Таконский и Хэмбургский «клиппы»).

Формирование большинства из перечисленных аллохтонов происходило довольно долго и началось еще на переходной стадии развития палеоокеанических секторов. Фаза интенсивного шарьяжеобразования приходится на конец этой стадии (средний ордовик в Аппалачах, поздний девон — ранний карбон на Урале), когда в результате тектонического расчешуивания и разлинзования, вызванных столкновением островодужных структур с западными палеоконтинентами [17, 20], замкнулись многие частные бассейны с корой океанического типа и сильно сократилась ширина всей палеоокеанической области. Одновременно перед фронтом двигавшихся масс на разнородном основании накопились характерные толщи грауваккового флиша и олистостром.

Первоначальные размеры океанических структур прошлого ни в Аппалачах, ни на Урале не известны. При сравнении тектонических карт можно лишь заключить, что палеоокеан Япетус возле Северо-Американского палеоконтинента был, по-видимому, уже Уральского и выклинивался в южном направлении. Поэтому в Аппалачах гораздо меньше выходов меланократового основания и вообще пород офиолитовой ассоциации, которые почти полностью исчезают на юге складчатого пояса. Среди комплексов океанической стадии очень много, особенно в Южных Аппалачах, флишоидных серий, с большой ролью терригенного материала континентального происхождения. Возникшие в переходную стадию вулканические островные дуги более примитивны и не столь многочисленны, как на Урале. Они однообразны в формационном отношении (формации только раннего этапа) и не мигрировали, последовательно отмирая с течением времени, от краев океанической области к ее осевой части. Наконец, Аппалачи отличаются от Урала присутствием в составе комплексов предконтинентальной стадии и среди аналогов нижней

молассы большого количества наземных осадочных и вулканогенных пород.

Заканчивая сравнение тектонических карт Урала и Аппалачей, отметим, что их анализ ставит ряд интересных вопросов, касающихся реконструкции геодинамических обстановок прошлого, в первую очередь областей с корой океанического типа. Остается неясным, были ли Япетус и Уральский палеоокеан структурами типа современной Атлантики или представляли собой системы малых океанических бассейнов, разделенных микроконтинентами. Были ли и где располагались зоны субдукции и спрединга? В связи с этим встает проблема отождествления офиолитов с разрезами коры определенных океанических структур. Отвечают ли офиолиты геодинамической обстановке открытого океана, или, что представляется более вероятным, они были связаны с краевыми морями, междуговыми и приостроводужными бассейнами?

Нельзя считать решенным и вопрос о времени заложения палеоокеанических бассейнов, которое для Аппалачей датируется самым концом докембрия (примерно 600 млн. лет назад [19]), а для Урала — рубежом между кембрием и ордовиком. Вместе с тем на обеих картах есть указания на более раннее существование структур океанического типа. Так, в Аппалачах непосредственно западнее главных разрезов палеоокеанического сектора, т. е. западнее линии Бревард — Бромптон — Байя Вер, выделен метаморфизованный комплекс сложного состава, образовавшийся у края Северо-Американского палеоконтинента и включающий породы с датировками около 800 млн. лет (например, комплекс Флерде-Ли на Ньюфаундленде, разрез восточной части хр. Блю Ридж в Южных Аппалачах). Аналогичное положение на Южном Урале занимают слабо метаморфизованные заведомо докембрийские отложения континентального склона и подножия (суваньякский комплекс хр. Уралтау), которые на западе сменяются рифейскими разрезами шельфового типа, а на востоке — нерасчлененным комплексом пород меланократового основания и океанической стадии, испытавших эклогит-глаукофанланцевый метаморфизм (максютковский комплекс рифея и его аналоги на Полярном Урале) и располагающихся непосредственно западнее Главного Уральского разлома. Такие латеральные ряды структур и формаций позволяют предполагать, что палеоокеанические области Урала и Аппалачей имели, по-видимому, свою более древнюю историю.

Итак, выше было показано, что новая тектоническая карта Урала и вышедшая вслед за ней карта Аппалачей демонстрируют важнейшие черты тектоники обоих складчатых поясов и раскрывают закономерную последовательность этапов становления и эволюции континентальной земной коры в их пределах. Рассмотренные карты, составленные на основе одинаковых принципов тектонического районирования, хороши еще и тем, что представленная на них трактовка строения и истории развития двух конкретных регионов ставит перед исследователями новые вопросы и намечает новые задачи, требующие решения.

#### Литература

1. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—23.
2. *Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— *Геотектоника*, 1973, № 3, с. 3—13.
3. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др.* Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— *Сов. геол.*, 1972, № 12, с. 7—25.
4. *Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 56—70.
5. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
6. *Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000)*. М.: Наука, 1982. 138 с.
7. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана*. М.: Наука. 285 с.
8. *Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000)*/Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А., Яншин А. Л. М.: Наука, 1980. 222 с.

9. Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000) / Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. М.: Наука, 1977. 120 с.
10. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей. М-б 1 : 2 500 000. Магадан: Министерство геологии СССР, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР, Геологический институт АН СССР, 1979.
11. Тектоническая карта Восточного Казахстана. М-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1981.
12. Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1966.
13. Тектоническая карта Европы. М-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1964.
14. Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1979.
15. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-б 1 : 5 000 000. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
16. Тектоническая карта Урала. М-б 1 : 1 000 000. М.: Министерство геологии СССР, НПО «Аэрогеология», 1976.
17. *Ruzhencev S. V., Samygin S. G.* Tectonic evolution of the South Uralian ophiolites.— In: *Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals*. St. Johns, Memorial University of Newfoundland, 1979, Rep. № 8, p. 115—125.
18. *Williams H.* Tectonic lithofacies map of the Appalachian orogen. Scale 1 : 1 000 000. St. Johns, Newfoundland, Canada. Memorial University of Newfoundland, 1978.
19. *Williams H.* Appalachian orogen in Canada.— *Canada. J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, № 3 (part 2), p. 792—807).
20. *Williams H., Hatcher R. D.* Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen.— *Geology*, 1982, v. 10, p. 530—536.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
13.III.1984

УДК 551.242.31 (574)

КАРЯЕВ В. А.

ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОГО  
КАЗАХСТАНА

Палеозойды Центрального Казахстана рассматриваются с позиций гипотезы тектоники плит. Предполагается, что континентальная кора Центрального Казахстана сформировалась уже к концу силура. Все каледонские структуры были созданы в процессе взаимодействия Казахстанского микроконтинента и палео-Азиатского океана. В герцинское время развитие произошло по принципу активной континентальной окраины, включавшей три зоны: краевой прогиб, вулканоплутонический пояс, внутриконтинентальную (квазиплатформенную) область, которые существовали в течение девона и карбона, смещаясь со временем в юго-восточном направлении. Отмечается резкая наложенность герцинских структур на каледонские и отсутствие между ними генетической связи. Предлагается различать геосинклиналильные структуры, образующиеся в пределах океанических бассейнов в процессе формирования континентальной коры, и георогенальные, — создаваемые одновременно с геосинклиналильными в пределах континентальных окраин и отражающие процесс кратонизации (или гомеогенизации) континентальной коры.

## ВВЕДЕНИЕ

В последнее время происходит коренной пересмотр взглядов на геологию разных регионов в связи с бурным развитием новой научной концепции — тектоники плит. Основные положения этой теории подтверждаются геолого-геофизической информацией по геологии не только океанов, но и континентов [29, 30, 41]. Не является исключением и Центральный Казахстан, геология которого все чаще начинает переосмысливаться с новых научных позиций, хотя до сих пор наиболее распространенным является традиционное, фиксистское представление о геологии Центрального Казахстана [5, 10, 11, 13, 38, 39]. На принципах выявления времени становления зрелой континентальной коры и стадийности ее формирования [31, 32] рассматривают геологическое развитие Центрального Казахстана Р. М. Антонюк и др. [3], А. С. Перфильев [34], Н. Г. Маркова и др. [25]. По их представлениям, восточная часть Центрального Казахстана развивалась на месте позднерифейско-вендского океанического бассейна, где формирование континентальной коры завершилось лишь в конце палеозоя. Западный блок, с докембрийской континентальной корой, в позднем докембрии — нижнем палеозое подвергался деструкции, а становление новой континентальной коры здесь завершилось в девоне. Несколько отличные, но близкие представления у В. А. Буша [8].

Другие авторы считают, что континентальная кора в Центральном Казахстане была сформирована к позднему рифею, после чего неоднократно подвергалась деструкции. Широкое развитие офиолитов в Центральном Казахстане В. Ф. Беспалов [6] объясняет гигантским панконтинентальным тектоническим покровом в раннем кембрии. Е. А. Алекторова [1] и Н. А. Фогельман [2], выступающие с позиций фиксизма, большое значение придают образованию замкнутых сводово-глыбовых структур на докембрийском континентальном основании. Похожие взгляды изложены Т. М. Жаутиковым и др. [12]. По Ю. А. Зайцеву [15], в Казахстане никогда не существовало океанической коры, а так называемые овалы концентрически-зональные геосинклинали развивались на континентальном основании начиная с архея. Особое место занимают взгляды казахстанских геологов [4, 24, 28 и др.] общей чер-

той которых является стремление в том или ином направлении модернизировать традиционные представления о геологии Центрального Казахстана. Весьма оригинальна гипотеза ступенчатого развития земной коры Г. Н. Щербы [44, 45], представляющая попытку синтеза идей фиксизма и мобилизма.

Наконец, очень интересны представления Л. П. Зоненшайна с соавторами [16]. В палеотектонических реконструкциях строение Центрального Казахстана они рассматривают с позиций тектоники плит, причем развитие складчатых поясов интерпретируется как смена различных геодинамических обстановок в процессе раскрытия и закрытия палеоокеанов при взаимодействии окраин океанических и континентальных плит. При этом делается очень важный вывод о том, что смена геодинамических обстановок во времени и их сочетание в пространстве носят случайный характер, а так как именно они определяют историю развития складчатых поясов, то не может быть единой схемы развития геосинклиналей, в том числе и по образцу классической геосинклинальной теории. Подтверждением этого является история изучения геологии Центрального Казахстана. Ведь любые попытки втиснуть все особенности геологического строения региона в рамки геосинклинальной теории всегда сопровождалась острыми дискуссиями по поводу тектонического положения тех или иных структур и интерпретации того или иного этапа развития. Известны спорность многих временных границ между отдельными этапами развития и пространственных границ между структурами, обилие противоречивых взглядов на геологию Джунгаро-Балхашской складчатой системы.

Прежде чем перейти к рассмотрению тектоники Центрального Казахстана, остановимся на нашем понимании некоторых терминов, которые у разных авторов находят свое толкование и не имеют определенности. Прежде всего это касается такого понятия, как «геосинклиналь». Во-первых, для отнесения структуры к геосинклинальной автор полагает обязательным наличие полного формационного ряда, отвечающего трем основным этапам развития: раннегеосинклинальному, или океаническому (офиолиты, аспидная формация и др.), зрелой геосинклинали, или островодужному (флишеидные, порфириновые формации), и орогенному геосинклинальному (молассы), причем отложения последнего этапа должны быть генетически и структурно связаны с собственно геосинклинальными образованиями. Во-вторых, процесс геосинклинального развития должен являться процессом преобразования океанической коры в кору континентальную. Из этого следует, что эвгеосинклинали и миогеосинклинали рассматриваются как активные и пассивные окраины (или участки!) океанических плит. А процессы, происходящие в пределах континентальных плит (соответственно области активных и пассивных континентальных окраин), мы относим к процессам их орогенной активизации, которые практически должны быть противопоставлены геосинклинальному процессу, одновременно с которым они происходят. Термин «активизация», возможно, и не совсем удачный и с критикой относительно его применения [9] порой можно согласиться, однако другого термина, отражающего самостоятельность и сущность данного процесса, пока не существует, хотя при необходимости можно рекомендовать термин «георогеналь». Соответственно можно различать «миогеорогенали» для пассивных окраин и «эвгеорогенали» для активных. В разряд структур активизации, по-видимому, можно относить и области частичной деструкции континентальной коры, так же как в разряд геосинклинальных структур — участки полной деструкции с новообразованием океанической коры. Необходимо подчеркнуть особую важность разделения орогенных геосинклинальных структур и структур орогенной активизации. Основным признаком последних является их резкая структурная наложенность на более древние образования, как следствие активизации уже сформированной континентальной коры, и отсутствие генетической связи с геосинклинальными структурами, на которые активизация накладывается.



Предлагаемая тектоническая карта (рис. 1), по техническим причинам сильно схематизированная, составлена на основе геологических карт Казахстана масштаба 1 : 500 000, поэтому ниже не обсуждаются состав, объем и возраст стратиграфических и магматических комплексов. Карта составлена по принципу выделения структурных комплексов и ярусов, а в легенде сделана попытка совместить чисто структурную информацию с некоторыми сведениями палеотектонического и палеогеографического плана с учетом взглядов, излагаемых в настоящей работе. Выделено четыре структурных комплекса: нерасчлененное основание, каледонский, герцинский и мезозойско-кайнозойский комплекс платформенного чехла. К комплексу основания отнесены все протерозойские образования вплоть до кокчетавской свиты и ее стратиграфических аналогов (низы верхнего рифея). К комплексу чехла отнесены все отложения мезозоя и кайнозоя, платформенный режим накопления которых не вызывает сомнений у всех исследователей Центрального Казахстана. Более подробно мы рассмотрим только палеозойские структурные комплексы.

### КАЛЕДОНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс сформировался в период от позднего рифея до силура включительно и представлен, с одной стороны, образованиями активизированных континентальных плит, с другой — типичными геосинклинальными формациями активной океанической окраины. На карте разновозрастные континентальные и океанические образования разделены, так как их формирование происходило хоть и одновременно, но в различных геотектонических и палеогеографических условиях.

**Континентальный структурный ярус** включает образования верхнего рифея и венда, являющиеся результатом активизации (геоорогеналь), наложенной на континентальное основание во время формирования океанического структурного яруса в геосинклинальной области. К концу позднего рифея единая Казахстанская континентальная плита вступила во взаимодействие с плитами палео-Азиатского океана. Результатом этого явилась интенсивная деструкция коры северной части микроконтинента, где было образовано, вероятно, три самостоятельных микроплиты: Кокчетавская, Шатская и Ерментауская. Южная часть Казахстанского микроконтинента (Улутауский блок), вероятно, отделялась океаническим заливом (типа Аденского залива) в районе Тенизской впадины. От этого залива ответвлялись: к югу Джалаир-Найманская рифтовая структура, подобная современному Красному морю, а к северу — система рифтовых прогибов, разделявших микроплиты северной части Казахстанского микроконтинента. Таким образом, эти рифтовые структуры являются элементами единого океанического бассейна и будут рассматриваться при характеристике геосинклинальных структурных ярусов. Здесь же отметим, что рифтогенный характер зон деструкции ранее безусловно единого континентального блока подтверждается развитием в пределах Кокчетавского, Шатского, Кирейского поднятий контрастной вулканогенной формации николюско-бурлукской свиты [27, 36] и щелочно-ультрабазитовых пород красномайского комплекса. В палеогеографическом плане рифтовые прогибы, по-видимому, представляли собой более крупные структуры, так как в современном плане мы имеем лишь реликты закрывшихся структур. Следовательно, северная часть континента в венде была практически раздроблена на несколько отдельных континентальных глыб. В пользу такого предположения говорит также незакономерное, беспорядочное расположение гипербазитовых массивов в этом районе.

Если исключить активность северной группы микроконтинентов, связанную с процессом рифтогенеза, можно допустить, что они взаимодействовали с плитами палео-Азиатского океана по принципу пассивных континентальных окраин атлантического типа. Иначе обстояло дело с Улутауской микроплитой, которая со стороны палео-Азиатского океана

представляла собой типичную активную континентальную окраину. В это время здесь была сформирована вулкано-плутоническая ассоциация «субсеквентного» типа, включающая порфириновую формацию (алтынсыганская свита и др.) и гранитоиды узунжальского, шумекского комплексов, а в континентальных прогибах накапливались молассоидные отложения кудаймендинской, узеньской и других свит, для которых характерны тиллитоподобные конгломераты. По аналогии с современными активными континентальными окраинами (запад Южной Америки) предполагается, что в то время восточнее Улутауского микроконтинента существовала зона Беньофа, полого падавшая под континентальную плиту и обусловившая орогенную активизацию последней.

За пределами вышеописанных континентальных блоков территория Центрального Казахстана в течение всего каледонского этапа развивалась по общему принципу, а геологические разрезы этого промежутка времени укладываются в рамки классической геосинклинали теории. Формационные ряды этой обширной территории четко отражают все три основных этапа развития каледонской геосинклинали, в течение которых была окончательно сформирована континентальная кора всего Центрального Казахстана. Каждому из этих этапов соответствуют структурные ярусы.

**Океанический структурный ярус** позднего рифея — раннего кембрия фрагментарно развит практически на всей площади Центрального Казахстана и представлен преимущественно формациями офиолитовой ассоциации. Это прежде всего альпинотипные гипербазиты, образующие линейные, реже дугообразные пояса (Тектурмасский, Майкаин-Экибастузский, Улутауские и др.). Гипербазиты, развитые в пределах континентальных блоков, обычно не сопровождаются другими элементами офиолитовой ассоциации и представляют собой скорее всего останцы фронтальных частей крупных тектонических покровов, уничтоженных эрозией. За пределами континентальных блоков гипербазиты в пространстве и во времени тесно связаны с кремнисто-базальтоидными толщами позднего рифея — раннего кембрия, с которыми образуют типичную офиолитовую ассоциацию (в большинстве случаев это офиолитовый или полимиктовый меланж). Сюда относятся майкаинская, итмурундинская, карабулакская и целый ряд других свит, в разрезах которых основную роль играют толеитовые базальты, яшмы, микрокварциты и в меньшей мере осадочные и туфогенные породы. Кроме офиолитов к этому ярусу относятся осадочные толщи сланцево-грауваккового типа (шинская, акбастауская и другие свиты), которые накапливались на океаническом основании рифтогенных прогибов, проявивших свой миогеосинклиналиный характер, который сохранялся и в последующие этапы развития (Джалаир-Найманский, Байконур-Калмаккольский синклинории, Джаркайнагашский антиклинорий). К данному структурному ярусу относятся интрузивы габбро-плагиогранитной синтетектонической формации, образующие небольшие линзообразные тела, приуроченные к разломам и залегающие субсогласно со складчатыми структурами (на карте не выделены по техническим причинам).

Таким образом, океанический этап каледонской геосинклинали характеризовался единым типом развития для всей площади Центрального Казахстана, заключавшимся в формировании океанической коры. К концу этапа большая часть океанического бассейна стала проявлять тенденцию к эвгеосинклиальному типу развития, когда на границах океанических плит стали зарождаться зоны Беньофа и вулканические островные дуги. В это время зона Беньофа, находившаяся на границе Улутауской микроплиты и океана, прекратила свое существование.

**Островодужный структурный ярус** включает отложения кембрия и ордовика, которые с региональным несогласием залегают на офиолитах океанического яруса или на более древних образованиях, и отличается сложным формационным составом. Все формации разделены на осадочные (отдаленно-кремнистая, флишоидная и др.), характерные для центральных частей окраинных морей, и формации порфиритовой ассоциа-

ции, характерные для островных вулканических дуг. Образования смешанного типа характеризуют зоны перехода от окраинных морей к вулканическим дугам и последних к осадочным террасам глубоководных желобов. Для переходных зон характерны также рифовые известняки и флишевые олистостромы, свидетельствующие о широком развитии подводно-оползневых процессов и покровообразования в условиях сжатия [35]. Весьма широкое развитие флишевых олистостромов средне-верхнеордовикского возраста отмечается в Чингиз-Тарбагатае И. А. Ротаршем и др. [37]. Представляется, что эти образования не менее широко развиты и в других частях Центрального Казахстана, но они пока не выявлены. Среди отложений кембрия и ордовика выделяется множество свит. Такие свиты, как джангабульская, ащикольская, коксенгирская, кендыктинская, сагская и др., представляют собой островодужную порфиритовую ассоциацию, правда, чисто вулканогенный состав они имеют очень редко, чаще эти свиты представляют смесь порфиритовых формаций с флишеидной, отдаленно-кремнистой, рифовой и др. Ордовикские свиты — еркебидайская, ангренсорская, саргалдакская, лидиевская и др. являются типичной флишеидной формацией, а кембрийские — акдымская, костомбайская, тектурмасская и др. представляют отдаленно-кремнистую формацию и т. д.

Таким образом, если океанический этап отличался стабильностью геотектонических условий на обширных пространствах Центрального Казахстана, когда сформировалась единая офиолитовая ассоциация, то на этапе зрелой геосинклинали началась резкая дифференциация геотектонических условий. Образование островодужных поднятий с активным известково-щелочным вулканизмом сопровождалось интенсивным турбидитным и кремнистым осадконакоплением в условиях окраинных морей и осадочных террас глубоководных желобов. Этот период характеризовался сложным сочетанием зон интенсивного сжатия и растяжения с формированием коры переходного типа. В состав островодужного структурного яруса включаются также немногочисленные кембрийские и ордовикские интрузивы диорит-гранодиоритового состава. Наличие этих образований важно потому, что они указывают на участие в строении земной коры в этот период хоть и не сплошного, но довольно развитого «гранитного» слоя.

На палеотектонической обстановке описываемого времени необходимо остановиться подробнее. В это время с востока Центральный Казахстан обрамлялся сложнопостроенной вулканической дугой, которая маркируется порфиритовой формацией в пределах Бошекульского, Чингиз-Тарбагатайского и, возможно, Кызык-Итмурундинского (?) антиклинориев. Дуга отделяла от основного океанического бассейна крупное окраинное море с интенсивным кремнистым осадконакоплением. Обращает на себя внимание очень большая выдержанность на огромных пространствах облика и состава кремнистых толщ кембрия и (или) ордовика (акдымская свита и ее аналоги), маркирующих, на наш взгляд, окраинное море, соединявшееся на западе с внутриконтинентальными прогибами рифтового типа, где разновозрастные толщи имеют уже более сложный кремнисто-терригенный состав, обусловленный, вероятно, близостью и разнородностью областей сноса этих прогибов. Р. М. Антонюк и др. [3] образование кембрийских силицитов связывают с подножием континентального склона и по восточной окраине их ареала проводят границу между Кокчетавско-Чуйским и Ерментау-Балхашским блоками. Однако очевидно, что подножие континентального склона может находиться только между континентом и океаном, а силициты расположены между континентом и островной дугой. Пространственная близость этих образований с выходами комплекса основания, как нам представляется, говорит лишь о широком развитии шарьяжно-надвиговых структур с участием офиолитов и более молодых отложений. В целом среди островодужного структурного яруса очень широко развиты как олистостромы, так и покровно-надвиговые структуры, что требует более осторожного и критического подхода к изучению кембрийских и ордовикских

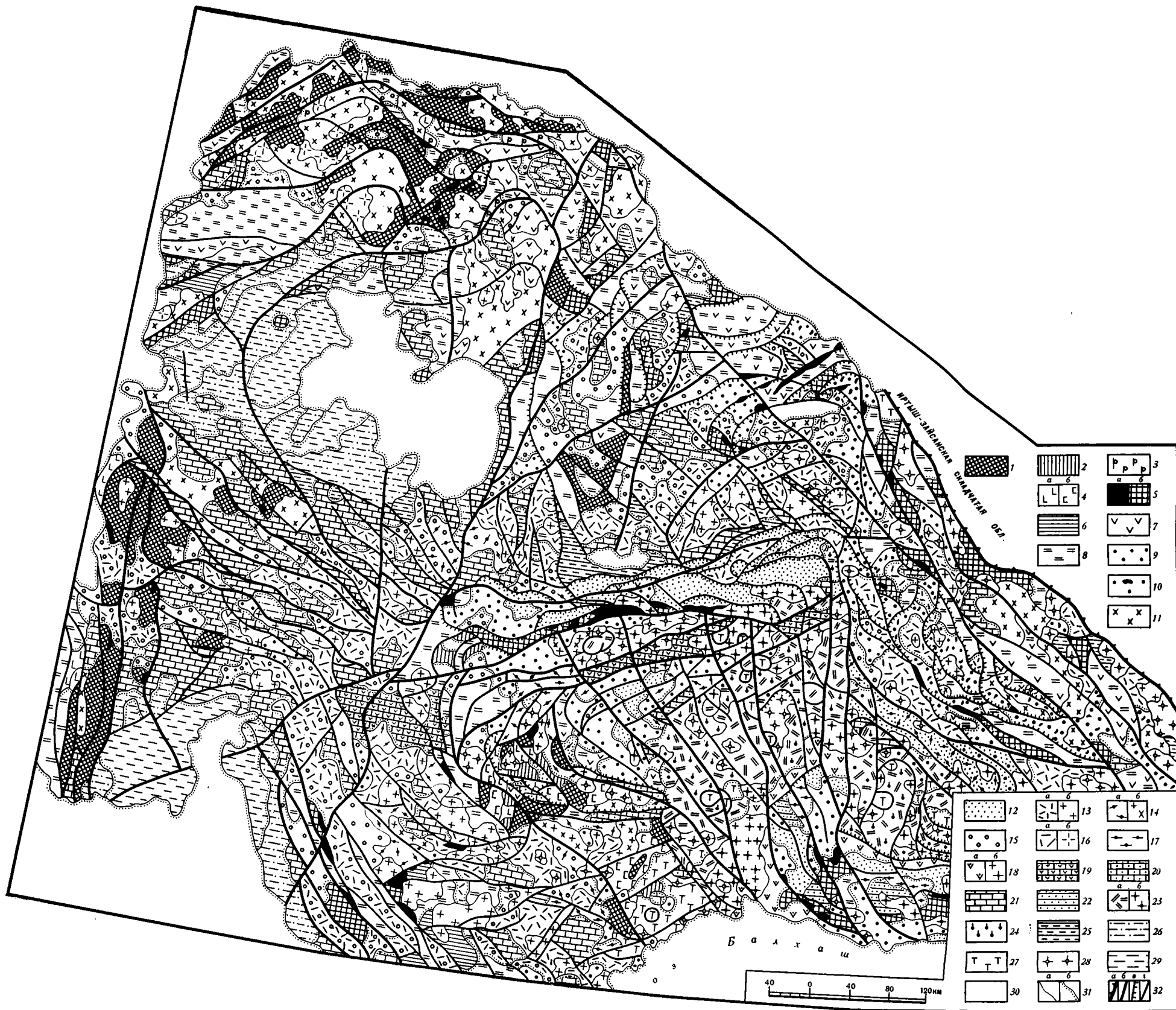


Рис. 1. Тектоническая карта палеозойд Центрального Казахстана

**Комплекс добайкальского континентального основания:** 1 — формации орто- и параметаморфических пород ( $PR_{1-2}$ ). **Каледонский структурный комплекс:** 2, 4 — континентальный структурный ярус ( $R_3-V$ ), формации: 2 — континентальная молассовая, 3 — рифтогенные контрастная и щелочно-ультраосновная, 4 — континентальная порфиroidная (а) и гранитная (б); 5, 6 — океанический структурный ярус (этап формирования океанической коры) ( $R_3-St$ ), формации: 5 — офиолитовая ассоциация (а) с телами гипербазитов (б), обычно меланж, б — сланцево-граувакковая и ее аналоги; 7—8 — островодужный структурный ярус (этап формирования коры переходного типа) ( $St-O_3$ ), формации: 7 — порфирировая, 8 — осадочные (отдаленно-кремнистая, граувакковая, флишoidная, олистостромовая, рифовая и др.); 9—11 — орогенный структурный ярус (этап формирования континентальной коры) ( $O_3-S$ ), формации: 9 — континентально-морская молассовая, 10 — континентально-морская олистостромовая молассовая, 11 — синорогенная гранитоидная

**Герцинский структурный комплекс (этап кратонизации коры):** 12—16 — акадекский структурный ярус ( $D_{1-3}$ ), формации: 12 — флишoidно-молассовая, тефроидная и др. (краевой прогиб); 13 — средне-верхнедевонского вулканоплутонического пояса: а — континентальная порфирировая; б — гранитная; 14 — средне-верхнедевонского вулканоплутонического пака: а — континентально-морская порфирировая; б — гранитная; 15 — континентальная молассовая и тефроидная (13—15 — активная континентальная окраина), 16 — щелочной вулканоплутонической ассоциации: а — щелочная базальтоидная и порфирировая, б — аляскитов и щелочных гранитов (внутриконтинентальная область), 17—21 — саурский структурный ярус ( $D_3fm-C_1s$ ), формации: 17 — флишoidно-молассовая, тефроидная и др. (краевой прогиб); 18 — фамен-турнейского вулканоплутонического пояса: а — континентально-морская порфирировая; б — гранитная; 19 — базальт-кремнисто-терригенная (рифтогенная) и карбонатно-терригенная нерасчлененные; 20 — карбонатно-терригенная молассовидная (18—21 — активная континентальная окраина), 21 — терригенно-карбонатная (внутриконтинентальная область); 22—26 — саякский структурный ярус ( $C_1-P_{1?}$ ), формации: 22 — флишoidно-молассовая, тефроидная и др. (краевой прогиб), 23 — позднепалеозойского вулканоплутонического пояса: а — континентальная порфирировая, б — гранитная; 24 — континентальная молассовая, тефроидная (23, 24 — активная континентальная окраина); 25 — терригенная угленосная, 26 — красноцветно-сероцветная меденосная (25, 26 — внутриконтинентальная область); Пфальцкий структурный ярус ( $P-T_1$ ), формации: 27 — трахибазальт-трахиллипаритовая и ее аналоги, 28 — аляскитов и щелочных гранитов, 29 — лагунно-континентальные соленосная и карбонатно-терригенная.

**Комплекс платформенного чехла ( $MZ-KZ$ ):** 30 — осадочные формации, 31 — геологические границы: а — интрузивные и между формациями; б — между структурными ярусами, 32 — разрывные нарушения: а — зона Калба-Чингизского разлома, б — региональные, в — надвиги, г — прочие разрывы. Комбинацией условных знаков показаны формации промежуточного или смешанного состава

разрезов, в том числе и стратотипических. Кстати, на это обращает внимание и В. Ф. Беспалов [6].

**Орогенный структурный ярус** каледонид Центрального Казахстана условно выделен нами в объеме верхнего ордовика (ашгиллий) и силура. Фактически нижняя граница яруса носит «плавающий» характер; например, в Чингизе к молассовым местами можно отнести отложения талдыбайской свиты среднего — верхнего ордовика, а в Прибалхашье и Западно-Чингизском синклинии эту границу можно поднять до начала силура, если вулканогенные образования жаманшурукской и кувской свит охватывают весь верхний ордовик. Кроме собственно молассовой формации к этому структурному ярусу относятся молассовые олистостромы, широко развитые в Чингизе [37]. Обычно здесь вместо олистостромов картируют множество тектонических блоков более древних пород среди молассовых отложений силура, которые фактически являются матрицей олистостромов. В районах, где олистостромы насыщены **обломками и глыбами вулканогенных пород**, выделялись вулканогенные свиты (например, жумацкая, намасская, бицкая), а структуры, образованные ими, относились к собственно геосинклинальным. Как и в случае флишевых олистостромов, представляется более широким развитие в Центральном Казахстане и молассовых олистостромов. Молассовая формация представлена оройской, караайгырской, сульсорской и другими свитами, имеющими однотипные разрезы. Это мощные толщи красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов, конгломератов, аргиллитов, иногда существенную роль играют зеленоцветные породы, встречается морская фауна, толщи приобретают флишеидный облик.

В целом, исключая известные фациальные особенности разрезов в разных структурах, молассовые отложения на всей территории Центрального Казахстана отличаются удивительной формационной выдержанностью. Они повсеместно залегают несогласно на флишеидных и порфиритовых отложениях островодужного яруса, а иногда и на более древних образованиях. Другое дело, что они образуют синклинные структуры, субсогласные со структурами ранней и зрелой стадии, но это говорит лишь об их историко-генетической связи и не может именовать формационной принадлежности отложений верхнего ордовика и силура. Особое внимание данному вопросу уделено потому, что многие геологи Центрального Казахстана в восточной части региона эти отложения относят к геосинклинальным, морским, флишевым, имеющим якобы постепенный переход с нижележащими толщами, и на этом основании выделяют ранние и поздние каледониды. Однако известно, что флишеидность, континентально-морской характер отложений, постепенный формационный (!) переход с подстилающими отложениями как раз и являются диагностическими признаками типичных нижних моласс [40]. Если обратиться к классификации В. М. Цейслера [43], то данный структурный ярус каледонид Центрального Казахстана представляет его так называемые молассовые синклинии, для которых характерна смена геосинклинального комплекса молассовым без принципиальной структурной перестройки и постепенная смена вверх по разрезу морских отложений континентальными.

Очень важной частью орогенного структурного яруса являются громадные батолиты синорогенной гранитоидной формации. Сюда относятся гранитоиды зерендинского, крыккудукского, четского, боровского и многих других интрузивных комплексов, занимающих обширные пространства антиклинорных структур.

Отсутствие синорогенных гранитоидных интрузивов в пределах Ерментауского, Жаман-Сарысуйского, Балхашского, Бурунтауского антиклинориев можно объяснить тем, что в каледонское время они представляли собой типичные синклинные структуры, выполненные отложениями ордовика и силура. В этом смысле весьма логичным кажется перевод силицитов Ерментауского и Бурунтауского антиклинориев из кембрия в ордовик на основании находок конодонтов.

Силурийско-раннедевонский возраст боровского комплекса (так он датируется на геологических картах) не является достоверно установленным, и его формирование происходило скорее всего не позже верхов силура, причем этому не противоречат геологические и радиологические данные. Известно, что формирование синорогенных гранитоидных комплексов происходит в течение длительных промежутков времени, достигающих 40—60 млн. лет [40], поэтому вполне понятен большой временной разброс возрастов отдельных интрузивных комплексов Центрального Казахстана.

Таким образом, орогенный геосинклинальный этап развития знаменуется дифференцированным поднятием всей территории Центрального Казахстана в условиях интенсивного сжатия, что явилось непосредственным продолжением тектонических процессов этапа зрелой геосинклинали. В орогенных прогибах за счет разрушения горных сооружений и фронтальных частей многочисленных тектонических покровов накапливались мощные молассовые и олистостромовые толщи, причем эти прогибы периодически сообщались с океаническими бассейнами на западе и востоке (Уральский, Иртыш-Зайсанский) и имели то континентальный, то морской характер. Одновременно колоссальных размеров достигла глубинная интрузивная магматическая деятельность с образованием гранитоидных батолитов, маркирующих завершением формирования к концу силура континентальной коры, а следовательно, завершение геосинклинального этапа развития в пределах всего Центрального Казахстана. Геологические процессы герцинского этапа лишь преобразовали уже созданную континентальную кору. В. А. Буш [8] этот процесс в пределах каледонид называет «кратонизацией» или «гомогенизацией» земной коры. Для нас важно то, что этот процесс происходил в пределах всего Центрального Казахстана, имевшего к началу девона континентальную кору.

#### ГЕРЦИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Герцинские образования рассматриваются как результат орогенной активизации Казахстанского континента в процессе его взаимодействия с океанами палео-Тетиса, которые раскрывались юго-восточнее, за пределами Казахстана [16], где располагалась зона Беньофа, падавшая под континент. Л. П. Зоненшайн с соавторами предполагают геодинамическую обстановку, аналогичную современной в районе Калифорнийского залива, где континент надвинут на океан в зоне срединного хребта и трансформных разломов. На рис. 2 изображен другой возможный вариант интерпретации герцинской геодинамической обстановки в Казахстане. Ее характер предполагается принципиально аналогичным современной обстановке запада Южной Америки, только зоны активизации в Казахстане не линейные, а дугообразные, обращенные выпуклостью внутрь континента. Предполагается, что зона Беньофа имела сложную форму своей «поверхности» (типа изогнутого веера?) и переменный угол наклона. Сначала она погружалась полого, обуславливая образование краевого прогиба, затем резко изгибалась и далее круто падала под континент. Проекция «линий» резкого перегиба на дневную поверхность маркировались формированием вулканоплутонических поясов, подобно тому как современные вулканические дуги располагаются вдоль резкого перегиба океанической плиты в процессе ее субдукции. Можно предполагать, что резкие перегибы «поверхности» зоны Беньофа порой обуславливались ее взаимодействием с зонами крупных разломов, являющихся элементами глобальной регматической сети. Вероятно, поэтому расположение девонского вулканического пояса как бы контролируется такими зонами разломов, как Джалаир-Найманская, Спасская, Чингизская. Морской прогиб, который располагался в тылу дуги вулканического пояса, являлся как бы частью осадочной террасы глубоководного желоба, глубоко вклинившейся в континент. Вулканоплутонический пояс представлял собственно активную континентальную окраи-

ну, которая с одной стороны переходила в краевой прогиб, с другой — в область затухающей внутриконтинентальной активизации.

Эти три области активизации, возникнув в начале девона, сохранялись в течение девона и карбона, пока существовали геосинклинальный бассейн палео-Тетис и связанная с ним зона Беньофа. Со временем эти области непрерывно-прерывисто перемещались в юго-восточном направлении, что выразилось в формировании ряда структурных ярусов с соответствующими вулкано-плутоническими поясами. Завершился герцинский этап в перми — раннем триасе интенсивной активизацией всей территории Центрального Казахстана в связи с окончательным закрытием

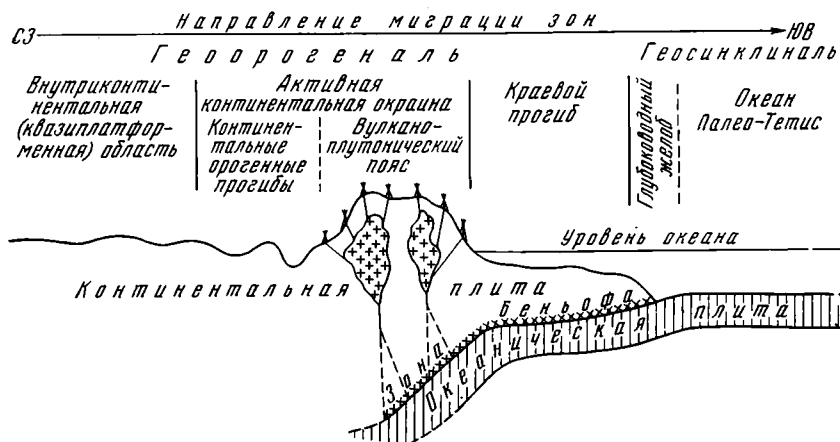


Рис. 2. Принципиальная схема геодинамической обстановки девона и карбона в Центральном Казахстане

палео-Тетиса, с одной стороны, и столкновением Казахстанского и Сибирского континентов — с другой.

Таким образом, герцинские образования Центрального Казахстана представляют единый складчатый комплекс орогенного типа (георогеновый), резко наложенный на каледониды, с которыми генетически никак не связан. При выделении структурных ярусов мы не считали обязательными наличие несогласий между ними, полагая, что фазы тектонической активности в разрезах отражаются не только (а иногда не столько) несогласиями, а, например, сменой литологии, фаций, скорости осадконакопления и т. д. [35].

**Акадский структурный ярус** включает образования девона до франского века включительно. Выделяются два вулканоплутонических пояса со смежными областями краевого прогибания и внутриконтинентальной активизации. В нижнем — среднем девоне активная континентальная окраина маркировалась краевым вулканическим поясом А. А. Богданова [7] и континентальными молассами и тейроидами, развитыми особенно вдоль его внешнего края (жарсорская и другие свиты). Для внутриконтинентальной области кроме моласс характерными являются: вулканоплутоническая ассоциация щелочных базальтоидов со щелочными породами ишимского и луганского комплексов, а также порфировая формация и субщелочные, аляскитовые граниты орлиногорского комплекса. Краевой прогиб располагался в пределах Прибалхашья и Джунгарии, где накапливались мощные пестроцветные флишоидно-молассовые и тейроидно-туфогенные толщи с остатками растительности и морской фауны (биотарская свита и др.). Местами они несогласно перекрывают флишоидно-молассовые отложения силура или более древние образования, а местами имеют постепенный переход с отложениями силура. Последний факт, а также наличие морской фауны в девонских отложениях явилось основанием для отнесения их к геосинклинальным и для выделения Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали.

Выше уже отмечалось, что наличие согласия или несогласия не может быть решающим фактором при тектоническом районировании, тем более если это локальное явление, а наличие морской фауны говорит лишь о связи эпиконтинентального морского бассейна с открытым океаном и тоже не может являться основанием для отнесения этого бассейна к геосинклинальному типу. Морская фауна в обилии присутствует, например, в типичных эпиконтинентальных карбонатных и угленосных отложениях фамена, турне и визе. Кстати, постепенный переход между отложениями силура и девона отмечается местами и за пределами Джунгаро-Балхашской области, что, однако, не должно являться основанием для отнесения к герцинидам (геосинклинальным!) еще более обширных площадей Центрального Казахстана, как это делает, например, В. А. Глубовский [14].

При определении характера Джунгаро-Балхашского морского бассейна осадконакопления решающими, на наш взгляд, являются формационная принадлежность отложений и их тесная историко-генетическая связь с вулканическими поясами, резко наложенными на каледонские и докембрийские структуры. Эти пояса представлявшие собой горные вулканические сооружения, поставившие вулканогенный и терригенный материал для формирования флишоидно-молассовой и тефроидно-туфогенной формаций орогенного типа.

В пределах так называемых каледонид отложения девона образуют явно наложенные структуры, причем эта наложенность очевидна, читается на всех геологических картах и едва ли может оспариваться. В. М. Цейслер [43] называет такие структуры молассовыми мульдами, грабенами, вулканоплутоническими впадинами и совершенно верно противопоставляет их молассовым синклиориям (геосинклинальным, в нашем понимании). Тем не менее многие геологи до сих пор относят девонские молассы и «субсеквентный» магматизм к заключительному орогенному этапу развития каледонской геосинклинали. Наоборот, девонские образования структурно и историко-генетически тесно связаны с молассами и «субсеквентным» магматизмом последующих этапов активизации и являются звеньями единого и самостоятельного непрерывно-прерывистого орогенного процесса. Самостоятельный, автономный характер вулканических поясов Центрального Казахстана отмечался и ранее [1, 17—20, 22 и др.]. Отсутствие генетической связи между девонскими молассами и подстилающими каледонскими комплексами отмечается и в других регионах глобального девонского орогенного пояса [21, 23].

Средне-верхнедевонский вулканоплутонический пояс образует дугу, которая «вкладывается» во внутреннюю часть ниже-среднедевонского пояса и как бы «отодвигает» на юго-восток краевой прогиб. Сложен пояс вулканиками континентально-морской терригенно-порфировой формации живета — франа и гранитами кызылэспинского, просторненского и других комплексов. Он прослеживается от Предчингизского через Карасорский синклиорий (жандарская свита и др.), вдоль Успенской зоны (франские вулканиды) и далее через юго-восточную часть Сарысу-Тенизского поднятия вдоль Акжальского и Акбастауского синклиориев (жаксыконская серия и др.). Границу между девонскими поясами можно провести лишь условно, так как они часто перекрываются и имеют постепенные переходы в разрезе. Внутриконтинентальная область этого времени представлена красноцветной молассой живета — франа, а краевой прогиб — флишоидно-молассовыми отложениями акбастауской, ордабайской и других свит. Масштабы и интенсивность вулканизма в живетско-франское время значительно уступали таковым раннего — среднего девона. Вулканиды на востоке переслаиваются с морскими отложениями, что свидетельствует об островном и подводном характере вулканизма, а на западе образуют резко изогнутую дугу в переслаивании с грубообломочными красноцветными молассами, маркирующими резко расчлененный горный рельеф.

**Саурский структурный ярус** включает отложения фамена, турне и



низов визе, причем верхняя граница имеет «плавающий» характер и может быть поднята на западе местами до верхнего визе. Обстановка в эту эпоху усложнилась возникновением континентальной рифтовой структуры в районе Успенской зоны (а возможно, и в Спасской зоне?) и началом обширной морской трансгрессии. Рифт отчетливо маркируется базальт-кремнисто-карбонатной формацией с мощными пачками и пластово-жильными телами субщелочных базальтоидов. Формирование вулканического пояса резко переместилось на юго-восток, в район обрамления Северо-Балхашского антиклинория, где образовалась дуга вулканических островов, отделявшая краевой прогиб от морского эпиконтинентального бассейна. Такая палеогеографическая обстановка обусловила накопление близких по характеру формаций в краевом прогибе и в орогенных прогибах во фронте вулканической дуги (флишоидно-молассовая и молассридная карбонатно-терригенная формации). В пределах вулкано-плутонического пояса формировались континентально-морская терригенно-порфировая формация и плутоны гранитоидной формации (балхашский и другие комплексы). На обширных пространствах внутриконтинентальной области в условиях эпиконтинентального морского бассейна формировалась очень выдержанная терригенно-карбонатная формация квазиplatformенного типа.

Интересно, что образование Успенской рифтовой структуры совпадает по времени с грандиозной трансгрессией в начале фамена. Рифтогенез, погружение внутриконтинентальной области в условиях общего, но дифференцированного растяжения земной коры и ослабление напряжений сжатия в области активной континентальной окраины, где не возникало значительных горных сооружений,— все это, вероятно, звенья единого процесса, связанного с ослаблением импульсов орогенной активизации в связи с закрытием к концу девона среднепалеозойского океана палео-Тетис и лишь началом раскрытия в раннем карбоне нового океана палео-Тетис [16].

**Саякский структурный ярус** включает образования карбона и ранней перми (?), когда был сформирован позднепалеозойский вулкано-плутонический пояс, вполне сопоставимый по своим масштабам с ниже-среднедевонским поясом. Вулканический пояс теперь представлял крупное горное сооружение, отделявшее краевой прогиб от внутриконтинентальной области. Краевой прогиб постепенно оттеснялся в район Джунгарии, а в Прибалхашье сохранялся (вероятно, только до позднего карбона) лишь остаточный Саякский бассейн, где в ранней перми уже формировалась чубарайгырская свита вулканического пояса. Вулкано-плутоническая ассоциация представлена порфировой формацией с пачками красноцветных грубообломочных моласс каркаралинской, калмакэмельской и других свит и гранитоидами топарского, саякского и других интрузивных комплексов. Если в Саякском бассейне продолжали накапливаться флишоидно-молассовые и тефроидно-туфогенные морские отложения, то во внутриконтинентальной области произошла резкая и повсеместная смена отлагавшихся формаций при согласном их залегании. В условиях прогрессирующей регрессии моря на северо-востоке накапливалась терригенная угленосная формация, которая на запад латерально замещалась красноцветно-сероцветной терригенной меденосной формацией. К магматическим образованиям этого периода относятся существенно калиевые и субщелочные гранитоиды (телеорогенного типа) жамантауского интрузивного комплекса, но позднекаменноугольный возраст его пока нельзя считать достоверно установленным: не исключен их более молодой возраст, в связи с этим они условно рассматриваются вместе с магматитами финальной активизации.

Таким образом, к началу перми в Центральном Казахстане повсеместно установился континентальный режим, когда прекратили свое существование вулканический пояс и краевой морской прогиб, а осадко-накопление продолжалось лишь в Джезказганской и Тенизской остаточных орогенных впадинах внутриконтинентального типа.

Наконец, в **пфальцский структурный ярус** объединены магматические образования перми и раннего триаса, а также лагунно-континентальные красноцветные и соленосные отложения Тенизской и Джекказганской впадин, которые сменили в непрерывном разрез меденосную терригенную формацию. Такая смена формаций отражает существенное изменение палеогеографической и палеоклиматической обстановки в Центральном Казахстане.

Магматическая активизация, связанная с «отмиранием» зоны Беньофа океана палео-Тетис, как бы «волной» прошла с юга на север и выразилась в формировании вулканогенной трахибазальт-трахилипаритовой формации и крупных плутонов аляскитов, щелочных гранитов, сиенитов и монзонитов баянаульского, тлеумбетского, баканасского, койтасского и многих других комплексов, для которых характерен выдержанный на больших площадях субщелочной и щелочной состав. Ареалы пермского и раннетриасового вулканизма наследуют дугообразное пространство герцинских вулканических поясов и представлены пермскими шангельбайской, маятасской и другими свитами на юге и семейтаусской свитой раннего триаса на севере. Наблюдается омоложение и ослабление интенсивности вулканизма с юго-востока на северо-запад. Наконец, характерно расширение магматической активизации на восток в пределы Иртыш-Зайсанской зоны, где, как и среди палеозойд Центрального Казахстана, широко развиты вулканы семейтауской свиты и щелочные гранитоиды тлеумбетского, казбинского и других комплексов.

Одновременно восток Центрального Казахстана подвергался интенсивной тектонической активизации, связанной с взаимодействием Казахстанского и Сибирского континентов. Предполагается, что сочленение этих континентов произошло по принципу столкновения континентальных плит (подобно столкновению Азии и Индии в кайнозое), после закрытия Иртыш-Зайсанского бассейна в середине карбона. При этом имеются в виду палеомагнитные и другие данные [26, 42], по которым Сибирская платформа в послепермское время переместилась в западном направлении на 1500 км и развернулась на 20° против часовой стрелки. В результате вектор динамических напряжений, которым подвергалась Казахстанская плита, был направлен не перпендикулярно простиранию «плоскости» сочленения, а под углом к ней в южном направлении (рис. 3). Составляющие этого суммарного вектора были направлены в западных и южных румбах. Сначала, в позднем карбоне и ранней перми, взаимодействие происходило «мягко» благодаря амортизирующему влиянию происходивших пластических (пликативных) деформаций и орогенеза. Именно в это время Чингиз-Тарбагатай был превращен в грандиозную горную страну гималайского типа, явившуюся источником громадного количества терригенного материала для накопления мощных континентальных моласс позднего карбона и перми в Иртыш-Зайсанской зоне. В конце перми был достигнут предел способности Казахстанской плиты к пластическим деформациям при продолжающемся давлении со стороны Сибирского континента, и Казахстанский континент «расколосся» на отдельные блоки, которые начали перемещаться по схеме, изображенной на рис. 3. В результате этих перемещений образовались известные крупные сдвиги по зонам Чингизского, Центрально-Казахстанского, Джалаир-Найманского, Спасского и других разломов. А во фронтальных частях передвигающихся блоков образовались крупные системы покровно-надвиговых структур, такие, как Предчингизская, Спасско-Тектурмасская и др. Давление Сибирского континента обусловило, вероятно, и образование тектонического покрова герцинид Иртыш-Зайсанской геосинклинали на восточную окраину Казахстанского континента. Именно таким образом, а не заложением и развитием геосинклинали на континентальном ложе, можно объяснить наличие каледонского основания в Жарма-Саурской зоне. В связи с орогенным процессом гималайского типа в районе Чингиз-Тарбагатай и Иртыш-Зайсана происходило и формирование гранитных плутонов, но последние пока невозможно отделить от гранитоидов одновременной магматической активи-

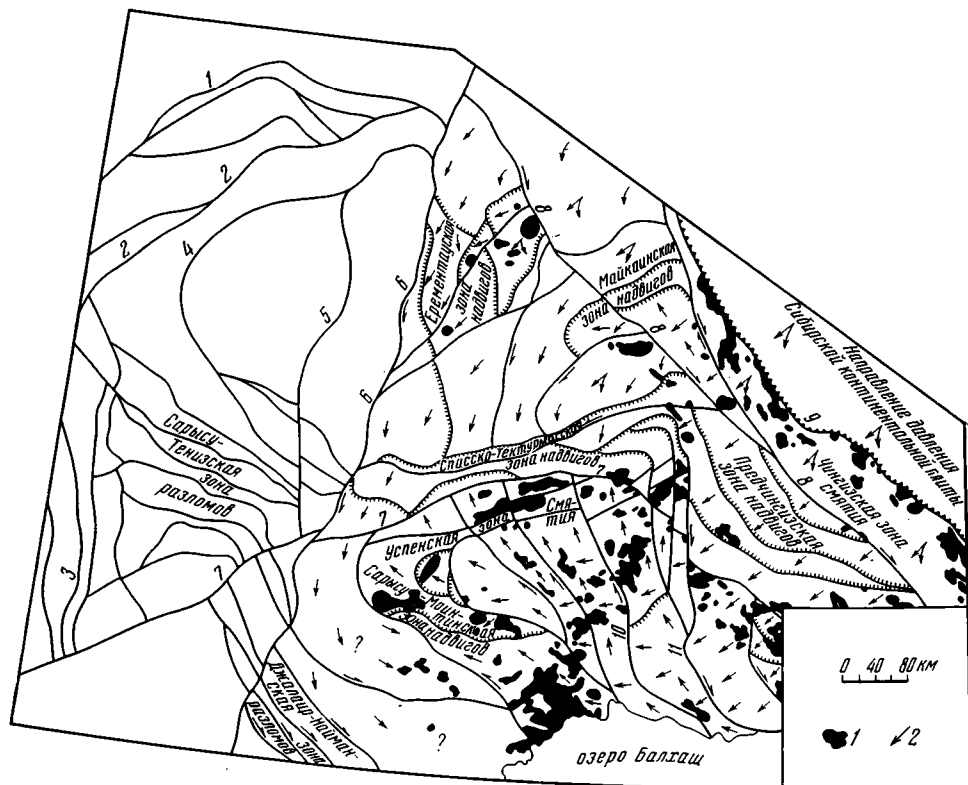


Рис. 3. Схема основных разломов Центрального Казахстана

1 — проявление магматизма финальной активизации, 2 — направления динамических напряжений финальной активизации (P—T<sub>1</sub>). Цифрами на схеме обозначены: 1 — Амангельдинский разлом, 2 — Джарканигашская зона разломов, 3 — Улутауская зона разломов, 4 — Западно-Тенизский разлом, 5 — Восточно-Тенизский разлом, 6 — Целиноградский разлом, 7 — Сарысу-Тектурмаский разлом, 8 — Главный Чингизский разлом, 10 — Токрауская зона разломов, 11 — Центрально-Казахстанский разлом

зации, связанной с заключительными импульсами океана палео-Тетис. Во всяком случае, очевидным является увеличение интенсивности пермской плутонической деятельности как в юго-восточном, так и в северо-восточном направлении.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании вышеизложенного можно сделать ряд важных выводов.

1. Геологическая структура палеозойд Центрального Казахстана формировалась в процессе активного взаимодействия допозднерифейской континентальной микроплиты с каледонским палео-Азиатским океаном, герцинскими океанами палео-Тетис и Сибирской континентальной плитой.

2. Каледонский этап развития характеризуется интенсивной деструкцией и орогенной активизацией допозднерифейского микроконтинента и необратимым развитием единого океанического бассейна, являвшегося активной окраиной палео-Азиатского океана. Это развитие происходило по классической геосинклинальной схеме и закончилось к позднему силуру формированием коры континентального типа. Каледонские структуры образовывали пологие субмеридиональные дуги, обращенные выпуклой стороной на запад к континенту.

3. Необходимо четко различать орогенные геосинклинальные (синклиновые и субсогласные с геосинклинальными) структуры, отражающие заключительный этап геосинклинального развития, от структур наложенной орогенной активизации, никак не связанной с каледонской геосинклинальной историей и отражающей самостоятельный герцинский этап развития (геороогенальный).

4. Формационный и структурный анализ герцинского структурного комплекса показывает, что в то время не существовало геосинклинальных бассейнов, а территория развивалась по принципу активной континентальной окраины (георогенали) параллельно с развивавшимся юго-восточнее океаном палео-Тетис (геосинклиналь). Источником активизации явилась зона Беньофа, погружавшаяся под Казахстанский континент с юго-востока. Георогеналь характеризовалась наличием в девоне и карбоне трех взаимосвязанных орогенных областей: краевого морского прогиба, вулcano-плутонического пояса и области внутриконтинентальной (квазиplatformенной) активизации. Со временем орогенные области непрерывно-прерывисто мигрировали в юго-восточном направлении вслед за геосинклиналью палео-Тетис. Для каждой области характерен определенный ряд осадочных и магматических формаций.

5. С Уральским океаническим бассейном в каледонское время и с Иртыш-Зайсанским в герцинское Казахстанский континент взаимодействовал по принципу пассивной континентальной окраины Атлантического типа, т. е. без зон Беньофа — источников тектоно-магматической активизации.

6. Может быть, все-таки вулcano-плутонический магматизм девона и карбона не является показателем возраста континентальной коры, как это принято сейчас большинством исследователей [3, 29—32], а лишь указывает, что к этому времени континентальная кора уже существовала? Это предположение, вероятно, касается вообще так называемого субсеквентного магматизма. Выделенные вулcano-плутонические пояса в петрологическом смысле не равноценны и образуют два крупных магматических цикла: девонский и каменноугольный в соответствии с «раскрытием» и «закрытием» двух океанических бассейнов палео-Тетис в девоне и карбоне. При более детальных исследованиях каждый вулcano-плутонический цикл, по-видимому, расчленился на несколько смещенных друг относительно друга вулканических поясов.

7. В пермское время Центральный Казахстан подвергся финальной тектоно-магматической активизации, явившейся результатом наложения двух генетически различных процессов: вулcano-плутонической активизации в связи с окончательным закрытием геосинклинали палео-Тетис и плутоно-тектонической активизации, вызванной столкновением Казахстанского и Сибирского континентов, — обусловивших широкое развитие крупных сдвиговых и покровно-надвиговых структур.

8. В течение всей палеозойской истории Центрального Казахстана выделяются две эпохи наиболее интенсивного сжатия: средний ордовик — силур и поздняя пермь — ранний триас, обусловившие широкое развитие покровно-надвиговых структур и линейных зон смятия.

9. При изучении строения Центрально-Казахстанской складчатой области и ее тектоническом районировании, которое до сих пор основывалось только на выяснении вертикальной последовательности геологических комплексов, необходимо уделять больше внимания тому, что все эти комплексы принадлежат определенным латеральным рядам.

Таким образом, генетическая разнородность палеозойских геологических процессов, обусловивших образование резко дискордантных каледонских и герцинских структур, широкое развитие сдвиговых, покровно-надвиговых деформаций и линейных зон смятия, а также наличие блоков древней дорифейской континентальной коры — все это и обусловило характерный мозаичный рисунок палеозойского Центрального Казахстана.

В рамках одной статьи, основной целью которой является постановка самой проблемы невозможно более детально остановиться на многих затронутых выше вопросах и тем более на других, особенно металлогенических, проблемах. Однако представляется несомненным, что многие вопросы геологии Центрального Казахстана в дальнейшем получат успешное разрешение с позиций развивающейся гипотезы тектоники плит.

1. *Алекторова Е. А.* Особенности строения и развития внутренней области палеозойд Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1980, № 3, с. 58—71.
2. *Алекторова Е. А., Фогельман Н. А.* О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1979, № 4, с. 117—121.
3. *Антонюк Р. М., Ляличев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др.* Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1977, № 5, с. 71—82.
4. *Аполлонов М. К., Паталаха Е. И.* История геологического развития палеозойд Казахстана.— В кн.: *Проблемы тектоники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 27—41.
5. *Бахтеев М. К., Филатова Н. И.* Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгар-Балхашской геосинклинальной системы.— *Геотектоника*, 1969, № 3, с. 75—87.
6. *Беспалов В. Ф.* Система тектонических покровов Казахстана.— *Геотектоника*, 1980, № 2, с. 78—94.
7. *Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1959, т. 34, № 1, с. 3—38.
8. *Буш В. А.* Ранний этап развития континентальной коры в Центральном Казахстане.— *Геотектоника*, 1978, № 1, с. 78—83.
9. *Власов Г. М.* О геологической сущности процессов активизации.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 20—31.
10. Геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. Масштаб 1 : 1 500 000. Л., 1965. Объяснительная записка, Алма-Ата: Наука, 1971, с. 6—28, 95—226.
11. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Новая серия, лист М-(44), 45. Объяснительная записка, Л., 1970, с. 109—121.
12. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 10—16.
13. Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М.: Недра, 1972, кн. 2, с. 231—289.
14. *Голубовский В. А.* Тектоническое значение разреза гор Карабатыр в связи с проблемой каледонид Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 71—76.
15. *Зайцев Ю. А.* Эволюция геосинклиналей овального концентрически-зонального типа на примере палеозойд Центрального Казахстана: Автореф. на соискание уч. ст. докт. геол.-минер. наук, МГУ, 1980, с. 5—33.
16. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 62—109, 162—166.
17. *Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: *Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования*. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155, с. 223—248.
18. *Каряев В. А., Казимир В. Т.* Строение и офиолиты северной части Джалаир-Найманского синклинория (Центральный Казахстан).— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 77—85.
19. *Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— *Геология и геофизика*, 1970, № 9, с. 623.
20. *Леонов Ю. Г.* О некоторых методических предпосылках корреляции тектонических движений.— *Геотектоника*, 1976, № 6, с. 3—14.
21. *Леонов Ю. Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976, с. 14—182.
22. *Леонов Ю. Г.* Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах.— В кн.: *Проблемы стратиграфии и исторической геологии*.— М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 89—103.
23. *Леонов Ю. Г., Мазарович О. А.* О тектонической природе девонских моласс в областях каледонидной складчатости.— *Геотектоника*, 1975, № 5, с. 45—59.
24. *Ляличев Г. Ф., Нурылбаев А. Н., Старов В. И., Панченко А. Г., Сейтмуратова Э. Ю., Сергиева М. Н., Тельгузиев А. Т., Федько В. П.* Плутонизм и тектоника.— В кн.: *Проблемы тектоники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 101—139.
25. *Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Щерба И. Г.* О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1980, № 1, с. 122—127.
26. *Нехорошев В. П.* Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966, с. 96, 103.
27. *Павлова Т. Г.* Вулканизм и тектоническое положение докембрийских зон деструкций Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 58—70.
28. *Паталаха Е. И., Белый В. А.* Офиолиты и тектоника Казахстана.— В кн.: *Проблемы тектоники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 42—53.
29. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—23.
30. *Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов М. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— *Докл. АН СССР*, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
31. *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.
32. *Пейве А. В., Яшин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс М. А.*

- Становление континентальной земной коры Северной Евразии.—Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
33. *Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.—Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
  34. *Перфильев А. С.* Формирование континентальной коры и металлогения.—Геотектоника, 1977, № 5, с. 56—70.
  35. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 340. М.: Наука, 1980, с. 6—23, 96—111, 139—145.
  36. *Розен О. М.* Особенности вулканизма и эволюция земной коры Кокчетавского массива в позднем докембрии.—Геотектоника, 1977, № 3, с. 56—69.
  37. *Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А.* Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория.—Геотектоника, 1980, № 4, с. 52—62.
  38. Тектоническая карта КазССР и прилегающих территорий союзных республик. Объяснительная записка. Л., 1975, с. 8—55.
  39. *Тихомиров В. Г.* Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975, с. 5—18, 133—139.
  40. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, с. 191—205.
  41. *Хаин В. Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.—Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
  42. *Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967, с. 104—106.
  43. *Цейслер В. М.* Связь молассовых формаций и орогенных структур.—Геотектоника, 1973, № 1, с. 3—17.
  44. *Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970, с. 10—122.
  45. *Щерба Г. Н.* Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 11—73.

Гапеевская геологоразведочная  
экспедиция Центрально-Казахстанского  
производственного геологического  
объединения, Караганда

Поступила в редакцию  
11.XII.1981

УДК 552.4+551.24(574.42+41)

ЕРМОЛОВ П. В., ПАТАЛАХА Е. И., ЕФИМОВ И. А.,  
ПОЛЯНСКИЙ Н. В., ПОНОМАРЕВА А. П., НАЙДЕНОВ Б. М.,  
ХОХЛОВ П. И.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И РУДНОГО АЛТАЯ

Анализ карты метаморфизма Зайсанской складчатой области, составленной с учетом новых геологических и радиологических данных, позволил сделать вывод о симметричном расположении метаморфических комплексов континентального типа относительно Чарской офиолитовой зоны. Это позволяет представить Зайсанскую складчатую область на ранней ступени ее развития в виде рифта или внутреннего моря. Современная структура складчатой области образована в результате значительных горизонтальных перемещений коровых масс, скучивания их с частичной обдукцией океанической коры на край континентальной плиты. Критически рассмотрены прежние модели, в которых Иртышская зона отождествляется с погребенной зоной Беньюфа. Тесная пространственная сопряженность метаморфических комплексов умеренных и высоких давлений позволяет предположить, что ленты и чешуи метаморфических пород высоких давлений образуются по породам умеренных давлений и фиксируют собой глубоко вскрытые тектонические швы. Анализируется роль Иртышского краевого разлома в развитии Зайсанской складчатой области и формировании современной ее структуры.

Метаморфические комплексы Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая изучались давно. За более чем 50-летний период исследований накоплен большой эмпирический материал по геологии и петрологии метаморфических пород [2—4, 6, 8, 9, 13, 21, 24—26]. Частично он отражен на карте метаморфизма Азии [12]. В данной статье обращается внимание на те особенности внутренней структуры и истории развития региона, которые вытекают из анализа составленной нами карты метаморфизма и которые прежде ускользали от внимания исследователей. Выводы, полученные нами, могут представлять интерес не только для Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая, но и Казахстана в целом.

Выходы метаморфических пород в рассматриваемом регионе распределены неравномерно. Уже из простого обзора схемы (рис. 1) видно, что главные их поля распространения и наибольшее разнообразие отмечаются в зоне сочленения Рудного Алтая и Зайсанской складчатой области, названной В. П. Нехорошевым Иртышской зоной смятия. Достаточно широко они распространены и на Рудном Алтае, но состав их там однотипен. В осевой и юго-западной частях складчатой области выходы метаморфических пород редки, однако они характеризуются большим разнообразием и представляют огромный интерес как с петрологической, так и с тектонической позиций. Следует особо подчеркнуть, что лишь на Рудном Алтае метаморфические породы подстилают вулканогенный девон, начинающий герцинский мегаритм. На всей остальной территории они залегают как аллохтонные блоки среди среднепалеозойских комплексов.

Выделяются комплексы пород высоких и умеренных давлений и нерасчлененная по давлению ассоциация зеленых сланцев.

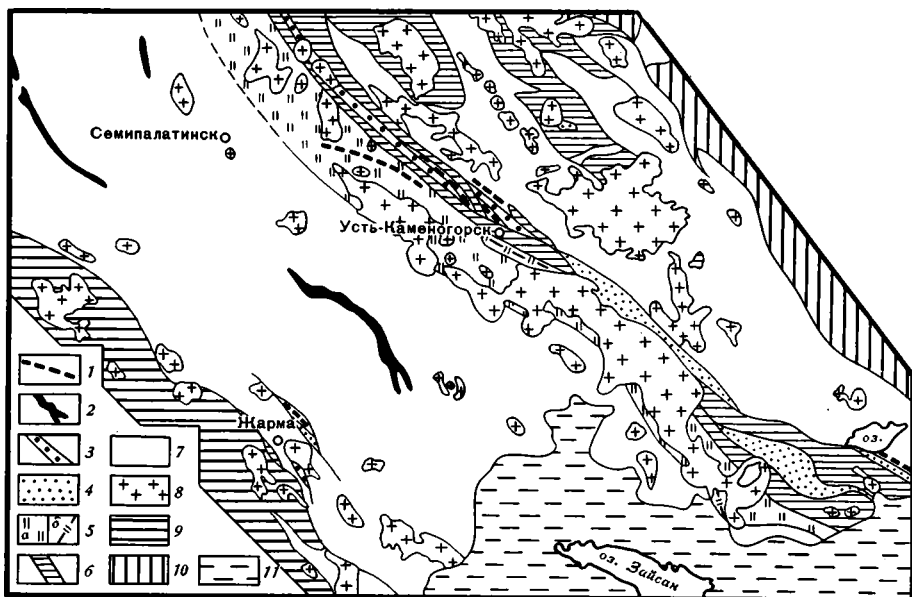


Рис. 1. Карта метаморфизма Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая  
 1 — комплексы высоких давлений дистен-силлиманитового типа; 2 — серпентинитовый меланж с включениями метаморфических пород высоких и умеренных давлений; 3 — 5 — комплексы умеренных давлений: 3 — гранулиты и амфиболовые гранулиты, 4—5 — амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма; 4 — известкисто-глиноземистый комплекс, 5 — зональный графит-глиноземистый комплекс (а — андалузитовая и б — силлиманит-кордиеритовая зоны); 6 — зеленосланцевая ассоциация пород, нерасчлененная; 7 — ломонит-пренит-пумпеллитовая фация; 8 — позднепалеозойские граниты; 9—10 — каледонские нерасчлененные комплексы Чингиза (9) и Горного Алтая (10); 11 — рыхлые отложения

### ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Среди пород высоких давлений различаются два комплекса: метапелитовый дистен-силлиманитового типа и метаофиолитовый глаукофан-амфацитового типа.

Главные выходы пород метапелитового комплекса дистен-силлиманитового типа приурочены к Иртышской зоне смятия. Здесь они слагают четыре чешуи: Маркакольскую, Бражихинскую, Согринско-Предгорненскую и Вавилонско-Барашкинскую (см. рис. 1).

Маркакольская чешуя нами детально не изучалась.

Бражихинская полоса представляет собой систему линзовидных тел, расположенных в структурах Рудного Алтая среди вулканитов пихтовской свиты (Д<sub>3</sub>fm), метаморфизованных вблизи краевого Иртышского разлома в условиях зеленосланцевой фации. Простираение полосы в целом северо-западное, мощность — первые десятки метров, протяженность несколько километров. Для данной полосы характерны две минеральные ассоциации: 1) Кв + Ки ± Аб ± Му<sup>1</sup>; 2) Кв + Аб + ХлД + Ки ± Му. Условия метаморфизма оцениваются следующими параметрами:  $T \approx 400^\circ \text{C}$ ,  $P \approx 600 \text{ МПа}$ .

Согринско-Предгорненская чешуя состоит из двух выходов, разделенных зелеными сланцами. Юго-восточный выход обнажается на се-

<sup>1</sup> Здесь и далее приняты следующие сокращения минералов: Аб — альбит, Ак — актинолит, Ан — андалузит, Би — биотит, Во — волластонит, Гл — глаукофан, Гросс — гроссуляр, Гр — гранат, Гф — графит, Жд — жедрит, Ка — карбонат, Кв — кварц, Ки — кианит, Ко — корунд, Кор — кордиерит, Кпи — клинопироксен, Кр — кроссит, Лс — лавсонит, Му — мусковит, Омф — омфациит, Опи — ортопироксен, Ор — ортоклаз, Пл — плагиоклаз, Риб — рибекит, Ро — роговая обманка, Р — рутил, Сил — силлиманит, Ск — скаполит, См — стильномелан, Ст — ставролит, Хл — хлорит, ХлД — хлоритоид, Цо — цоизит, Шп — шпинель, Эп — эпидот.



Состав минералов метаморфических пород высоких давлений

Оксиды	2533/1		2870—5		976/5		1423/1		877/2	
	Гр	Ст	Жд	Гр	Кпи	Гр	Омф	Гр	Гл	Гр
SiO <sub>2</sub>	37,23	27,76	40,68	37,18	53,44	39,04	54,73	39,20	50,50	39,08
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,64	0,14	0,04	0,04	0,14	0,07	0,16	0,29	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,35	53,31	17,49	20,81	0,49	20,49	10,23	20,83	9,69	18,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0,02		0,02		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						3,12	2,33	0,34	7,26	5,46
FeO	28,99	13,07	24,83	33,26	5,97	12,35	4,85	24,83	10,48	20,85
MnO	6,86	0,47	0,38	1,97	0,07	1,21	0,01	0,49	0,46	6,93
MgO	3,13	1,79	10,83	4,07	13,70	4,26	6,63	3,27	8,54	0,82
CaO	1,92		0,38	1,92	24,51	18,66	12,97	10,01	2,33	7,80
Na <sub>2</sub> O			1,55		0,20		7,05		5,71	0,04
K <sub>2</sub> O			0,01						0,15	0,06
П. п. п.		2,0	2,0						3,66	
Сумма	98,63	99,04	98,29	99,37	98,42	99,29	98,87	99,14	99,07	99,40
XMg	0,16	0,19	0,43	0,21	0,7	0,5	0,63	0,23	0,72	0,04
T, С°	400—420		500—650		600		490		370	

Примечания. 2533/1—Би+Кор+Ст+Пл+Гр±Ки, метапелитовый комплекс Согринско-Предгорненской полосы; 2870/5—Кв+Жд+Гр, то же, Вавилонско-Баращинская полоса; 976/5—Гр+Кпи+Хл, метаофиолитовый комплекс, Чарский офиолитовый пояс; 877/2—Гл+Гр, метаофиолитовый комплекс, Чарский офиолитовый пояс.

верной окраине г. Усть-Каменогорска. Размеры его 2×0,4 км. Северо-западный выход прослеживается от Усть-Каменогорска до с. Предгорное на протяжении более 30 км. Средняя ширина выхода 0,8—1,5 км. В обоих выходах породы комплекса тонко гифрированы. Характерной микроструктурной чертой комплекса являются отчетливые признаки течения кварца. В комплексе встречаются субавтохтонные тела низкотемпературных гранитов, содержащих гранат и дистен.

Главные минеральные ассоциации Согринско-Предгорненской полосы следующие: 3) Би+Кор+Ст+Пл+Гр±Ки; 4) Кв+Му+Ки+Гр+Пл±Би; 5) Пл+Ро+Гр+Эп±Кв.

Химический состав граната и ставролита из слоя 2 приведен в табл. 1. По ставролит-гранатовому термометру [20] температурные условия метаморфизма оцениваются в 400—420°С. Состав минеральных ассоциаций свидетельствует о принадлежности пород к дистен-сланцевой фации метаморфизма [5] или к высокобарической субфации ставролитовой фации [15].

Вавилонско-Бражихинская чешуя представляет собой систему узких выходов, сочлененных кулисообразно и протягивающихся в северо-западном направлении более чем на 40 км при ширине первые сотни метров. Она целиком располагается внутри графит-глиноземистого комплекса умеренных давлений, которые будут рассмотрены ниже. Главные минеральные ассоциации такие же, как и в Согринско-Предгорненской полосе, но, кроме того, появляется ассоциация: 6) Кв+Жд+Гр, устойчивая до  $T \approx 500—650^\circ\text{C}$ . Химический состав граната и жедрита из данной ассоциации приведен в табл. 1 (обр. 2870-5). В данной чешуе отмечаются также слои и линзы антофиллитовых амфиболитов с медно-пирротиновым оруденением, представляющие собой, вероятно, оруденелые метаморфизованные пикриты. По набору минеральных ассоциаций и составу минералов породы принадлежат высокотемпературной ступени дистен-сланцевой фации.

На отдельных участках Иртышской зоны нами изучены контакты пород рассматриваемого комплекса с метаморфическими породами умеренных давлений, зелеными сланцами и неметаморфизованными отложениями. Полученные данные свидетельствуют о резкой смене  $P—T$  условий на контактах в интервале 3—5 м. Такие градиентные зоны проявляются как фазовыми превращениями, так и сменой зональности гра-

Данные абсолютного возраста пород метафиолитового комплекса высоких давлений ([4] и наши данные)

№ образца	Порода	Минерал	Возраст, млн. лет	Лаборатория
877/1	Глаукофановый сланец	Глаукофан	460±15	ВСЕГЕИ, 1977
1423	Эклогит	Омфацит	309±32	То же
517-а	»	Порода	477±20	ИГГ СО АН СССР
516-в	Амфиболит	»	545±50	То же
551-а	Глаукофановый сланец	»	366±15	»

ната с прогрессивной (увеличение пироповой молекулы от центра зерна к краю), свойственной внутренним частям пластин высокобарического комплекса, регрессивной (увеличение спессартиновой молекулы от центра зерна к краю), характерной линиям их контакта с другими образованиями. Эти материалы определенно свидетельствуют о тектонической природе границ, отделяющих высокобарические комплексы от иных пород.

В юго-западной части Зайсанской складчатой области метапелитовый комплекс дистен-силлиманитового типа обнажается в виде тектонического блока среди отложений девона и нижнего карбона севернее ст. Жарма (рис. 1). В отличие от Иртышской зоны здесь более широко развиты известковистые породы. Поэтому в составе минеральных ассоциаций обязателен плагиоклаз и более широко, чем в Иртышской зоне, развит амфибол. Главные минеральные ассоциации (5), а также: 7) Пл+Му+Би+Кв+Гр±Кор; 8) Пл+Би+Кв+Ст+Гр±Ки±Сил.

Условия метаморфизма комплекса оцениваются следующими параметрами:  $P=700-800$  МПа,  $T=560-650^{\circ}$  С, что отвечает высокотемпературной ступени дистен-сланцевой или начальной ступени дистен-гнейсовой фации метаморфизма.

Возраст метапелитового комплекса дистен-силлиманитового типа проблематичен ввиду тектонического характера его границ с окружающими породами и отсутствия радиологических данных.

Метафиолитовый комплекс глаукофан-омфациитового типа развит в Чарской осевой зоне. Выделение его как генетической единой ассоциации достаточно условно, поскольку непрерывного разреза комплекса не существует, а объединяемые в него породы залегают в виде бескорневых включений в серпентинитовом меланже [9]. Главные минеральные ассоциации включают: 9) Омф+Гр+Ру; 10) Кли+Гр; 11) Гл(Кр)+Гр+Му; 12) Кв+Гл(Кр)±Му±См; 13) Риб+Кв; 14) Гл(Кр)+Лс+Эп+Му.

Первичными породами являлись перидотиты, базальты и силициты. Температурные условия метаморфизма, оцененные по парам минералов, приведенных в табл. 1, укладываются в интервал  $370-600^{\circ}$  С. Давление, оцененное по [20, 27], составляет  $640-680$  МПа для глаукофановых сланцев и  $1200-1400$  МПа для эклогитов [24]. В эклогитах обнаружены высокобарическая фаза углерода. Это свидетельствует, что значения, приведенные для эклогитов, являются минимальными.

Результаты определения абсолютного возраста пород метафиолитового комплекса высоких давлений калий-аргоновым методом приведены в табл. 2. Они свидетельствуют, что самая древняя перегруппировка радиогенного аргона происходила в ордовике и кембрии.

Свинцово-свинцовые изотопные данные цирконово-апатитовых ассоциаций из кварц-глаукофан-мусковитовых сланцев Чарского пояса оценивают возраст пород в  $750\pm 150$  млн. лет. Возраст пород метафиолитового комплекса принят позднепротерозойским.

## КОМПЛЕКСЫ УМЕРЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ

Метаморфические породы умеренных давлений в той или иной мере сопряжены с породами высоких давлений, образуя подобие парных поясов (см. рис. 1). Выделяются образования гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

**Гранулиты** отмечены в Иртышской зоне смятия и в юго-западной части Зайсанской складчатой области вблизи границы ее с каледонидами Чингиза. Они объединены нами в метапелитовый (в широком смысле) глиноземисто-известковистый комплекс. В Иртышской зоне гранулиты слагают Согринско-Убинскую полосу, пространственно сопряженную с Согринско-Предгорненской полосой высокобарических пород (см. рис. 1). Для нее характерно сочетание двух породных групп: 1 — тонкопереслаивающихся известковистых и глиноземистых кристаллических сланцев и 2 — мигматизированных гнейсов. Гнейсы занимают иногда кососекущее положение по отношению к первичной слоистости кристаллических сланцев и содержат их рестины. Характерны следующие минеральные ассоциации: 15) Ор + Пл + Кпи + Ск + Кв; 16) Пл + Кпи + Гросс + Во; 17) Би + Силл + Кв + Пл + Ор; 18) Кв + Ор + Пл + Би + Гр + Силл.

Парагенезис (15), включающий скаполит, основной плагиоклаз и ортоклаз, характеризует переходную степень от амфиболитовой к гранулитовой фациям метаморфизма. В парагенезисе (18) гранат содержит 30—31% пирропа (табл. 3), что однозначно указывает на условия гранулитовой фации метаморфизма:  $T = 700\text{—}750^\circ$ ;  $P = 700\text{—}800$  МПа. На значительной части площади рассматриваемые породы подвержены ретроградному метаморфизму с образованием амфибола и эпидота в известковистых породах и ставролита в гнейсах. Свинцово-свинцовые изотопные и уран-свинцовые данные цирконового концентрата из гранулитов района пос. Согра показывают следующие значения возраста (проба 58):  $Pb^{207}/Pb^{206} = 1005$  млн. лет,  $Pb^{206}/U^{238} = 505$  млн. лет,  $Pb^{207}/U^{235} = 605$  млн. лет [18].

В юго-западной части Зайсанской складчатой области гранулиты слагают линейный блок шириной до 0,5 км и протяженностью более 3 км. Он расположен среди отложений условно  $S_1$  вблизи Жарминской шовной зоны. В северо-западной части блок обрезан сиенитами Кандыгатайского массива, в котором метаморфические породы прослеживаются в виде останцов. Блок сложен слонистыми кристаллическими сланцами и мигматизированными гнейсами. С отложениями  $S_1$  (?), метаморфизованными вблизи контакта с Кандыгатайским массивом в условиях мусковит-амфиболитовой фации, он имеет резкие контакты. Главные минеральные

Таблица 3

Химический состав минералов метаморфических пород умеренных давлений

Окислы	1356	2530/6		2530		С-4-280		8	
	Кпи	Гр	Би	Гр-м	Гр-л	Гр	Би	Гр	Би
SiO <sub>2</sub>	50,64	39,12	38,42	38,48	38,45	39,24	35,0	38,32	35,46
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,64	3,10			0,88	2,96	0,56	2,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	22,42	19,80	21,12	21,11	20,93	20,23	20,72	20,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	1,60	3,23			0,73	1,86	0,47	2,53
FeO	13,60	26,99	13,28	29,67	29,76	23,26	16,99	28,07	17,01
MnO	0,33	1,26	0,05	1,47	1,45	8,67	0,48	6,28	0,39
MgO	8,65	7,29	12,32	8,07	7,94	3,11	10,64	3,35	7,61
CaO	23,40	1,12	0,45	1,27	1,28	2,27	0,91	1,14	
Na <sub>2</sub> O			0,05			0,20	0,20	0,16	0,24
K <sub>2</sub> O		0,09	8,21			0,38	6,62	0,33	8,73
П. п. п.			1,41				4,22		4,47
Сумма	99,28	100,53	100,32	100,08	99,99		99,91	99,40	100,07
XMg	0,52	0,30	0,58	0,32	0,31	0,15	0,50	0,15	0,41
T, °C		700—750				550—600		600—650	

*Примечание.* Гранулиты: 1356 — Пл+Кпи+Гросс+Ро; 2530/6 — Пл+Оч+Би+Кв+Гр+Силл+Би; 2530 — то же, что и 2530/6 (м-меланосома, л-лефкосома). Гнейсы и кристаллические сланцы фации биотит-силлиманитовых гнейсов графит-глиноземистого комплекса: С-4-280—Пл+Кв+Би±Му+Гр+Кор, 8—Пл+Кор+Гр+Би.

ассоциации следующие: 19) Пл+Ор+Кв+Силл+Кор+Ко+Шп; 20) Кв+Пл+Опи+Гр+Кор+Шп+Би+Ру; 21) Пл+Кв+Ор+Кор+Шп+Опи; 22) Ор+Кв+Кпи+Опи+Ро+Би; 23) Кв+Пл+Кпи+Ка.

Парагенезисы Силл+Опи, Силл+Кор+Ко, Опи+Кор+Ор свидетельствуют о принадлежности комплекса к наиболее высокотемпературной субфации гранат-кордиерит-ортоклазовой фации [15], определяемой давлением 1000—1200 МПа и температурой 950—1000°С (досапфириновая область по температуре). Ближайшие формационные аналоги — сугамский, лапландский, центральноанабарский комплексы нижнего архея, а также нижнеархейские гранулиты Сангиленского выступа Тувы [16].

**Породы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации** метаморфизма развиты главным образом в северо-восточной части Зайсанской складчатой области. Они делятся на три комплекса: известковисто-глиноземистый, зональный графит-глиноземистый и метафиолитовый.

Известковисто-глиноземистый комплекс развит в центральной и юго-восточной частях Иртышской зоны смятия, небольшие выходы его известны также в Рудном Алтае.

В Иртышской зоне смятия выходы известковисто-глиноземистого комплекса образуют три полосы, разделенные зелеными сланцами (см. рис. 1). К данному же комплексу в северо-западной части зоны могут быть отнесены кристаллические сланцы с амфиболом, развившиеся на ретроградной ступени метаморфизма по гранулитам, описанным выше. Главные минеральные ассоциации включают [25 и наши данные]: 24) Пл+Кв+Би+Гр; 25) Пл+Кор+Би+Гр; 26) Пл+Ро±Кпи±Кв±±Эп.

В отношении возраста пород рассматриваемого комплекса имеются следующие данные.

1. Определения по биотиту К—Аг-методом показывают значения возраста в интервале 575—217 млн. лет [25].

2. Свинцово-изотопные определения мраморов из Кальджиро-Курчумского выступа показывают возраст  $870 \pm 100$  млн. лет [26].

3. Определения свинцово-изотопным и уран-свинцовым методами цирконового концентрата из гранат-биотитовых мигматитогнейсов района с. Маралиха показывают следующие значения (проба 77):  $Pb^{207}/Pb^{206} = 910$  млн. лет,  $Pb^{206}/U^{238} = 462$  млн. лет,  $Pb^{207}/U^{235} = 545$  млн. лет. Значение 910 млн. лет рассматривается нами как минимальный возраст пород. Оценка возраста по дискордии  $Pb^{206}/U^{238} = 0,02423 + 0,07151 Pb^{207}/U^{235}$ , построенной по трем пробам из этого же района, дает время образования цирконов 1450 млн. лет.

4. В северо-западной части Иртышской зоны смятия выполнены определения Рb-изотопным и U—Рb-методами по цирконам и монацитам, выделенным из пород известковисто-глиноземистого комплекса и диафторированных гранулитов, описанных выше. По серии трех исследованных цирконов построена линия дискордии, которая пересекает конкордию в двух точках. Верхнее пересечение отвечает нижнему рифею (1,5 млрд. лет) и соответствует времени образования цирконов. Нижнее пересечение отвечает верхнему карбону ( $305 \pm 5$  млн. лет) и соответствует времени активного преобразования первичных метаморфических пород. Исследования монацитов имеют почти сходящиеся по всем отношениям изотопов свинца и урана значения возраста  $304 \pm 15$  млн. лет и подтверждают молодой этап метаморфических преобразований нижне-рифейских пород.

В Рудном Алтае выходы пород известковисто-глиноземистого комплекса найдены в центре Синюшкинского антиклинария среди плагиогранитов одноименного массива. Размеры выхода  $100 \times 600$  м. Сложен он кристаллическими сланцами и гнейсами, для которых характерны две главные минеральные ассоциации: 27) Би+Пл+Кв и 28) Ро+Пл+Кв.

Абсолютный возраст гнейсов, определенный К—Аг-методом по биотиту в лаборатории ПГО «Запсибгеология» составляет 424—460 млн. лет (обр. 839-е С. Г. Кальсина и М. Ф. Микунова).

Зональный графит-глиноземистый комплекс андалузит-силлиманитового типа территориально соответствует тыкырской свите Қалбы и располагается непосредственно юго-западнее Иртышской зоны (см. рис. 1). Детально геология и вещественный состав комплекса рассмотрены в [8]. Главный объем его слагают кристаллические сланцы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (фация ставролит-мусковитовых гнейсов по [15]). В отдельных участках обнажается нижняя часть комплекса, сложенная гранат-биотит-силлиманитовыми и гранат-биотит-кордиеритовыми гнейсами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Минеральные ассоциации зонального графит-глиноземистого комплекса включают: 29) Пл+Кв+Би+Ан+Гф±Гр; 30) Кв+Пл+Би+Му+Ст+Гр; 31) Пл+Кпи+Ро+Гр±Кв; 32) Кв+Пл+Би+Силл; 33) Кв+Пл+Би+Му+Кор+Гр.

В табл. 3 приведен состав некоторых сосуществующих минералов комплекса. Для пары гранат—биотит из силлиманитовой зоны получена температура 550—650° С.

Вопрос о возрасте графит-глиноземистого комплекса детально обсужден в [8] и других работах автора. Здесь отметим лишь основные положения.

Издавна выделявшаяся в Қалбе тыкырская свита ( $D_3—C_1?$ ) при детальном изучении метаморфизма слагающих ее пород оказалась резко гетерогенной. Основу ее составляет зональный графит-глиноземистый метаморфический комплекс, описанный выше. Для него характерны купольные структуры (Чечекская, Қалгутинская), в которых состав пород меняется от биотит-андалузит-графит-плагиоклазовых кристаллических сланцев и мигматизированных биотит-силлиманит-гранат-полевошпатовых гнейсов на крыльях до однородных биотит-кордиерит-гранат-плагиоклазовых гнейсов в ядре. Интенсивность метаморфизма не обнаруживает пространственной связи с гранитными массивами или напряженными тектоническими зонами. Некоторые купольные структуры срезаны разломом, ограничивающим Иртышскую метаморфическую полосу с юго-запада, а изограды этих куполов (например, Чечекского) утыкаются в разлом под прямым углом, демонстрируя автономность метаморфических процессов по отношению к линейному плану Иртышской зоны. Приведенные особенности состава и строения графит-глиноземистого комплекса и несопоставимость интенсивности метаморфизма его пород с несомненно девонскими и нижнекаменноугольными отложениями, окаймляющими комплекс с юго-запада и развитыми в виде чешуй внутри него, позволяют предполагать более древний возраст графит-глиноземистого комплекса, чем это принято сейчас, и рассматривать его как один из фрагментов кристаллического фундамента Зайсанской складчатой области.

Внутри графит-глиноземистого метаморфического комплекса присутствуют чешуи пород метаморфического комплекса высоких давлений (см. выше) и неметаморфизованные девонские и нижнекаменноугольные песчано-сланцевые отложения, содержащие фауну кораллов, мшанок, споры и пыльцу. В тех случаях, когда нам удалось наблюдать характер их соотношений с графит-глиноземистым комплексом (Қалгутинский гнейсовый купол, район поселков Убинка, Предгорное, Самсоновка), везде отмечались резкие контакты, свидетельствующие о тектоническом совмещении вышеперечисленных пород с графит-глиноземистым комплексом. Эти данные позволяют нам рассматривать ассоциацию пород, которая до 1933 г. выделялась Н. А. Елисеевым как диафториты по андалузит-гранатовым кристаллическим сланцам, а позднее стала выделяться как тыкырская свита ( $D_3—C_1?$ ), гетерогенной, состоящей из тектонически сопряженных метаморфических пород умеренных и высоких давлений и неметаморфизованных отложений девона и нижнего карбона. При этом основу данной гетерогенной толщи слагают метаморфические породы, вероятно, позднепротерозойского возраста, а неметаморфизованные отложения представлены редкими и маломощными чешуями.

Метаофиолитовый комплекс свойствен осевой Чарской зоне. Породы его присутствуют в виде включений в серпентинитовом меланже и слагают чешуи в основании тектонических покровов. На отдельных участках они пространственно совмещены с включениями метаморфических пород высоких давлений. Размеры выходов от нескольких квадратных метров до 0,1—0,2 км<sup>2</sup>. Единого разреза, так же как и для метаофиолитового комплекса высоких давлений, составить невозможно ввиду разобщенности выходов. Главными минеральными ассоциациями являются: 34) Пл+Ро±Кли±Эп+Цо; 35) Кли+Гросс; 36) Пл±Ро; 37) Кв+Му±См.

Первичными породами являлись пироксениты, габбро и базальты, анортозиты и силициты [9], представляющие собой древнюю офиолитовую ассоциацию, тектонически сопряженную в современном залегании с метаофиолитовым комплексом высоких давлений. Возраст комплекса по аналогии с метаофиолитовым комплексом глаукофан-омфацитового типа принимается позднепротерозойским.

### ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ АССОЦИАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ

Данная ассоциация метаморфических пород представляет собой преимущественно терригенные образования, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Наиболее широко они развиты на Рудном Алтае и в Иртышской зоне.

На Рудном Алтае метапороды фации зеленых сланцев обнажаются в Синюшинском и Алейском горст-антиклинориях, в Ревнюшинской структуре (см. рис. 1). Значительно распространены они в прилегающих к Рудному Алтаю структурах Горного Алтая. Облик и минеральный состав пород в значительной мере постоянен. Это пльочатые зеленые, бурые, буро-коричневые сланцы с характерными метаморфогенными кварцевыми, кварц-альбитовыми и альбитовыми обособлениями. Часто они бесструктурны, реже отмечается реликтовая слоистость. Минеральный состав очень выдержан: кварц, альбит или альбит-олигоклаз, хлорит, эпидот, биотит, реже актинолит. На большей части территории Рудного Алтая первичные породы расшифровываются как песчаники, алевролиты и известковистые разновидности этих пород. Внутри зеленосланцевого комплекса залегают интрузивы катаклазированных, милонитизированных и иногда гнейсированных плагигранитоидов, в которых первичные магматические цветные минералы также замещены зеленосланцевой ассоциацией, а плагиоклаз — парагенезисом альбита и эпидота.

В Иртышской зоне породы зеленосланцевой ассоциации окаймляют кристаллические сланцы и гнейсы высоких ступеней метаморфизма. Во многих случаях здесь зеленые сланцы не содержат реликтовой слоистости; в других — по характеру переслаивания можно заключить, что первичные породы представляют собой чередующиеся алевролиты и песчаники с существенной долей известковистого материала. В юго-западном борту зоны, уже в графит-глиноземистом комплексе андалузит-силлиманитового типа отмечаются разобщенные фрагменты офиолитового комплекса, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации: тальк-актинолитовые сланцы, диабазы, кварциты, мраморы. Фрагменты офиолитового комплекса, метаморфизованного в условиях зеленосланцевой фации, обнажаются и по берегам р. Курчум выше пос. Маралиха. Он включает серпентиниты с офиолитовой железистостью ( $f=9\%$ ) и апобазальтовые актинолит-эпидотовые сланцы. Однако в целом разрез зеленосланцевого комплекса Иртышской зоны метатерригенный, а на долю метаофиолитов приходится 1—2% объема. Характерны три главные минеральные ассоциации: 38) Аб+Би±Кв±Му; 39) Аб+Хл±Кв±Эп; 40) Аб+Ак±Кв±Эп.

В некоторых разновидностях зеленых сланцев появляется гранат (например, в окрестностях пос. Ушановского). Эта особенность, а также присутствие актинолитовых разностей указывают на развитие в зоне вы-

сокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, которая, возможно, представляет собой диафториты по более глубокометаморфизованным породам.

На всем протяжении Иртышской зоны в зеленых сланцах систематически отмечаются известняки и мраморы. Некоторые их выходы содержат фауну эйфеля или живета, но почти всегда видно, что известняки с фауной представляют собой будины и принадлежность их к зеленосланцевому комплексу не очевидна. Несомненно, датирующей зеленосланцевый комплекс может пока считаться лишь силурийская фауна брахиопод, собранная М. С. Козловым в устье р. Бухтармы в 2—3 км севернее пос. Алтайка непосредственно в зеленых сланцах, образованных по алевролитам. Имеющиеся данные [8] позволяют рассматривать возраст зеленосланцевого комплекса в интервале  $Pz_{1-2}$ .

В осевой зоне Зайсанской складчатой системы породы зеленосланцевой фации связаны преимущественно с диафторезом пород высоких ступеней метаморфизма. Укажем, что вулканические базальт-радиоляритовые комплексы  $O_2$ — $D_3$  Чарской зоны, с которых начинается геосинклинальный разрез, подвержены (на отдельных участках) лишь самому низкотемпературному метаморфизму, отвечающему пренит-пумпелитовой субфации зеленосланцевой фации [9].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные позволяют по-иному рассмотреть некоторые проблемы геологии и истории развития Зайсанской складчатой области:

**1. Сопряженность метаморфических пород высоких и умеренных давлений.** Данную эмпирическую закономерность на примере областей сочленения континентальных и океанических плит впервые показал А. Миаширо [30]. Он, А. Б. Бакиров и Н. Л. Добрецов [1], а также В. Эрнст [29] объяснили парность поясов образованием глаукофан-сланцевых комплексов высоких давлений за счет метаморфизма пород океанической коры в обстановке субдукции. Н. Л. Добрецов и др. [7] отметили (и это хорошо видно на примере Зайсанской складчатой области), что сопряженность комплексов высоких и умеренных давлений имеет место не только на стыке океанических и континентальных плит, но и внутри континентальных плит. Однако такую сопряженность они объяснили тектоническим сближением, а не парагенетической связью. Позднее Г. Г. Лепезин [16] отметил постепенные переходы между андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фаціальными сериями. Вероятно, объяснение парности поясов, данное [1, 29, 30] для зон субдукции, справедливо для всех значительных перемещений типа шарьяжей, надвигов, при которых возникают избыточные давления, приводящие к образованию высокобарических пород по породам умеренных давлений в условиях повышенного температурного градиента. Е. И. Паталахой [19] на ряде линеаментов Казахстана детально изучены фазовые превращения в первоначально неметаморфизованных отложениях допалеозоя и палеозоя при приближении их к плоскости шва. Установлено, что даже в условиях самой высокой по давлению десятой тектонофации интенсивность метаморфизма в осевой части шва не достигает альмандиновой зоны зеленосланцевой фации из-за низкой температуры. Эти данные, а также давно подмеченная парность метаморфических поясов умеренных и высоких давлений (свойственная также и Зайсанской складчатой области) позволяют предполагать, что метаморфические породы высоких давлений образуются по породам умеренных давлений, а ленты и чешуи их фиксируют собой плоскости глубоко вскрытых тектонических швов.

Таким образом, механизм, приводящий к появлению парных метаморфических поясов, в какой-то мере универсален, а тип парности (дистен-силлиманитовая + андалузит-силлиманитовая или глаукофан-омфацитовая + амфибол-двупироксеновая фаціальные серии) определяется составом пород, попадающих в зоны субдукции, обдукции, шарьяжей или крупных надвигов.

## 2. Симметричность метаморфических серий и проблема гранулитов.

В строении кристаллического фундамента складчатых областей, подобных Зайсанской, отмечается определенная симметричность в расположении формационных типов метаморфических пород. Она проявляется в том, что в центре складчатой области отмечаются метаофиолит-метабазитовые комплексы «океанического» типа, а по краям — преимущественно метапелитовые комплексы континентального типа (рис. 1, 2). Такая симметричность убеждает, что на ранней стадии развития структура рассматриваемой складчатой области сопоставима с троговыми или риф-

Метаморфические породы $P, T, C^{\circ}$	Структурно-формационные зоны			
	Жарма-Саурская	Чарская	Калба-Нарымская	Рудно-Алтайская
Зеленые сланцы $P \sim 2 \div 8 \text{ кбар}$ $T \sim 350 \div 550^{\circ}$				
Амфиболиты, эпидиотовые амфиболиты, голубые сланцы, дистековые гнейсы и сланцы $P \sim 4 \div 12 \text{ кбар}$ $T \sim 500 \div 700^{\circ}$				
Гранулиты, эклогиты $P \sim 5 \div 14 \text{ кбар}$ $T \sim 700 \div 1000^{\circ}$				?

1   
 2   
 3   
 4   
 5

Рис. 2. Типы метаморфических комплексов Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая

1 — зеленосланцевая ассоциация, нерасчлененная; 2—3 — комплексы умеренных (2) и высоких (3) давлений; 4 — преимущественно метавулканогенные и 5 — преимущественно метавулканогенные комплексы

товыми системами, окраинными морями или с внутренними морями островодужных архипелагов, нежели обширными бассейнами типа современных океанов. Такой точки зрения на природу офиолитовых поясов складчатых областей придерживаются Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев [28]. Важным в этой гипотезе является то, что кора океанического типа, фрагменты которой присутствуют в офиолитовых поясах, не содержит комплексов пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В офиолитовых поясах в сериях метаморфических пород умеренных давлений наиболее высокотемпературными образованиями являются разнообразные амфиболиты, а высоких давлений — эклогиты, уступающие по  $T$ -условиям гранулитам. В то же время в обрамляющих офиолитовые комплексы поясах континентального типа гранулиты, как показано выше, несомненно присутствуют. Это свидетельствует, что гранулиты являются специфическими древними образованиями континентальной коры, а присутствие их в основании фанерозойских складчатых областей и некоторых островных дуг указывает, что гранулитовые комплексы зачастую играют роль срединных массивов. Вероятно, надо согласиться с [17], что в фанерозое условия преобразования океанической коры в континентальную по  $P$ — $T$ -параметрам не достигают условий двупироксен-гнейсовой фации метаморфизма.



**3. Зона Беньофа.** Привлечение концепции плитной тектоники для объяснения природы офиолитовых поясов складчатых областей неизбежно приводит к необходимости искать погребенные зоны Беньофа. В отношении Зайсанской складчатой области данному вопросу посвящен ряд статей [10, 11, 14, 22, 23]. В большинстве из них выход древней зоны Беньофа на поверхность отождествляется с современной Иртышской зоной смятия, а Рудный Алтай рассматривается как активная континентальная окраина. С отождествлением Рудного Алтая с активной континентальной окраиной следует согласиться. Что же касается интерпретации Иртышской зоны как погребенной зоны Беньофа, то уже из простого обозрения карты метаморфизма (см. рис. 1) можно отметить следующие уязвимые моменты этой модели.

а. В Иртышской зоне до настоящего времени не найдены голубые сланцы — один из главных индикаторных компонентов классических зон субдукции.

б. Отсутствуют какие-либо доказательства принадлежности единичных тел серпентинитов, мраморов, кварцитов, и диабазов Иртышской зоны к фрагментам гипотетической океанической палеоплиты, якобы простиравшейся под Калбой непрерывно от Чарского офиолитового пояса до Иртышской зоны и погружавшейся вдоль нее под Рудный Алтай. Такая модель целиком гипотетична.

в. Глубоко дискусионен тезис о принадлежности гетерогенного комплекса пород, известного под названием «такырская свита», к фациям глубоководного желоба, а зеленых сланцев с будинами известняков и мраморов, расположенных между такырской свитой и кристаллической полосой Иртышской зоны, — к олистостромовым образованиям [22]. Материалы, приведенные выше, свидетельствуют, что главный объем такырской свиты слагают породы, сопоставимые по условиям метаморфизма с гнейсами и кристаллическими сланцами Кальджиро-Курчумского горста и относящиеся, возможно, к догерцинскому кристаллическому основанию. В отношении так называемого олистостромового комплекса можно заметить, что цемент его (зеленые сланцы) содержит силурийскую фауну (сборы М. С. Козлова, см. выше), а включения (известняки, мраморы) — среднедевонскую фауну. Это противоречит принципам выделения олистостромовых комплексов и более удовлетворительно может быть объяснено тектоническим сближением разновозрастных пород.

г. Сама Иртышская зона располагается внутри континентальной плиты. К юго-западу от нее простирается зональный графит-глиноземистый метаморфический комплекс, а к северо-востоку — структуры Рудного Алтая, наложенные на гетерогенное складчатое основание (рис. 1).

Перечисленные замечания, а также отмеченная выше симметричность метаморфических комплексов Зайсанской складчатой области, предполагающая существование древних континентов по обе стороны геосинклинального трога, делают модель спрединга с привлечением зоны Беньофа на месте современной Иртышской зоны уязвимой. Такая модель предполагает существование океанической и континентальной плит, разделенных зоной Беньофа, в то время как в Зайсанской складчатой области есть все основания выделять два континента (Алтае-Саянский и Чингиз-Тарбагатайский), разделенных в раннем и среднем палеозое геосинклинальным трогом. В данном случае применима модель ограниченного спрединга и скупивания без зоны Беньофа, но с частичной обдукцией океанической коры на край Алтае-Саянской литосферной плиты, сопровождаемой, может быть, некоторой глубинной субдукцией океанической литосферы под континентальную.

Таким образом, мы полагаем, что офиолиты Зайсанской складчатой области в тектоническом плане принципиально мало чем отличаются от офиолитов остальной части Казахстана. Уже одно изобилие разноплановых офиолитовых зон в Казахстане само по себе снимает с повестки дня проблему палеоокеанов с разрастающейся океанической корой из единого центра (срединно-океанического хребта).

**4. О роли Иртышского краевого разлома.** Под краевым Иртышским разломом издавна понимается структура, ограничивающая Рудный Алтай с юго-запада. Не имея возможности дать анализ предшествующих представлений о роли Иртышской зоны смятия и краевого разлома в развитии складчатой области, отметим те выводы, которые вытекают из анализа карты метаморфизма и положения Иртышского краевого разлома относительно главных структур Рудного Алтая и девонских петрохимических провинций. Из рис. 1 видно, что вдоль данного разлома сопряжены алтайские вулканогенные фации с разнообразными комплексами метаморфических пород, которые, как показано выше, имеют воз-

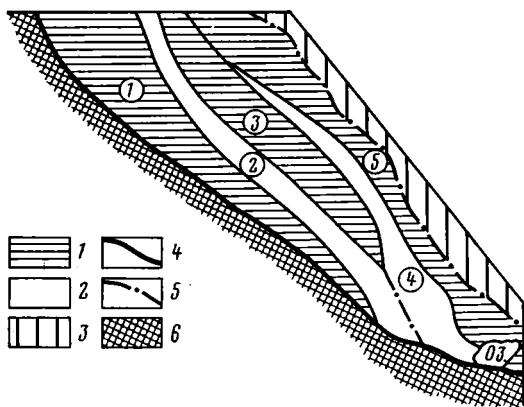


Рис. 3. Положение краевого Иртышского разлома по отношению к главным структурам Рудного Алтая

1 — антиклинорий (цифры на схеме: 1 — Алейский, 3 — Синюшинский, 5 — Холзунско-Сарымсактинский); 2 — синклинии (цифры на схеме: 2 — Быструшинский, 4 — Белоубинско-Маймырский); 3 — структуры Горного Алтая, нерасчлененные; 4 — краевой Иртышский разлом; 5 — Северо-Восточный разлом; 6 — метаморфические породы, нерасчлененные

раст от протерозоя до силура. Переходные фации между алтайскими и калбинскими юго-западнее Иртышского краевого разлома не установлены. Нет ничего общего в средне- и позднепалеозойской истории развития алтайской и калбинской частей Зайсанской складчатой области, что свидетельствует об автономности их развития.

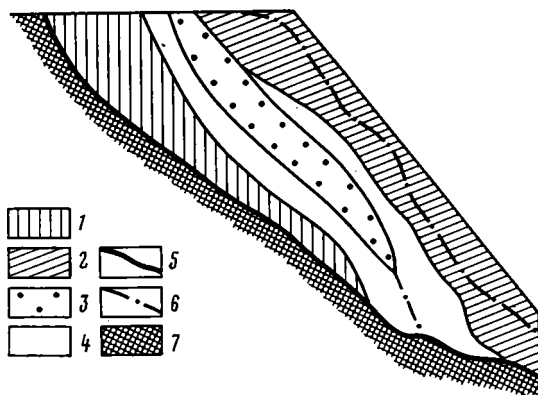
По отношению к современным структурам Рудного Алтая Иртышский краевой разлом занимает секущее положение. С северо-запада на юго-восток данным линеаментом срезаются последовательно Алейский антиклинорий, возможное продолжение Быструшинского синклинория и Синюшинского антиклинория. Белоубинско-Маймырский синклинорий и, наконец, Холзунско-Сарымсактинский антиклинорий (рис. 3). Еще далее к юго-востоку на территории КНР Иртышский краевой разлом полностью срезает структуры Рудного Алтая и плавно сочленяется под острым углом с Северо-Восточным разломом. Особо важно, что срезаются не только алтайские структуры, но и девонские петрохимические провинции (рис. 4). В северо-западной части региона непосредственно к зоне Иртышского краевого разлома примыкает натровая петрохимическая провинция с отношением  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  в вулканитах и субвулканических породах более 2 и колчеданно-медно-полиметаллическим оруденением. Далее на юго-восток данный разлом обрывает сначала вышеуказанную натровую провинцию, а затем вероятное продолжение натровокалиевой петрохимической провинции ( $\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$ ) с колчеданно-полиметаллическим оруденением, перекрытой в юго-восточной части каменноугольными отложениями. Наконец, на крайнем юго-востоке Иртышским краевым разломом срезается высококалиевая девонская провинция ( $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} > 1,5$ ) с преимущественно свинцовым оруденением.

Из рис. 3, 4 видно, что главные структурные элементы Рудного Алтая и девонские рудно-петрографические провинции имеют сейчас торцовые сочленения со структурами Иртышской зоны. При этом более древние структуры Иртышской зоны «срезают» более молодые структуры Рудного Алтая. Такое сочленение, как справедливо указывали [10] и многие другие исследователи, возможно при тектоническом совмещении разновозрастных структур с разворотом их относительно друг друга в процессе сближения. Отсутствие рудно-алтайских структур по другую сто-

рону Иртышского краевого разлома указывает на значительные перемещения, исчисляемые сотнями километров. В итоге сохранились лишь фрагменты первичной структуры и первоначальной рудно-петрографической зональности бывшей Рудно-Алтайской активной континентальной окраины. Время проявления главных деформаций, ответственных за тектоническое сближение рудно-алтайских и калбинских структур, установить не представляется возможным. Вероятно, оно совпадало с периодом проявления главных покровных движений в Зайсанской склад-

Рис. 4. Положение краевого Иртышского разлома по отношению к девонским петрохимическим провинциям Рудного Алтая

1 — натровая петрохимическая провинция ( $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ ); 2 — калиевая петрохимическая провинция ( $\text{K}_2\text{O} \ll \text{Na}_2\text{O}$ ); 3 — калинатровая петрохимическая провинция ( $\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$ ); 4 — каменноугольные отложения; 5 — краевой Иртышский разлом; 6 — Северо-Восточный разлом; 7 — метаморфические породы, нерасчлененные



чатой области, имевших место в раннем карбоне [9]. Срезание Иртышским краевым разломом девонских рудно-петрографических провинций свидетельствует по крайней мере о последевонском возрасте этих движений. Имеются также данные, что одна из эпох активизации разлома приходится на поздний палеозой. Помимо общеизвестного факта срезания Иртышским краевым разломом змеиногорских гранитоидов Черемшанского массива об этом однозначно свидетельствует факт срезания Гремяченского надвига, по которому зеленосланцевый метаморфический комплекс надвинут на неметаморфизованные отложения раннего и среднего карбона. Природа метаморфического пояса, примыкающего к рудно-алтайским структурам с юго-запада, рассмотрена нами отдельно в [8].

Суммируя приведенные данные, можно сделать вывод, что вдоль Иртышского краевого разлома сейчас совмещены структуры, развивавшиеся автономно и на значительном удалении друг от друга.

В заключение укажем, что мы не стремились создать всеобъемлющую модель развития Зайсанской складчатой области, так как это невозможно сделать в журнальной статье. Наша цель — обратить внимание исследователей на те противоречия в существующих моделях, которые появляются при анализе карты метаморфизма. При этом мы сочли возможным высказать свою точку зрения на некоторые аспекты структуры и истории развития Зайсанской складчатой области, которая, быть может, не традиционна, но и не более гипотетична, чем и предшествующие.

#### Литература

1. Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972. 230 с.
2. Василевская Е. Д., Казак А. П. Глаукофановые сланцы Чарского антиклинория в Восточном Казахстане.— Геология и геофизика, 1971, № 3, с. 145—149.
3. Гаврилова С. П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия.— Изв. вузов. Сер. Геол. и разведка, 1959, № 12. с. 84—99.
4. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали.— Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 121—124.
5. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В., Соболев Н. В., Ревердатто В. В. Фации регионального метаморфизма. М.: Недра, 1970. 430 с.
6. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 285 с.

7. Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации.— В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 190—205.
8. Ермолов П. В., Полянский Н. В. Метаморфические комплексы зоны сочленения Рудного Алтая и редкометальной Калбы.— Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 49—57.
9. Ермолов П. В., Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Клемина Л. Н., Хомяков В. Д., Кузбный В. С., Ревякин П. С., Борцов В. Д. Офиолиты Чарской зоны.— В кн.: Офиолиты Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 103—175.
10. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области.— Геотектоника, 1974, № 5, с. 52—60.
11. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 228 с.
12. Карта метаморфизма Азии. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1978.
13. Кассин Н. Г. Докембрий Казахстана.— Сов. геология, 1938, № 11, с. 22—41.
14. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Аэрогеология, 1973, с. 81—85.
15. Кориковский С. П. Границы фаций регионального метаморфизма в бедных кальцием породах.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, с. 221—238.
16. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 220 с.
17. Лутц Б. Г. Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3, с. 16—27.
18. Найденов Б. М., Полянский Н. В., Ефимов И. А., Ермолов П. В., Семенова Т. В., Халилов В. А., Еремеев Ю. А., Никитин К. А. Новые данные о возрасте докембрийских метаморфических комплексов Алтая.— В кн.: Изотопная геохронология докембрия (тез. докл. XXI сессии). Уфа, 1979, с. 131—132.
19. Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981, 175 с.
20. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 390 с.
21. Полянский Н. В., Тяп В. Д. Метаморфические комплексы юго-западной части Зайсанской складчатой системы.— Геология и геофизика, 1978, № 6, с. 26—32.
22. Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А., Кейльман Г. А., Милеев В. С., Перфильев А. С. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 44—59.
23. Филатов Е. И., Ширай Е. П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 1, с. 172—175.
24. Хомяков В. Д., Ермолов П. В. Метаморфические породы Чарского офиолитового пояса.— Геология и геофизика, 1981, № 11, с. 83—93.
25. Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Геолтехиздат, 1963. 203 с.
26. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонина А. Д. О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызыл-Кумов по данным Pb-изотопного метода.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 3—8.
27. Brown E. H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism.— J. Petrol., 1977, v. 18, № 1, p. 75—87.
28. Dobretsov N. L., Sobolev V. S. Eclogite-glaucophane schist complexes of the USSR and their bearing on the genesis of blue-schist terranes.— Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1975, № 151, p. 145—155.
29. Ernst W. G. Tectonics and prograde versus retrograde P—T-trajectories of high-pressure metamorphic belts.— Rend. Soc. Ital. miner. e petrol., 1977, v. 33, № 1, p. 191—220.
30. Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. L.: George Allen, 1973. 492 p.

ИГН АН КазССР, КазИМС,  
ИГГ СО АН СССР

Поступила в редакцию  
29.IV.1982

УДК 551.211+551.736(470.326)

КУРЧАВОВ А. М., ЯРМОЛЮК В. В.

## РАЗМЕЩЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ

Пермские континентальные образования слагают в Центральной Азии протяженный вулканический пояс, структурно-приуроченный к южному краю позднепалеозойского материка Северной Азии. По составу и особенностям строения разрезов вулканические ассоциации объединены в два комплекса. Один представляют ассоциации пород известково-щелочного ряда, дифференцированных по составу от базальтов до риолитов, другой — ассоциации контрастных по составу пород субщелочного и щелочного ряда: трахибазальты, трахириолиты, комендиты и др. Породы известково-щелочного ряда слагают крупные ареалы и характеризуются возрастанием общей щелочности вкост простирания пояса с юга на север. Бимодальные ассоциации слагают линейные вулканические зоны, контролируемые крупными системами нарушений, согласными с общим простиранием вулканического пояса. Во времени устанавливается последовательное смещение зон бимодального вулканизма из южных частей вулканического пояса в его северные части. Формирование пермского вулканического ареала Центральной Азии связывается с движением океанической плиты Палеотетиса под Североазиатский континент.

Верхнепалеозойские континентальные вулканы в Центральной Азии сосредоточены в пределах вулканического пояса, протягивающегося от северо-восточных районов Китая через Монголию, Северо-Западный Китай, Казахстан и Среднюю Азию и уходящего далее на запад вплоть до Западной Европы. Общие представления об особенностях его строения, структурной позиции и составе вулканических продуктов были даны А. А. Моссаковским [24]: Им было показано, что вулканический пояс протягивался вдоль края древнего океанического бассейна Палеотетис и по времени формирования соответствовал важнейшей стадии замыкания этого бассейна, когда на большей части территории Центральной Азии установился континентальный режим развития.

В последние годы были получены новые данные о строении, возрасте и составе позднепалеозойских вулканических комплексов Центральной Азии, позволившие, в частности, отделить вулканы карбона и перми и на этой основе более детально проанализировать особенности строения и развития вулканического пояса в пределах более узких временных интервалов.

Настоящая статья посвящена рассмотрению общих закономерностей пространственного размещения, структурной позиции и состава пермских континентальных вулканических образований в пределах Центральной Азии на основе составленной авторами карты этих вулканических образований (рис. 1). Наряду с пермскими вулканами на карте для ряда регионов показаны позднекаменноугольные или раннетриасовые породы, связанные с пермскими образованиями в единые серии. Карта составлена с использованием литературных данных и картографических сводок последних лет [4, 5, 10, 11, 17, 32, 42 и др.], дополненных личными наблюдениями на территории Казахстана и Монголии.

По характеру строения и структурной позиции вулканических образований вулканический пояс распадается на ряд сегментов, особенности строения которых удобнее рассмотреть отдельно. На востоке это Монголия, в центре — сложнопостроенная система Казахстана, а на западе — локально проявленные пермские вулканы Узбекистана и Туркмении.

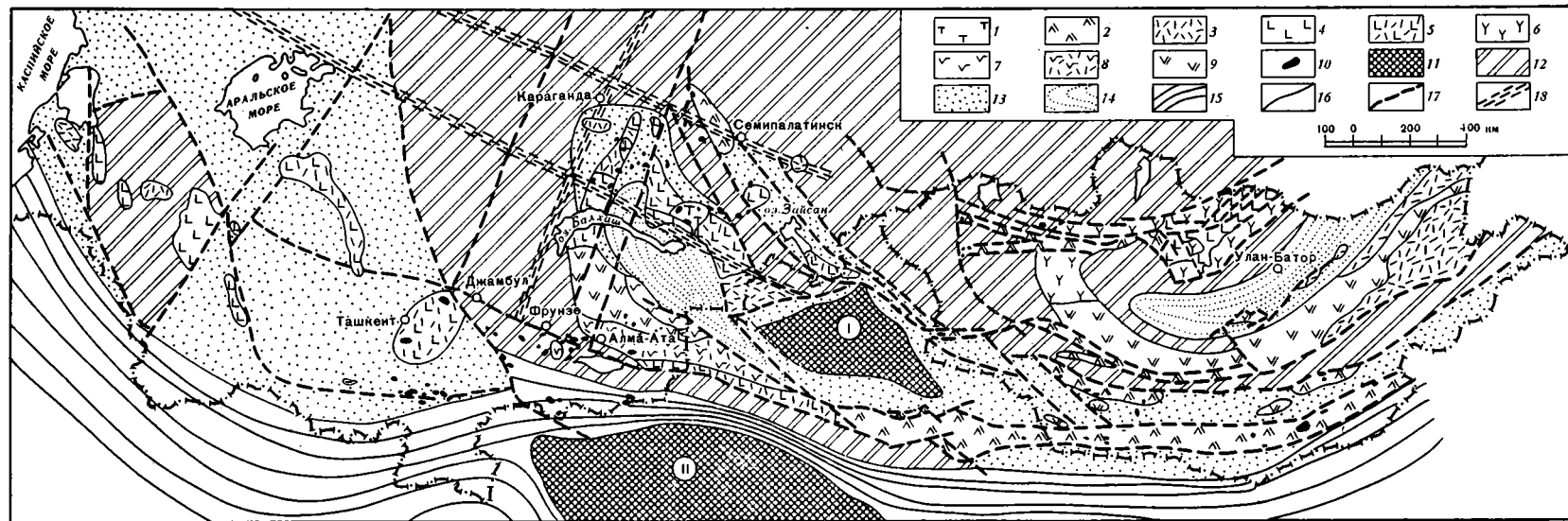


Рис. 1. Карта континентальных пермских вулканитов Центральной Азии

1—9 — ассоциации вулканитов: 1—2 — щелочные: 1 — щелочных риолитов, 2 — трахибазальт-щелочно-риолитовая (бимодальная); 3—6 — известково-щелочные, повышенной щелочности: 3 — трахириолитовая, 4 — трахибазальтовая, 5 — трахибазальт-трахириолитовая (бимодальная), 6 — трахиандезито-базальт-трахидацит-трахириолитовая (последовательно дифференцированная); 7—9 — известково-щелочные, нор-

мальной щелочности: 7 — андезито-базальтовая, 8 — базальт-риолитовая (бимодальная), 9 — андезит-дацит-риолитовая (последовательно дифференцированная); 10 — щелочные гранитоиды пермского возраста; 11 — массивы древней консолидации (I — Джунгарский, II — Таримский); 12 — каледониды, 13 — герциниды; 14 — остаточные герцинские прогибы; 15 — области позднепалеозойской и раннемезозойской морской седиментации; 16 — геологические границы; 17 — разломы; 18 — зоны разломов по геофизическим данным

На территории Монголии пермские вулканиты распространены в системе позднепалеозойских орогенных структур в Северной и Центральной Монголии [6], с севера и юга обрамляющих Хангай-Хэнтэйскую горную область, а также в Южной Монголии. В строении вулканических полей участвуют различные ассоциации вулканитов, которые по особенностям состава, положению в разрезе и общей структурной позиции группируются в два комплекса. Один представлен породами известково-щелочного ряда нормальной и повышенной щелочности с дифференцированностью по составу от андезито-базальтов до риолито-дацитов. Другой сложен породами повышенной щелочности и щелочными, он обладает бимодальным строением — переслаиванием в разрезе контрастных по составу пород: трахибазальтов, ~~трахиандезито-базальтов~~ и трахириолитов, трахитов, комендитов и пантеллеритов. Возраст обоих комплексов в разных частях Монголии меняется, но в строении конкретных вулканических полей первый из них всегда более ранний. Второй (бимодальный) комплекс залегает обычно на породах первого (раннего) комплекса с разрывом, местами со структурным несогласием.

РАННИЙ КОМПЛЕКС

Пермские вулканические образования раннего комплекса распространены в Центральной и Северной Монголии по обрамлению Хангай-Хэнтэйской горной области.

В Центральной Монголии эти образования датируются ранней пермью. Они связаны с системой орогенных впадин, с юга обрамляющих Хангай-Хэнтэйскую горную область, и протягиваются от восточной гра-

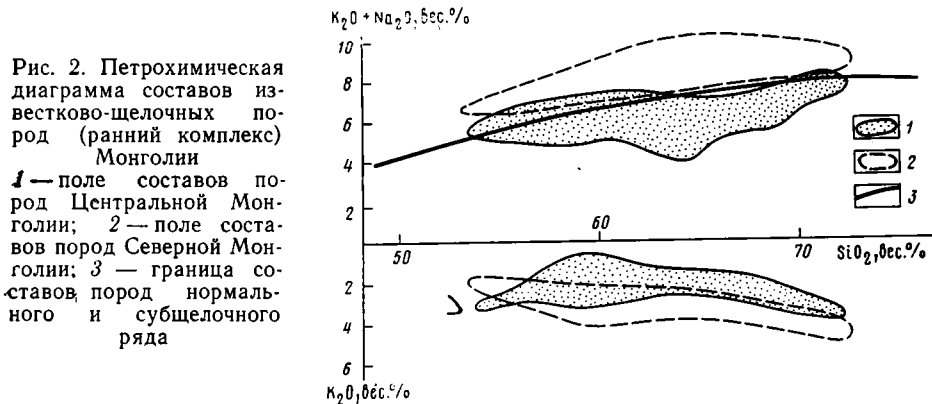


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма составов известково-щелочных пород (ранний комплекс) Монголии  
 1 — поле составов пород Центральной Монголии; 2 — поле составов пород Северной Монголии; 3 — граница составов пород нормальной и субщелочного ряда

ницы МНР до Котловины Больших Озер на западе. Образованный ими вулканический ареал разделен системой северо-западных разломов, следующей вдоль долины р. Онгийн-Гол, на два сегмента. В восточном сегменте вулканиты распространены в полосе шириной до 250 км, в западном они слагают более узкую (до 90 км) полосу, которая прослеживается вдоль Долины Озер до города Гоби-Алтай.

В строении вулканических полей раннего комплекса участвуют пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые андезито-базальты и андезиты, а также туфы, лавы и лавобрекчии дацитов и риодацитов. Обычно кислые разновидности надстраивают разрезы андезито-базальтов и андезитов, образуя совместно с ними гомодромные последовательности пород. Местами (например, в Северо-Гобийской впадине) установлено синхронное формирование кислых и средних вулканитов и латеральное замещение толщ одного состава другими [12]. Особенности химического состава вулканитов комплекса позволяют отнести их к известково-щелочной петрохимической серии пород нормальной щелочности (рис. 2).

**В Северной Монголии** вулканические образования раннего комплекса, так же как и в Центральной Монголии, формировались на протяжении ранней перми [12, 23]. Они связаны с системой впадин и прогибов, протягивающейся субширотно по северному обрамлению Хангай-Хэнтейской горной области. Как и в Центральной Монголии, этот ареал расчленен северо-западными разломами на два сегмента.

В западном (Северо-Хангайском) сегменте вулканы выполняют относительно узкие грабенообразные прогибы, границы которых определяют субширотные расколы Хангайско-Ханхухейской системы разломов. Состав комплекса здесь определяют трахиандезито-базальты, трахиандезиты и их туфы, а также обычные и спекшиеся туфы, лавы и лавобрекчии трахидацитов и трахириодацитов. Размещение вулканитов в разрезе обычно отвечает гомодромной последовательности их формирования.

Восточный сегмент данного вулканического ареала охватывает территорию Орхон-Селенгинского прогиба. Здесь ранний вулканический комплекс объединяет две нижние свиты хануйгольского разреза [23]: 1) основных и средних эффузивов и 2) кислых эффузивов. В целом им свойствен широкий спектр составов: базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и риолиты, характеризующиеся в целом повышенной щелочностью. В разрезах основные породы надстраиваются кислыми. Для химического состава пород комплекса характерна повышенная щелочность (см. рис. 2). По сравнению с вулканическими образованиями Центральной Монголии они обладают более высокими содержаниями  $K_2O$ .

Следует отметить, что в западных районах Центрально-Монгольский и Северо-Монгольский вулканические ареалы раннего комплекса разворачиваются навстречу друг другу, огибая с запада Хангайскую горную область. С севера этот поворот фиксируется вулканическими полями, которые протягиваются по левобережью р. Идер вплоть до города Улясутай и южнее. Со стороны Центрально-Монгольского вулканического ареала в северном направлении распространены вулканические поля Буцаганской мульды. Крайние вулканические поля обоих ареалов разделены интервалом шириной около 100 км, в пределах которого соответствующие образования не известны, что, возможно, связано с недостаточной геологической изученностью этой территории. Вулканические ассоциации обоих ареалов сложены однотипными наборами пород, основные различия между которыми выражены в более высокой щелочности вулканических продуктов Северной Монголии (см. рис. 2).

Таким образом, вдоль северного, западного и южного обрамления Хангайской горной области распространен разновозрастный литологически сходный комплекс вулканитов, связывающий вулканические ареалы Северной и Центральной Монголии в единую вулканическую область.

### ПОЗДНИЙ КОМПЛЕКС

Вулканические продукты бимодальной ассоциации связаны с крупнейшими субширотными зонами разломов Монголии и образуют вдоль них линейные системы вулканических полей. Две из них установлены в Южной Монголии (Гоби-Тянь-Шаньская и зоны разломов Главного Монгольского линеамента). Две другие системы протягиваются соответственно в Центральной и Северной Монголии, где на значительных отрезках пространственно совмещены с полями вулканитов раннего пермского вулканического комплекса.

**Гоби-Тянь-Шаньская** система вулканических полей контролируется одноименной зоной разломов, которая протягивается в широтном направлении через всю Южную Монголию [38]. В ее пределах вулканы бимодального комплекса датируются поздним карбоном — ранней пермью [36]. На вулканических продуктах раннего—среднего карбона они залегают со стратиграфическим и структурным несогласием.

Комплекс образован субщелочными оливиновыми базальтами, субщелочными и щелочными риолитами (комендитами и пантеллеритами). Составы пород приведены на диаграмме (рис. 3) [7]. Основные и кис-



лые породы распространены в сопоставимых количествах. В разрезах они наблюдаются как в виде контрастных серий, чередующихся покровов базальтов и щелочных риолитов, так и в виде монотонных пачек однородных пород. Вулканыты выполняют крупные грабены, наблюдаемая ширина которых достигает 20 км, а протяженность составляет от 40 до 200 км.

В зоне разломов **Главного Монгольского линеамента** вулканыты бимодальной ассоциации распространены в двух разобренных участках — районах сомона Мандах и сомона Шине-Джинст [35]. Преобладают базальты, андезито-базальты и трахириолиты. Кроме того, отмечаются тра-

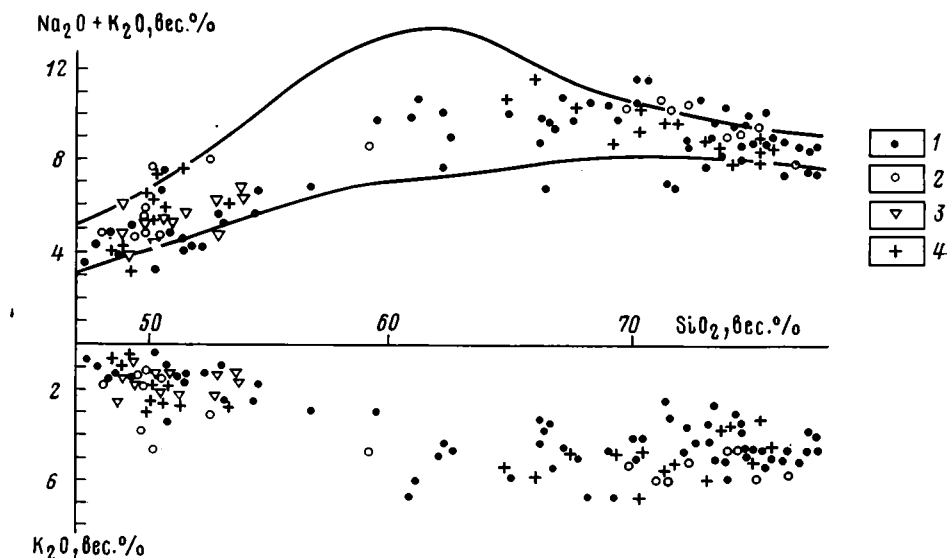


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма составов пород бимодального (позднего) комплекса Монголии, в вулканических зонах: 1 — Гоби-Тянь-Шаньской; 2 — Гоби-Алтайской (Центральная Монголия); 3—4 — Северо-Монгольской: 3 — Орхон-Селенгинский сегмент по [12], 4 — Северо-Хангайский сегмент. Сплошными линиями выделено поле составов пород субщелочного ряда

хиандезиты и латиты. Щелочные риолиты (комендиты) редки. Возраст вулканитов оценивается в интервале поздний карбон — ранняя пермь [36].

**В Центральной Монголии** вулканические образования позднего комплекса датируются в интервале конец ранней перми — начало поздней перми. Они распространены только в западной части территории, к западу от Онгийн-Гольской системы северо-западных разрывных нарушений. Вулканыты выполняют сравнительно узкие (6—10, редко до 20 км) грабены, расположенные в зоне Ихе-Богдинского глубинного разлома. Этот разлом протягивается по границе Долины Озер и хребтов Монгольского Алтая в запад-северо-западном направлении до города Гоби-Алтай. Западнее он переходит в систему запад-юго-западных разломов, которые пересекают хребты Монгольского Алтая и уходят в северную часть Барунхурайской котловины.

Вулканыты здесь залегают с разрывом и структурным несогласием на раннепалеозойских складчато-метаморфических толщах и на образованиях раннего вулканического комплекса. Они представлены оливиновыми субщелочными базальтами, комендитами, трахириолитами и кварцевыми трахитами. Породы промежуточного состава практически не распространены. Особенности химизма пород отражены на рис. 3.

**В Северной Монголии** вулканические образования позднего комплекса датируются поздней пермью [40] и образуют линейную вулканическую зону, протянувшуюся от северо-восточной границы МНР до хребтов Монгольского Алтая на западе вдоль Селенгинской, Северо-Хангайской

и Ханхухейской систем нарушений. Восточные и центральные участки зоны совпадают с ареалом распространения вулканитов раннего комплекса. Западный ее участок выходит за пределы последнего и накладывается на складчато-метаморфические толщи раннего палеозоя.

Вулканическая зона расчленена системой северо-западных нарушений на два сегмента, различающихся составами вулканических продуктов. В восточном (Орхон-Селенгинском) сегменте представлен субщелочными и щелочными базальтами верхней свиты хануйгольской серии. От продуктов раннего комплекса эти вулканиты отделены мощной толщей туфогенно-осадочных пород. В западном сегменте комплекс образован субщелочными оливиновыми базальтами, трахитами, трахириолитами и комендитами (см. рис. 3). Здесь вулканиты выполняют узкие (до 6—10 км) грабены, контролируемые крупными нарушениями Северо-Хангайской и Ханхухейской зон разломов. На подстилающих вулканических образованиях раннего комплекса породы бимодальной ассоциации залегают с разрывом и структурным несогласием и отделены от них пачками терригенных пород.

Рассматривая в целом вулканические ассоциации пород позднего комплекса во всех районах их распространения, следует отметить преобладание в их строении контрастных по составу вулканитов повышенной щелочности и щелочных (см. рис. 3): трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, трахитов, трахириолитов и комендитов. Сложенные ими вулканические зоны расположены в различных структурно-формационных зонах страны, но, несмотря на это, обладают большим сходством как по составу слагающих пород, так и по их размещению в разрезах.

Позднепалеозойские вулканические зоны с бимодальными ассоциациями Монголии в целом структурно независимы от ареала, образованного вулканитами раннего комплекса. Бимодальные вулканические ассоциации связаны с протяженными системами разломов, которые, во-первых, занимают ограниченные площади в пределах областей распространения известково-щелочных пород и, во-вторых, продолжаются далеко за их пределы. Следует также иметь в виду, что вулканиты позднего комплекса обычно залегают с разрывом и местами со структурным несогласием на образованиях раннего комплекса, т. е. оторваны от них по времени формирования.

### ПЕРМСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАЗАХСТАНА

В пределах Казахстана пермские вулканиты развиты в Южной Джунгарии, Северо-Восточном Прибалхашье, Алакульском и Токрауском регионах. Небольшие выходы их отмечаются также в Иртыш-Зайсанской зоне и на Рудном Алтае.

На юге Казахстана общее простирание поля выходов пермских пород широтное, меняющееся на меридиональное в Токрауском регионе. В восточной части Центрального Казахстана вулканиты образуют полосу, постепенно меняющую простирание с субширотного в Северо-Восточном Прибалхашье на юго-восточное при переходе в Алакульский регион. Выделяется несколько крупных вулканических зон.

**Южно-Казахстанская вулканическая зона.** Пермские вулканиты в Южном Казахстане прослеживаются из Южной Джунгарии на запад к восточным отрогам Чу-Илийских гор, откуда полоса их выходов разворачивается на север и под покровом рыхлых отложений трассируется к вулканическим полям Токрауского региона. Через хребты Кетмень и Борохоро пермские вулканиты из Южной Джунгарии прослеживаются на восток в пределы Китая.

В целом для Южной Джунгарии пермская серия начинается нижнепермской бескайнарской свитой, представленной преимущественно базальтоидными и андезитовидными вулканитами мощностью 300—600 м. Залегающая выше жалгызагашская свита (500—1000 м) в основном сложена риолитовыми игнимбритами. Верхнепермская жельдыкаринская свита (400—700 м) сложена преимущественно андезитовыми и базаль-

товыми вулканитами. Венчается разрез локально распространенной верхнепермской — нижнетриасовой малайсаринской свитой (200—500 м) риолитовых и трахириолитовых туфов и игнимбригов.

Южнее, в хребтах Кетмень и Заилийский Алатау, пермский разрез характеризуется развитием в низах трахибазальтовых, реже трахиандезитовых пород, сменяющихся затем трахириолитовыми и комендитовыми игнимбригами. По сравнению с породами Южной Джунгарии этим вулканитам свойственна более высокая щелочность [28].

В восточных отрогах Чу-Илийских гор собственно пермские отложения тесно связаны с верхнекаменноугольными и представлены в низах преимущественно андезитовыми, базальтовыми или андезито-дацитовыми образованиями (400 м), сменяющимися риолитовыми вулканитами (400 м). Местами здесь отмечаются и верхнепермские маломощные (до 100 м) покровы риолитовых и трахириолитовых игнимбригов [27].

**Центрально-Казахстанская вулканическая зона.** Здесь пермская вулканогенная серия сосредоточена в двух регионах: Токрауском и в Северо-Восточном Прибалхашье. Она залегает на девонских отложениях или на вулканитах верхнего карбона — нижней перми, отличаясь от последних более щелочным составом пород.

В Токрауском регионе пермские вулканиты локализируются в целом в пределах меридиональной полосы, следующей вдоль зоны Жамшинского глубинного разлома. В северной части региона вулканиты образуют прерывистую субширотную полосу, тяготеющую к системе расколов на границе герцинской и каледонской зон стабилизации. В основании серии здесь выделяется контрастная по составу толща базальтоидных и кремнекислых пород повышенной щелочности с флорой низов нижней перми [19, 20]. Мощность этой толщи, выделяемой в кызылкинскую или жантаускую свиту, на севере региона 1200 м, в центральных частях (гора Жантау) около 400 м. Выше следует датированная концом ранней перми слоистая толща, представленная чередующимися пачками туфогенно-осадочных и вулканогенных пород с преобладанием риолитовых разновидностей. В более южных частях региона, прилежащих к озеру Балхаш, разрез наращивается флористически охарактеризованными верхнепермскими контрастно переслаивающимися трахириолитами и трахибазальтами при преобладающей роли трахириолитовых разновидностей [16].

В Северо-Восточном Прибалхашье, отделенном от Токрауского региона меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, пермские вулканиты слагают более широкие площади. В основании пермской серии здесь развиты разные ассоциации. В северо-западной части этого региона выше девонских отложений залегает относимая к низам перми [19] толща базальтоидных и подчиненных им по объему кремнекислых пород повышенной щелочности. В Баканасском районе пермская серия начинается переслаивающейся толщей туфогенно-осадочных пород и риолитов повышенной щелочности: местами в этой толще отмечаются базальты [24]. Выше следует толща (1500—3500 м) трахибазальт-трахириолитовых пород, пронизанных телами щелочных риолитов сйректауского комплекса, наиболее развитых в районе р. Аягуз [1]. Южнее, в районе пос. Саяк, отмечаются андезиты и базальты повышенной щелочности, залегающие выше морских верхнекаменноугольных — нижнепермских отложений.

Сравнение двух рассмотренных регионов Центрального Казахстана показывает много общего в характере строения пермского разреза. Как в Токрауском регионе, так и в Северо-Восточном Прибалхашье наблюдается наращивание вулканического разреза с севера на юг. Если на крайнем севере Токрау вулканическая деятельность прекратилась к концу ранней перми, что запечатлено в развитии здесь (выше вулканитов) терригенно-известковой балатундыкской свиты верхов нижней перми [20], то на юге этого региона (в прилегающих к оз. Балхаш районах) вулканизм продолжался и в поздней перми. Сходную картину можно видеть и в Северо-Восточном Прибалхашье, где наибольшего расцвета

пермский вулканизм достиг в южных частях региона во второй половине пермского периода, возможно, продолжаясь и в триасе [16, 18]. Появление верхнепермских вулканитов в обоих регионах приурочено примерно к одной и той же широтной структуре, отчетливо фиксируемой в региональных геофизических полях. В Северо-Восточном Прибалхашье, особенно в Баканаском районе, больше развиты основные вулканиты, в то время как в Токрауском регионе выявляется преобладающая роль кремнекислых пород. В то же время в Северо-Восточном Прибалхашье отмечаются и самые молодые щелочные риолиты (сийректауский комплекс).

Из Северо-Восточного Прибалхашья пермские вулканиты прослеживаются на юго-восток в Алакульский регион. На севере последнего характер строения пермского разреза близок к таковому Северо-Восточного Прибалхашья. На юге же региона, южнее оз. Алакуль развиты только нижнепермские вулканиты, представленные кремнекислыми разностями с резким преобладанием трахириолитов.

На востоке Казахстана пермские вулканиты распространены ограниченно. Они отмечаются южнее оз. Зайсан (Кендерлыкская мульда) в кендерлыкской свите нижней перми в виде туфов и лав трахириолитового состава и в вышележащей караунгирской свите в виде прослоев андезитовых и трахиандезитовых пород. Северо-западнее оз. Зайсан локально развита нижнепермская заубайская свита, сложенная вулканитами андезито-базальтового и андезитового состава повышенной щелочности.

На Рудном Алтае пермские вулканиты представлены только сержихинской свитой, датируемой ранней пермью или поздним карбоном — ранней пермью. Эта свита сложена преимущественно риолитами с подчиненной ролью дацитовых разностей [8] мощностью 900—1800 м.

Наиболее молодыми вулканогенными образованиями востока Казахстана, датированными органическими остатками, являются вулканиты семейтауской свиты нижнего триаса, развитой по левобережью р. Иртыш близ г. Семипалатинска [9, 10]. Эта свита сложена базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, ассоциирующимися с трахириолитовыми разностями, которые преобладают.

В Центральном Казахстане пермские, так же как и каменноугольные вулканиты, западнее системы разломов, соответствующей меридиану г. Караганды — западный берег оз. Балхаш, не обнаружены. Та же картина наблюдается и в Южном Казахстане. И лишь южнее, уже в системе хребтов Тянь-Шаня, отмечаются отдельные локальные участки проявления пермского вулканизма. Наиболее крупным и наиболее изученным из них является Чаткало-Кураминский регион. В строении шурабсайской свиты нижней перми здесь участвуют андезиты, а вышележащей равашской свиты верхней перми — риолиты повышенной щелочности. Подобные же риолиты характерны и для нижнетриасовой кызылнуринской свиты, входящей в единый структурный этаж вместе с пермскими отложениями [2, 3].

Далее на запад вулканиты перми отмечаются фрагментарно вплоть до залива Кара-Богаз-Гол в Каспийском море. Здесь, в пределах Туранской плиты скважинами вскрываются то базальтоидные, то риолитовые вулканиты повышенной щелочности [13, 14, 33]. Выходы вулканитов пространственно разобщены, но в целом они следуют друг за другом, локализуясь в виде полос субширотного простираения.

Часть вулканического пояса, приходящаяся на территорию Китая, воспроизведена на основе геологической и тектонической карт Китая [25, 26, 42] и данных В. М. Синицина [29—31]. Из-за отсутствия детальных характеристик состава пород, интерпретация их формационной принадлежности в большинстве своем основана на сопоставлении с близрасположенными комплексами вулканитов Казахстана или Монголии.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПЕРМСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Пермские континентальные вулканы Центральной Азии локализируются в виде громадного пояса, прослеживаемого с востока Монголии до побережья Каспийского моря. Северным его ограничением служит система субширотных разломов, трассируемая в Монголии Селенгинским, Северо-Хангайским и Ханхуйским разломами, а в Казахстане — установленной по геофизическим данным Кобдинско-Карагандинской системой разломов. Южная граница пояса определялась системами глобальных разломов, которые отделяли позднепалеозойский материк Северной Азии от океанического бассейна Палеотетиса.

В строении ареалов пермского вулканизма важная роль принадлежит меридиональной системе разломов Центрального и Южного Казахстана, разделяющей поле пермских вулканитов как бы на два сегмента, отвечающих западному и восточному сегментам Евразийского пояса [22]. В восточном (Казахстано-Монгольском) сегменте вулканы прослеживаются более или менее непрерывно в виде узких линейных вулканических зон. Западнее меридиональной системы разломов Казахстана пермские вулканы образуют локальные изолированные выходы, трассирующиеся полосой, ограниченной на юге системой разломов Палеотетиса, а на севере — системой субширотных расколов южнее Аральского моря. Это более южное положение северной границы пермского вулканизма западного сегмента является его отличительной особенностью.

В строении вулканических образований пояса участвуют вулканы различных ассоциаций, среди которых устанавливаются ассоциации недифференцированные (односоставные), непрерывно и контрастно дифференцированные, представленные породами нормальной и повышенной щелочности, и, кроме того, ассоциации щелочных пород.

Особенности строения и состава ассоциаций позволяют объединить их в две группы. Одну представляют ассоциации, сложенные породами широкого диапазона составов: андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риолито-дацитами и риолитами, которые в разрезах обычно образуют гомодромные последовательности. Эти образования в целом отвечают известково-щелочной петрохимической серии и, таким образом, могут быть объединены в известково-щелочной комплекс. По щелочности вулканы комплекса подразделяются на породы нормальной и повышенной щелочности, которые пространственно разобщены. Так, ассоциации вулканических продуктов нормальной щелочности распространены главным образом в южной части пермского вулканического пояса: в Южном Казахстане и в Центральной Монголии. Известково-щелочные вулканы повышенной щелочности распространены только в Северной Монголии. Следует отметить, что в Монголии вулканы комплекса как нормальной, так и повышенной щелочности объединены в единую вулканическую область, для которой устанавливается систематическое нарастание щелочности пород комплекса с юга на север.

Другая группа ассоциаций пермских вулканитов объединяет породы субщелочного ряда, а местами и щелочные, резко различающиеся по содержанию кремнезема: трахибазальты, трахириолиты, комендиты и др. Обычно эти породы наблюдаются в переслаивании (контрастные или бимодальные ассоциации), но также образуют и однородные по составу толщи (трахириолитовые и трахибазальтовые). Последние составом пород и возрастом формирования близки к тем или иным продуктам контрастных ассоциаций и, кроме того, совмещены с ними в единых структурах. Все это позволяет выделить данную группу ассоциаций как бимодальный комплекс. К нему, кроме того, отнесены контрастные вулканические ассоциации пород нормальной щелочности, распространенные в Южном Казахстане. Следует отметить, что по составу вулканических продуктов и строению разрезов бимодальные вулканические ассоциации Центральной Азии близки к вулканическим образованиям континенталь-

ных рифтовых зон, таких, как Восточно-Африканская или Провинция Бассейнов и Хребтов [43].

Продукты бимодального комплекса слагают линейные вулканические зоны, контролируемые крупными системами нарушений. Их пространственная группировка позволяет выделить в Казахстан-Монгольском сегменте пояса два крупных звена: Казахстанское и Монгольское, разделенных структурами Монгольского Алтая, где пермские вулканы не проявлены. Следует отметить, что между этими областями развития пермского бимодального вулканизма существовала определенная структурная связь. Наиболее очевидно она выражена для южной (Тянь-Шаньской) вулканической зоны, которая непрерывно прослеживается вдоль хребтов Тянь-Шаня из Южного Казахстана через Китай в Южную Монголию. На территории Монголии эта зона сложена бимодальными вулканическими сериями с трахибазальтами и щелочными риолитами (комендитами) в качестве главных составляющих. В западной части этой же зоны также преобладают бимодальные ассоциации повышенной щелочности, в том числе и со щелочными породами (хр. Кетмень), сопряженные со щелочными гранитами [34] и объединяемые с ними, как и в Монголии, в вулкано-плутонические комплексы. Возраст пород в Монголии устанавливается в диапазоне поздний карбон — ранняя пермь; в Южном Казахстане начало формирования верхней серии связано с границей перми и карбона.

Более северные вулканические зоны непосредственно не продолжают друг друга; тем не менее между ними отмечается связь по времени формирования, позволяющая предполагать, что они контролируются общими структурами. Так, Гоби-Алтайская вулканическая зона на западе продолжается до системы северо-западных разломов, которая с запада отделяет Монгольский Алтай от Джунгарской котловины. Возраст вулканитов этой зоны установлен в интервале ранняя пермь — начало поздней перми. Их возрастным аналогом является контрастная вулканическая серия Северного Прибалхашья. Последняя в своей юго-восточной части протягивается по северному обрамлению Джунгарского массива до той же системы северо-западных разломов, которая прерывает Гоби-Алтайскую вулканическую зону. В целом эти два района распространения одновозрастных и близких по составу вулканических ассоциаций образуют как бы осложненную смещением единую полосу вулканических полей, протянувшихся из Центрального Казахстана в Центральную Монголию.

Северную часть вулканического ареала на востоке составляют вулканические поля Северной Монголии. Характерная их особенность — наиболее молодой возраст вулканитов, поднимающийся до раннего триаса включительно. На территории Казахстана на севере ареала находятся также наиболее молодые вулканогенные образования: семейтауская свита окрестностей г. Семипалатинска, а также вулканиты аюлинского комплекса и кайнотипные вулканиты Тениз-Коржункульского района предположительно триасового возраста.

Выделение Монгольского и Казахстанского звеньев вулканического пояса обусловлено не только общим рисунком распределения вулканитов бимодального комплекса, но и составом развитых на их территориях пород. Так, в Монголии среди кислых вулканитов комплекса значительную долю составляют щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты). В Казахстане преобладают субщелочные риолиты, а собственно щелочные породы имеют локальное распространение. Эти различия в составе вулканитов отражают региональную специфику пермского вулканизма и позволяют характеризовать в целом Монгольское звено как область развития щелочных пород, а Казахстанское звено как область распространения субщелочных пород.

Изменения составов, в особенности щелочности, пород бимодального комплекса вкрест простирания вулканического пояса не являются систематическими. Так, они не выражены в Монголии, где вулканиты комплекса из разных зон сопоставимы во всем диапазоне составов (см. рис. 3). В Казахстане же устанавливается более высокая щелочность вулкани-

тов Северного Прибалхашья по сравнению с вулканическими продуктами Южного Казахстана (рис. 4, 5). Для Южно-Казахстанской вулканической зоны, кроме того, характерно совмещение контрастных серий пород нормальной и повышенной щелочности, причем ассоциации вулканитов повышенной щелочности слагают южную часть зоны, тогда как вулканиты нормальной щелочности образуют параллельную им полосу в северной части зоны.

На территории Центральной Азии вулканические образования бимодального комплекса формировались на протяжении всего пермского периода, однако хронологический диапазон вулканизма в конкретных вул-

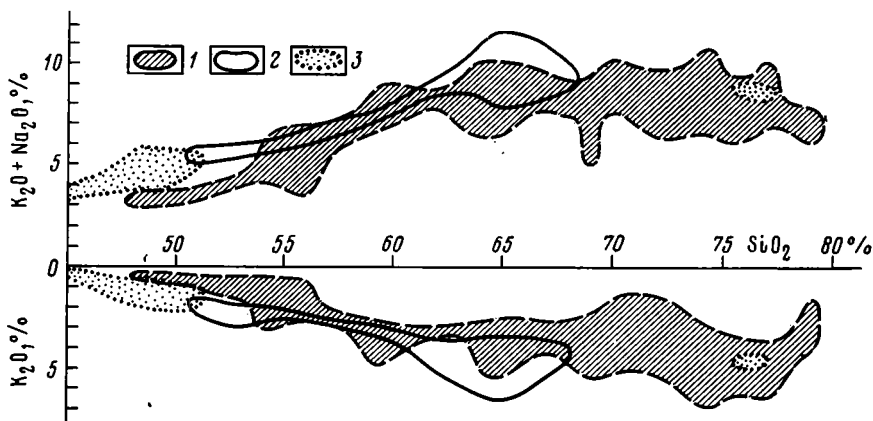


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма составов пермских вулканитов Южного Казахстана  
1 — Джунгария, 2 — Заилийский Алтай и Северный Кетмень, 3 — Южный Кетмень

канических зонах был значительно уже. Наиболее ранними (С<sub>3</sub>—Р<sub>1</sub>) среди них являются вулканические образования Тянь-Шаньской вулканической зоны. В конце ранней — начале поздней перми бимодальный комплекс сформировался в Центральной Монголии и в Северном Прибалхашье. В поздней перми, а местами и в раннем триасе возникли вулканические поля бимодального комплекса в северной части вулканического пояса. Таким образом, во времени устанавливается последовательная миграция бимодального вулканизма из южной части вулканического пояса в северную.

В вулканических полях Монголии было установлено широкое распространение продольных дайковых поясов [37]. Они фиксируют растяжения бортов вулканических структур с амплитудой в первые километры и тем самым указывают на контролирующие вулканические поля зоны крупноамплитудных раздвигов. Наряду с отмеченным выше специфическим составом вулканических ассоциаций, свойственным вулканическим продуктам континентальных рифтовых зон, это указывает на ведущую роль в формировании бимодального комплекса в Центральной Азии процессов континентального рифтогенеза.

Рассматривая соотношения продуктов бимодального и известково-щелочного комплексов, следует отметить, что на разных возрастных срезах пространственно они были разобщены. Так, в ранней перми бимодальный вулканизм протекал в южной вулканической зоне, а известково-щелочные вулканические серии формировались в более северных районах вулканического пояса: в Южном Казахстане и в Центральной и Северной Монголии. В конце ранней и в поздней перми зоны бимодального вулканизма последовательно переместились в центральную (осевую), а

затем и в северную части пояса, местами наследуя площади распространения раннепермских известково-щелочных вулканитов, тогда как одно-возрастные им вулканиты известково-щелочного комплекса накапливались в Южном Казахстане, а в других районах не проявились.

Эта пространственно-хронологическая картина распределения продуктов бимодального и известково-щелочного комплексов в целом сопоставима с таковой для вулканических образований позднего кайнозоя Северной Америки. Здесь бимодальный комплекс также пространственно обособлен от синхронного ему известково-щелочного комплекса вулканитов и, кроме того, формировался на площади, на которой ему непосредственно предшествовал известково-щелочной вулканизм [41].

Геодинамическая интерпретация кайнозойского вулканизма Северной Америки связывает вулканические проявления со взаимодействием

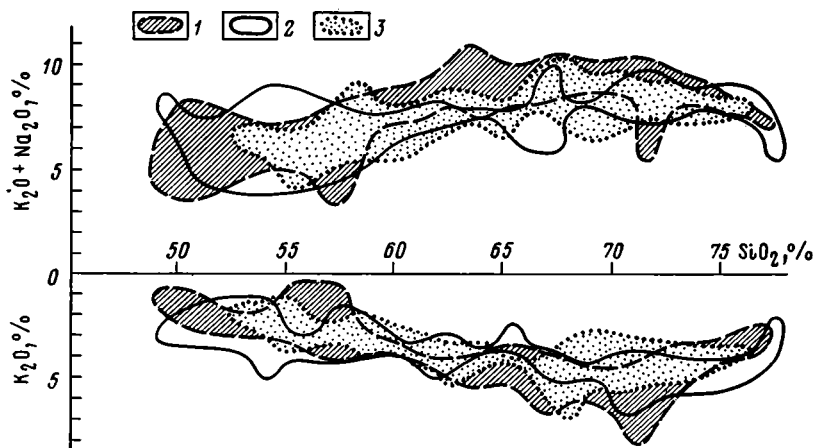


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма составов пермских вулканитов Центрального Казахстана  
1 — север Токрауской впадины, 2 — центральная часть Токрауской впадины, 3 — юг Токрауской впадины

океанической (Тихоокеанской) и континентальной (Северо-Американской) плит [41]. В соответствии с этой моделью известково-щелочной вулканизм формируется над зоной субдукции, погружающейся под континент и фиксируемой нарастанием  $K_2O$  в породах по мере удаления от края континента. Бимодальный вулканизм связан с континентальной рифтовой зоной. Последняя возникла в континентальной плите над срединно-океаническим хребтом, который в процессе взаимодействия плит был в составе океанической плиты подвинут под Северо-Американскую плиту.

Пермский вулканический пояс Центральной Азии занимает структурную позицию, сходную с положением кайнозойского вулканического ареала Северной Америки. Он формировался вдоль южного края материка Северной Азии по границе с океаническим бассейном Палеотетиса. Краевое положение пояса позволяет предполагать активный характер взаимодействия океанической и континентальной плит в период формирования вулканического пояса. В частности, данные по изменению содержания  $K_2O$  в каменноугольных вулканитах Южной Монголии свидетельствуют о существовании в карбоне зоны субдукции, погружавшейся под материк под углом в  $45^\circ$  [39]. В известково-щелочной серии перми также отмечается рост  $K_2O$  (см. рис. 2) в глубь континента (к северу), указывающий на сохранение условий субдукции и в перми.

Принимая за основу геодинамическую модель формирования кайнозойского ареала Северной Америки, формирование бимодального комп-



лекса Центральной Азии можно связать с перекрытием континентальной плитой Северной Азии срединно-океанического хребта океанического бассейна Палеотетиса. Механизм этого процесса подробно рассмотрен в статье В. И. Коваленко, А. А. Моссаковского и В. В. Ярмолюка [15]. В соответствии с представлениями, развиваемыми в этой работе, прохождение хребта под континентальной плитой, по-видимому, способствовало раскалыванию последней по ослабленным зонам (глубинным разломам древнего заложения) и вело к формированию последовательного ряда континентальных рифтовых зон с присущим для них бимодальным вулканизмом. Такой процесс хорошо объясняет последовательное перемещение с юга на север в перми субширотных зон бимодального вулканизма.

В предлагаемой геодинамической интерпретации пермского вулканизма Центральной Азии особая роль отводится системе меридиональных разломов Казахстана. Она определяет асимметричное строение всего пермского вулканического ареала. К западу от нее континентальный рифтогенез, судя по имеющимся данным, не проявился. Кроме того, с самой этой системой связано формирование меридиональной вулканической зоны, аномальной на фоне субширотно ориентированных остальных систем вулканических полей.

Нам представляется, что это обусловлено различным взаимодействием океанической и континентальной плит по обе стороны от меридиональных разломов Казахстана и, в частности, тем, что к востоку от них срединно-океанический хребет Палеотетиса был подвинут под континент, а к западу — нет. Такое различие может быть определено рядом причин. Возможно, что в этом месте срединно-океанический хребет был осложнен мощным трансформным разломом, по которому он в западной части был смещен далеко к югу и в процессе формирования позднепалеозойской активной континентальной окраины просто не успел подойти к краю континента. Не исключено также, что в этом месте океаническая плита была осложнена мощной сдвиговой зоной, в которой более активно перемещалась к северу ее восточная часть. В любом случае граница между этими блоками получила свое продолжение в континентальных структурах не только в виде системы разломов, но и в форме приуроченной к ним вулканической зоны.

Поперечные структуры, аналогичные меридиональной системе разломов Казахстана, выделены в пределах вулканического пояса Северной Америки [21]. Они лежат на продолжении крупных трансформных разломов Тихого океана и по сути дела отражают в континентальной плите перекрытые ею трансформные разломы океанической плиты. Поэтому мы считаем возможным рассматривать подобные поперечные элементы краевых поясов как континентальные трансформные зоны. В условиях континента роль такого рода зон, по-видимому, проявляется прежде всего в контроле над размещением магматических образований, тогда как непосредственные смещения по этим зонам, вероятно, происходили на границе литосферы.

Возникновение континентальной трансформной системы связано с наиболее ранними проявлениями взаимодействия океанической и континентальной плит, а ее развитие продолжается вплоть до затухания этого процесса. Поэтому понятно распространение в меридиональной вулканической зоне Казахстана вулканических образований длительного диапазона формирования, охватывающего весь пермский период.

Следует отметить, что в строении вулканического ареала Центральной Азии, вероятно, существовали и другие континентальные трансформные системы разломов. Одной из них могла быть система северо-западных нарушений, определивших сегментацию Центрально-Монгольского и Северо-Монгольского ареалов пермских вулканических пород.

1. *Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д.* Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканогенного пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 4 (29). Алма-Ата: Наука, 1971, с. 183—192.
2. *Арапов В. А.* Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта.— Узб. геол. ж., 1965, № 2, с. 44—54.
3. *Арапов В. А.* Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны.— В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 104—120.
4. *Афоничев Н. А.* Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 272—293.
5. Геологическая карта Казахской ССР на 6 л. М. 1 : 1 500 000, ВСЕГЕИ, 1966.
6. Геология МНР. Т. 2. М.: Недра, 1973. 750 с.
7. *Горегляд А. В., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Абрамова Е. Е.* Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1467—1471.
8. *Звягинцев Л. И.* Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М.: Наука, 1965. 160 с.
9. *Истомин Н. А., Сальменова К. З.* Новые данные о нижнетриасовом возрасте семейтауского вулканического комплекса пород.— Вестн. АН КазССР, 1964, № 9, с. 25—34.
10. Карта геологических формаций Восточного Казахстана на 5 листах. М. 1 : 1 500 000. ВСЕГЕИ, 1968.
11. Карта магматических формаций МНР.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 230.
12. *Кепежинская В. В., Луцицкий И. В.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 70 с.
13. *Князев В. С., Мавычев Н. Ч.* Об условиях проявления верхнепалеозойского вулканизма на юге Туранской плиты.— Изв. АН ТССР. Сер. физико-техн., хим. и геол. наук, 1978, № 6, с. 82—88.
14. *Князев В. С., Мавычев Н. Ч., Флоренский П. В.* Пермская вулканогенно-молассовая формация Туркмении.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 1, с. 165—168.
15. *Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии).— Геотектоника, 1983, № 6, с. 13—30.
16. *Кошкин В. Я.* Стратиграфия верхнего палеозоя северной части Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса и Саякского морского бассейна.— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. II. Стратиграфия девона, карбона, перми Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 154—161.
17. *Кошкин В. Я.* Тектоническое положение Балхаш-Илийского вулканического пояса.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса (труды совещания). М.: Наука, 1974, с. 86—92.
18. *Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В.* Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1969. 210 с.
19. *Курчавов А. М.* Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1970, № 5, с. 83—94.
20. *Курчавов А. М., Мейен С. В.* Пермские отложения Карасорского прогиба.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Т. X. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 417—427.
21. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 281 с.
22. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 317 с.
23. *Моссаковский А. А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
24. *Мясников А. К.* Верхний палеозой Баканасского синклиналия (Северо-Восточное Прибалхашье).— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана Т. II. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 162—166.
25. Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 528 с.
26. Палеогеографический атлас Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 120 с.
27. *Радченко И. И., Штифанов В. Ф.* Вулканыты левобережья реки Курты.— В кн.: Геология. Вып. 8. Алма-Ата, 1973, с. 45—52.
28. *Севастьянов В. Г.* Развитие магматических и послемагматических процессов в зонах тектонической активности северо-восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 5 (30). Алма-Ата, 1974, с. 58—78.
29. *Синицын В. М.* Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 252 с.
30. *Синицын В. М.* Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 108 с.
31. *Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 267 с.
32. Тектоническая карта Евразии. М.: ГИН АН СССР, ГУГК. М. 1 : 5 000 000, 1966.
33. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазосностью. М.: Недра, 1970. 248 с.

34. Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968. 160 с.
35. Ярмолюк В. В. Щелочные магматические образования хребта Сумен-Хайрхан (Залтайская Гоби, МНР).— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 936—938.
36. Ярмолюк В. В., Дуранте М. В., Коваленко В. И., Аракелянц М. М., Горегляд А. В. Возраст щелочно-кислых пород Южной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 58—68.
37. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Дайковые пояса в пермских базальт-комендит-трахипаритовых вулканических полях Монголии.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 2, с. 450—454.
38. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Самойлов В. С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1248.
39. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамическая обстановка его формирования.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 1, с. 198—202.
40. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Пермские базальт-щелочно-риолитовые ассоциации Северной Монголии.— Докл. АН СССР, 1983, т. 236, № 3, с. 679—682.
41. Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. 11. Late Cenozoic.— Phil. Trans. Royal Soc. L., 1972, v. A-271, № 1213, p. 249—284.
42. Geological map of China, 4 I. M. 1 : 4 000 000, 1976.
43. Macdonald R. Tectonic settlings and magma associations.— Bull. volcanol., 1975, v. 38, p. 498—516.

Институт геологии рудных  
месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии

Поступила в редакцию  
16.XI.1982

УДК 551.242.11(477.74)

СЛЮСАРЬ Б. С.

**СТРУКТУРЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В СЕВЕРНОМ  
ПРЕДДОБРУДЖЬЕ**

Приведены новые данные о геологическом строении Нижнепрутской зоны («погребенной Добруджи») и прилегающей части Придобруджской впадины. Описаны факты и закономерности, свидетельствующие о наличии в палеозойских, триасовых и юрско-нижнемеловых образованиях Преддобруджья разнообразных структур горизонтального сжатия — взбросов, надвигов, лежащих складок и т. д. Сделан вывод о покровном строении Нижнепрутской зоны и чешуйчато-надвиговом характере ее сочленения с Придобруджской впадиной.

В результате геологических и геофизических исследований, проведенных на территории юга МССР и западной части Одесской области УССР за последние 10—12 лет, получены материалы, позволяющие существенно обновить представления о тектонике северо-западного Причерноморья и, в частности, выяснить характер сопряжения Восточно-Европейской платформы и ее геосинклинального обрамления в пределах междуречья Прут — Днестр. Здесь, в полосе сочленения этих макроструктур, расположена Придобруджская впадина [15, 18], имеющая четко выраженное трехэтажное строение (рис. 1).

Нижний этаж сложен мощным комплексом морских терригенных, карбонатно-сульфатных, а также лагунно-континентальных красноцветных и вулканогенно-осадочных формаций, составляющих стратиграфически почти непрерывный разрез от девона до перми. По мнению ряда исследователей [7, 13, 15 и др.], вещественно-структурные признаки этих отложений типичны для краевых прогибов, на основании чего здесь, перед фронтом варисийского складчатого сооружения Северной Добруджи, выделяется Преддобруджский прогиб, который граничит с Молдавской плитой. Другие авторы [18, 12 и др.] допускают, что палеозойские образования слагают платформенную впадину с дорифейским или частично байкальским складчатым фундаментом.

К среднему этажу относятся триасовые отложения, вскрытые скважинами в центральной и восточной частях юга междуречья и в дельте Дуная. Внизу лежит бурогоцветная карбонатно-терригенная формация нижнего триаса, в средней части разреза преобладают известняки и доломиты, а в верхней — морские сероцветные песчано-глинистые и лагунно-континентальные пестроцветные породы верхнего триаса. По набору формаций, их последовательности в нормальном разрезе триасовые отложения Преддобруджья похожи на одновозрастные породы зоны Тулча Северной Добруджи, которые составляют там отдельный структурный этаж [28, 24, 20]. Наблюдаются, однако, и важные различия, например, в мощностях, насыщенности магматическими телами, степени дислоцированности и т. д. По всей вероятности, в Преддобруджье триасовые отложения залегают в грабенах и деформированы в процессе раннекемрийских и более поздних тектонических движений.

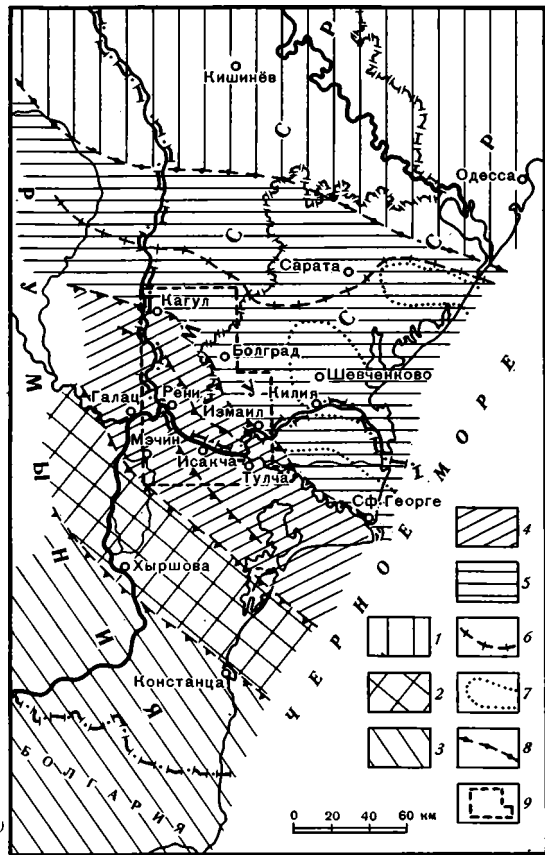
В верхнем этаже развиты морские терригенные и карбонатные, а также лагунно-континентальные эвапоритовые и песчано-глинистые пестроцветные отложения юры — нижнего мела; они составляют самостоятельную структуру, природа, границы и название которой, несмотря на высокую степень изученности, вызвали много споров. Одни авторы [9, 15] относят ее к категории платформенных структур и называют Молдавской впадиной, а другие [17, 14, 10, 11 и др.], усматривая в ее мор-

фологии некоторые черты, свойственные предгорным прогибам, именуют Преддобруджским прогибом.

По вопросу о границах, строении и генезисе Придобруджской впадины в целом и каждого этажа в отдельности существуют различные точки зрения. Наиболее важным является вопрос о положении и характере южной (или юго-западной) границы впадины, т. е. взаимоотношении со складчатым сооружением Добруджи. До сих пор ее проводят по-разному, в зависимости от трактовки строения левобережий Прута и Дуная между городами Измаил и Кагул. Как известно, здесь под неогеновыми отложениями на абс. отметках от  $-100$  до  $-600$  м расположен так на-

Рис. 1. Схема тектонического районирования северо-западного Причерноморья.

1 — Молдавская плита; 2 — Центральная Добруджа (зона зеленых сланцев); 3 — Южная Добруджа; 4 — Северная Добруджа (включая Нижнепрутскую зону, погребенную под кайнозойскими отложениями); 5 — Молдавская юрская впадина; 6 — северная граница Преддобруджского палеозойского прогиба (соответствует границе Молдавской плиты); 7 — контуры распространения триасовых отложений (в пределах Преддобруджья); 8 — северная граница Молдавской впадины; 9 — контур участка, представленного на геологической карте (см. рис. 2)

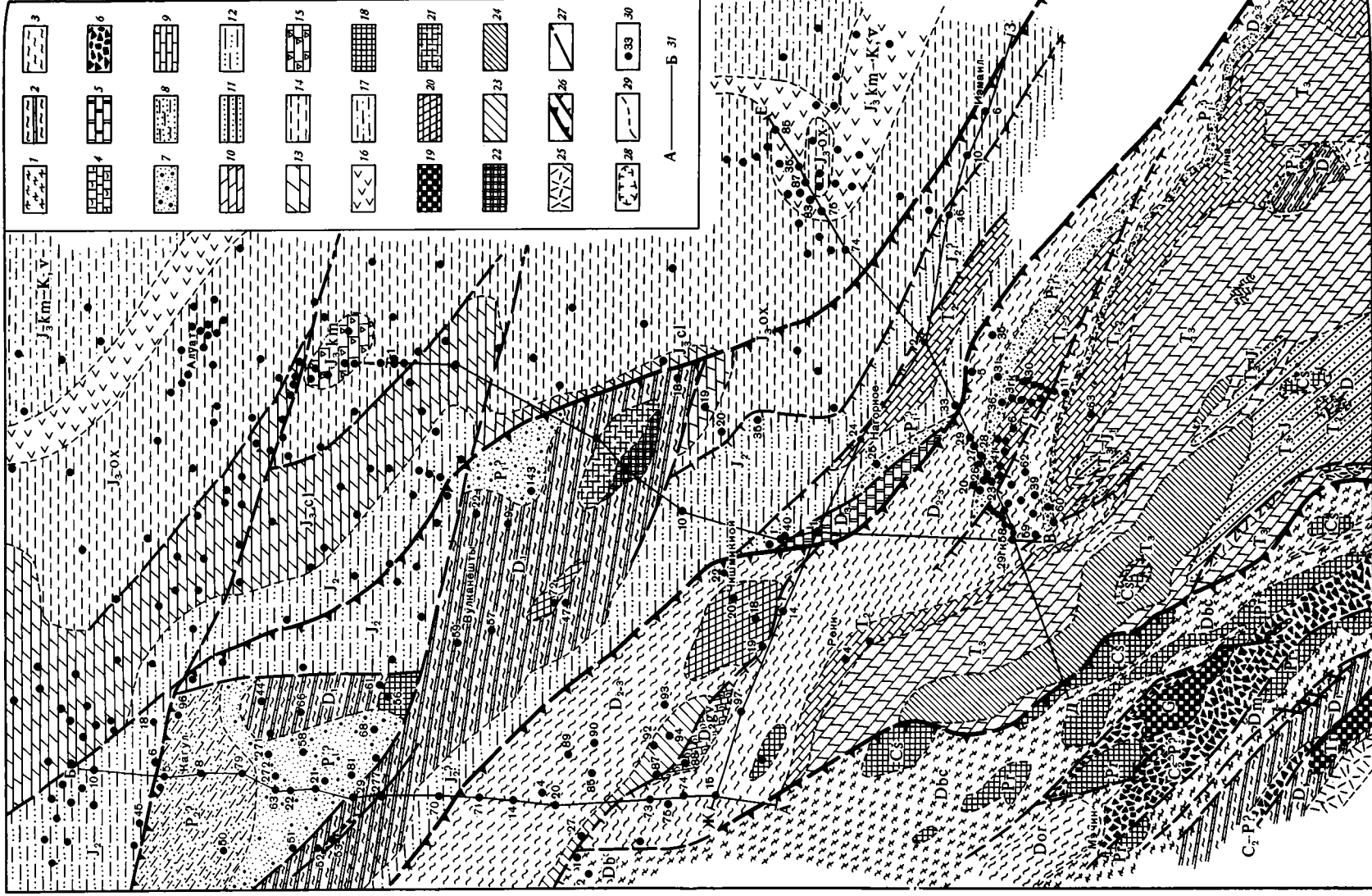


зываемый «погребенный склон Добруджи» или, точнее, Нижнепрутская зона [15].

Укоренившееся представление о геолого-структурной цельности этой зоны основано больше на данных о гипсометрии и морфологии эрозивной поверхности донеогенового субстрата и в меньшей мере на сведениях о ее глубинном строении, пока еще неполных и нередко допускающих неоднозначную интерпретацию. Считалось, что в пределах Нижнепрутской зоны юрские отложения отсутствуют, поэтому ее северо-восточная граница отождествлялась с границей Молдавской впадины.

Новейшие данные, а также повторное изучение материалов бурения за предшествующий период позволили выяснить в общих чертах внутреннюю структуру Нижнепрутской зоны и по-новому представить ее соотношение с Молдавской впадиной.

Наиболее древние геологические образования, вскрытые в Нижнепрутской зоне (скв. 44, 271, 66, 272 Пашканы, 52, 55, 29, 277, 61 Ваду-Луй-Исак, 59, 57, 22, 9, 47 Вулканешты, 14, 18 Суворово), представлены зеленовато-темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков (рис. 2). Терригенные разности содержат туфогенный материал, а местами (скв. 272) перемежаются с пропилизитиро-



ванными андезитовыми порфиритами [8]. Породы дислоцированы, часто развальцованы, залегают под самыми различными углами, будучи смяты в мелкие складки. По комплексу органических остатков (брахиопод, тентакулитов, остракод) их возраст датируется ранним девонем. Они эквивалентны толще филлитовых сланцев, кварцитов, перекристаллизованных органогенных известняков и сланцеватых аргиллитов с жединской фауной, обнаруженных в южной части зоны Мэчин [27, 22, 21].

В Нижнепрутской зоне породы нижнего девона прорваны дайками керсантитов, минетта (скв. 44, 271, 277), кварцевых порфиров (скв. 53), а также интрузиями гранитов (скв. 56), сиенит-порфиров (скв. 72), гранодиорит-порфиров (скв. 14, 23) и монцититов (скв. 15) позднепалеозойского (?) возраста<sup>1</sup>.

К юго-западу от линии сел Колибаш — Котловина на донеогеновый эрозионный срез выходят разнообразные комплексы метаморфических, магматических и осадочных образований, прослеживающихся в виде полос северо-западного простирания.

Первая (северо-восточная) полоса выделяется в некоторой степени условно — по материалам скв. 70 Брынза, 35 Котловина и 46 Ларжанка. Здесь вскрыты сероцветные мелкогалечные конгломераты и конгломерато-брекчии; такие же породы в чередовании с песчаниками, алевролитами и углистыми хлидолитами пройдены скв. 1, 40 ст. Фрикаций и 1 Лиманское (см. ниже). В этой же полосе, близ с. Етулия, скв. 10 на глубине 436 м вскрыты аргиллиты серые с пропластками алевролитов, содержащие створки посидоний и обугленный растительный детрит. Они

Рис. 2. Геологическая карта донеогеновых образований северо-западной части Добруджи и нижнего Припрутья.

1 — девон нерасчлененный: слюдяные сланцы, кварциты, амфиболиты (серия Орлига, *Dor*); основные зеленокаменные породы, хлоритовые сланцы (серия Меджина, *Dm*); серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, туфогенные сланцы (серия Боклуджя, *D bc*); кварциты, графитовые и серицитовые сланцы (серия Приопча, *D pr*); кварц-биотит-мусковитовые, углистые сланцы (район оз. Белеу, *Db*); 2 — нижний девон: филлиты, кварциты, известняки (зона Мэчин), сланцеватые аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков, туфогенные аргиллиты и алевролиты, туффиты, пластовые тела андезитовых порфиров (Нижнепрутская зона); 3 — средний — верхний девон: кварц-хлорит-серицитовые, кремнистые сланцы, кварцевые алевролиты, песчаники, кварциты, известняки с конодонтами (серия Орловка — Махмудия); 4 — средний девон, живетский ярус: органогенные известняки; 5 — верхний девон: черные доломиты; 6 — средний (?) — верхний карбон — пермь: конгломераты, диабазовые сланцы, туфопесчаники, риолитовые туфы (серия Карапелит); 7 — нижняя (?) пермь: конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты преимущественно красноцветные; 8 — верхняя (?) пермь: аргиллиты, песчаники, хлидолиты красно-коричневые; 9 — нижний — средний триас: известняки, доломиты; 10 — верхний триас: мергели, глинистые известняки, алевролиты; 11 — верхний триас — нижняя юра: терригенный флиш (серия Налбант); 12 — средняя юра: сероцветные конгломераты, гравелиты, углистые песчано-глинистые отложения (хлидолиты), песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины; 13 — колловей; песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, песчано-глинистые и органогенные известняки; 14 — оксфорд, алуатские слои: глины сероцветные и буро-коричневые с прослоями комковатых известняков; 15 — кимеридж: красно-бурые органогенные известняки; 16—17 — кимеридж-валанжин, вишневатская свита: 16 — буроцветные доломитовые песчаники, алевролиты, глины, доломиты, ангидриты, гипсы (терригенно-эвапоритовый горизонт), 17 — глины, алевролиты, песчаники, хлидолиты (терригенный пестроцветный горизонт). *Магматические образования*: 18 — верхний девон — нижний карбон (?): граниты гнейсовые (типа Прикопан, *Pr*) и граниты красные массивные (типы Кошлуджя, *Cš*); 19 — верхний карбон — пермь (?): граниты, гранодиориты, тоналиты, диориты (типа Гречь, *G*) и граниты щелочные (типа Туркоая, *Tr*); 20—22 — верхний палеозой нерасчлененный: 20 — сиениты, сиенит-порфиры, 21 — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 22 — монцититы, 23 — верхний палеозой или нижний мезозой: габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты; 24 — верхний триас: диабазы, диабазовые порфиры, спиллиты (типа Никулицел); 25 — пермь в зоне Мэчин, верхний триас в зоне Тулча: кварцевые порфиры, риолиты, спекшиеся туфы; 26 — надвиги: *a* — главные, *b* — второстепенные; 27 — прочие разрывные нарушения, тектонические контакты; 28 — тектонические останцы в зоне Тулча (по М. Мурешану); 29 — геологические границы; 30 — скважина, ее номер; 31 — линия геологического разреза

<sup>1</sup> Петрографическое изучение магматических пород проводилось В. М. Бобринским [4] и В. Ф. Морозом.

идентичны породам, слагающим верхи средней — низы верхней юры соседних районов Молдавской впадины (села Табаки, Виноградовка, Владичены). Юго-восточнее Етулии, скв. 19 и 20 Котловина вскрыли более высокие горизонты юры — голубовато-серые мергели и аргиллиты келловоя, а также зеленовато-серые карбонатные глины с прослоями комковатых известняков оксфорда.

Как видим, перечисленные скважины встретили юрские отложения, образующие «залив» в теле Нижнепрутской зоны.

Следующая полоса сложена зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и серыми кварцитами (скв. 71, 14 Брынза; 4, 20, 89 Валены; 85, 90, 93 Слободзея-Маре; 22 Чишмикией). Далее (юго-западнее) расположена полоса хлорит-серицитовых и известковых сланцев (73 Слободзея-Маре; 97 Джурджулешты, 14 Долинское), буровато-коричневых сланцеватых алевролитов и песчаников (75 Слободзея-Маре; 74, 15 Кышлица-Прут). Здесь же вскрыты черные кварц-биотит-мусковитовые и углистые сланцы (1, 2 Белеу). В одной скважине (88 Кышлица-Прут) встречены стально-серые мраморизованные известняки средне-го девона (по аналогии с разрезом скв. 1 Лиманское).

Между второй и третьей полосами расположена цепочка интрузивных тел: габбро-диабазов (27 Белеу), габбро, габбро-амфиболитов (87, 92, 94 Слободзея-Маре) и сиенитов (18, 19 Долинское, 20 Чишмикией).

Почти все упомянутые разновидности пород вскрыты и на левобережье Дуная между озерами Кагул и Ялпуг (скв. 29гк, 54, 58, 59, 39, 62, 10, 53, 23, 11, 12 и др.), в окрестностях с. Новосельское (скв. 21, 27, 28, 29, 5, 35 и др.). В районе с. Орловка они выходят на поверхность земли («гора Каменная»). Нормальный стратиграфический разрез этих отложений выяснился лишь недавно, после того, как был установлен возраст орловских сланцев и пробурена скв. 1 Лиманское.

В карьере у с. Орловка обнажены зеленовато-серые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварцевые алевролиты, кварцитопесчаники и мраморизованные известняки, образующие единую литолого-стратиграфическую толщу. Породы сильно дислоцированы, прорваны дайками керантитов и жилами кварца. Кливаж, пронизывающий всю толщу, микроскладчатость (гофрировка) в сланцах и разлинзование (будинаж), наблюдаемые в прослоях известняков и кварцитов, затушевывают общую структуру данного участка, которая представляется как фрагмент моноклинали, падающей на юг — юго-восток под углом 30—35°. Терригенные породы содержат девонский спорово-пыльцевой комплекс [5], а в известняках, кроме того, найдены конодонты, характерные для верхнего девона [1]. Таким образом, кварцито-известняково-сланцевая толща Орловки по составу, структурной позиции и возрасту соответствует так называемому сланцево-известняковому комплексу районов Исакча, Тулча, Махмудия северной части зоны Тулча [24].

В разрезе скв. 1 Лиманское выделяются четыре толщи. Внизу лежат серые мелко-среднезернистые кварцитопесчаники, кое-где слабо карбонатные и глинистые. Вскрытая мощность толщи 106 м. Текстура пород неяснослоистая, местами тонкослойчатая, под углом 40—60°<sup>2</sup>. Вторая снизу толща (интервал 1022—626 м) сложена серыми, светло-серыми и почти белыми зернистыми, пелитоморфными, глинистыми и кораллово-брахиоподовыми, в той или иной степени доломитизированными известняками. Карбонатные породы прорваны дайками сиенитов и кварцевых монзонит-порфиров, поэтому местами сильно изменены контактово-метаморфическими и гидротермальными процессами. В известняках встречены остатки кораллов *Tyrganolites sp.*, *Crassialveolites cf. obtortus* (Lecompt), *Thamnopora cf. reticulata* (Blanc.), *Favosites cf. goldfussi* d'Orb., *Remešia cf. tubulosa* Kettner и др. (определения В. П. Гриценко), датирующие возраст вмещающих пород живетским ярусом среднего девона.

<sup>2</sup> Здесь и ниже имеются в виду кажущиеся углы, замеренные в кернах без поправки на угол искривления ствола скважины. Зенитный угол искривления упомянутых в данной статье скважин не превышает 6°, чаще всего составляет 1—3°.



Породы интенсивно брекчированы, отмечаются крутые углы падения (от 50 до 85°). Первая и вторая толщи связаны между собой постепенными переходами. Третья толща (интервал 626—559 м) представлена чередованием темно-серых конгломератов, брекчий, дресвяников, грубозернистых и гравелитовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пород смешанного состава, как правило, обогащенных растительным детритом. В основании расположена конгломерато-брекчия, которая залегает на мраморизованных известняках несогласно, с разрывом. Все разнообразности пород, особенно углисто-глинистые алевролиты и хлидолиты дислоцированы, в верхней части толщи развальцованы, залегают под углами от 10 до 45°. По составу породообразующих компонентов, структурно-текстурным признакам, степени катагенеза и т. д. описываемые отложения соответствуют базальному горизонту средней юры района с. Плавни (скв. 2). Самая верхняя (четвертая) толща, вскрытая под неогеном на глубине 414 м, состоит из сильно катаклазированных черных тонкомикророзернистых доломитов, содержащих верхнедевонские фораминиферы [2]. Контакт между третьей и четвертой толщами резкий, очевидно, тектонический. На это указывают высокая степень дислоцированности доломитовой толщи, лишенной базального горизонта, развальцованность подстилающих песчано-глинистых пород, резкое различие в степени вторичных преобразований и т. п.

Как следует из вышесказанного, известняково-кварцито-сланцевая голща Орловки, а также ее фрагменты, вскрытые в нижнем Припутье и на левобережье Дуная, принадлежат одному и тому же литостратиграфическому подразделению — серии, занимающей среднюю часть сводной колонки девонских образований Нижнепрутской зоны. Возраст серии, по палеонтологическим данным, средне-позднедевонский, но не исключено, что ее нижняя часть, к которой мы склонны относить черные сланцы района оз. Белеу (скв. 1, 2), может оказаться и более древней — раннедевонской. Кварцитопесчаники Лиманского, подстилающие органогенные известняки живета, по-видимому, имеют эйфельский возраст.

Корреляция известняково-кварцито-сланцевой серии Орловки — Махмудии с одновозрастными образованиями зоны Мэчин и некоторых районов зоны Тулча (Редю, Узум-Баир) затруднена тем, что на Добрудже они фациально более разнообразны, обычно не содержат органических остатков, а главное — в той или иной степени местами глубоко метаморфизованы, будучи пронизаны многочисленными интрузиями. Так, в зоне Мэчин, по данным О. Мирэуцэ [22], выделяются серия Орлига (сланцы, кварциты, амфиболиты), комплекс амфиболитовых сланцев, порфиридов и метадиоритов, серия Меджина (основные вельокаменные породы), серия Боклуджя (чередование серицит-хлоритовых и туфогенных сланцев с кварцитами), серия Приопча (кварциты, серицитовые филлиты) и, наконец, толща переслаивания графитовых сланцев, черных кварцитов и филлитов. По общегеологическим соображениям и единичным результатам определения абсолютного возраста О. Мирэуцэ отнес эти породы к верхнему протерозою — нижнему палеозою, не придавая особого значения тому установленному им факту, что между филлито-кварцитовой серией Боклуджя и вышележащими фаунистически датированными образованиями силура (по современному представлению — нижнего девона) существует постепенный переход. По нашему мнению, этот факт скорее всего указывает на девонский (возможно, отчасти и силурийский) возраст перечисленных метаморфических серий и толщ. Такого мнения придерживались Г. Мургочь [27], И. Атанасиу [19] и др. Что касается радиогеохронометрических данных, то они, как показал М. Мурешан [26], допускают неоднозначную интерпретацию и нередко противоречат геологическим наблюдениям<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> К примеру, анализ двух проб сланцев района г. Тулча дал разные цифры — 474 и 543 млн. лет. Те же сланцы в обнажении с. Орловка имеют радиометрический возраст от 290 до 470 млн. лет.

Толща доломитов Лиманского, надвинутая на среднеюрские (?) отложения, является «экзотическим» телом, а в стратиграфическом отношении — самым молодым подразделением среднего палеозоя Нижнепрутской зоны.

Выше залегают пермские отложения, вскрытые в районе сел Нагорное (скв. 25), Орловка (скв. 5, 20, 24, 25, 26, 60 и др.), Новосельское (скв. 31, 36 и др.). Это красноцветные конгломерато-брекчии, гравелисто-дресвяники, грубозернистые песчаники, алевролиты и смешанные псефито-псаммитовые породы. Сложены они обломками сланцев, кварцитов, кремнистых, карбонатных, вулканогенных пород; по составу, стратиграфическому и структурному положению аналогичны конгломерато-брекчиям, перекрывающим кварцито-известняково-сланцевую серию девона на правобережье Дуная (г. Тулча, с. Махмудия). Их возраст определяется по регионально-геологическим соображениям как пермь в фации веррукана [27] или как аналог сейских слоев верфенского яруса нижнего триаса [28].

Пермские отложения присутствуют и в северной части Нижнепрутской зоны. Здесь выделяются два участка с разным строением разрезов. На южном (район сел Ваду-Луй-Исак—Манта-Пашканы, восточнее п. Вулканешты, скв. 20, 21, 22, 63, 51, 81, 58, 272, 68, 143 и др.) преобладают розовато-сиреневые, буровато-фиолетовые, красно-бурые и серые полимиктовые конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники. Это в основном граувакки и метакластиты; встречаются и разновидности, приближающиеся к аркозам [3]. На северном участке (район Стар. Кирганы—Кагул, скв. 79, 8, 5, 50, 96) развиты буро-красные («сургучные») и темно-серые с буроватым оттенком известковистые песчаники, алевролиты и хлидолиты. Породы дислоцированы, причем по разрезу наблюдается многократное изменение величины угла наклона от 0 до 70—80° без видимой закономерности. По всем признакам (состав, вторичные преобразования, структурно-текстурные особенности, окраска и т. д.) красноцветы района Стар. Кирганы—Кагул ничем не отличаются от таких же пород, вскрытых под юрскими отложениями в соседних районах Предбурджского прогиба (села Рошу, Верх. Андруш, Баурчи-Молдовень и др.).

Соотношения между грубообломочной и мелкотонкообломочной толщами достоверно неизвестны. Имея в виду близость, почти идентичность вещественного состава и генезиса пород, мы предполагаем, что обе они принадлежат одной и той же литостратиграфической единице, видимо, достаточно крупного ранга — серии, и в целом соответствуют пермской системе. Тогда розовато-фиолетово-бурые конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники составляют более древний член серии, примерно соответствующий центрально-европейскому ротлигендесу, а красно-коричневые известковистые мелкотонкообломочные породы, завершающие разрез пермской молассы Предбурджья, могут считаться аналогами цехштейна.

Ранее мы допускали [16], что красноцветная моласса Предбурджского прогиба одновозрастна с серией Карапелит зоны Мэчин. Однако, принимая во внимание, что серия Карапелит занимает положение раннеорогенной геогенерации, заполняя межгорный прогиб варисийской геосинклинали Северной Добруджи, логичнее предположить, что ее возраст ограничен средним (?) — поздним карбоном. Этот вывод вполне согласуется с палеонтологическими данными [19].

В свете изложенных фактов и соображений необходимо скорректировать и возраст магматических образований Добруджи. Верхний возрастной предел докарापелитовых интрузий типа Прикопан и Кошлуджя следует датировать поздним девоном — ранним карбоном, а послекарापелитовые гранитоиды Гречь и щелочные граниты Туркоая — концом позднего карбона — пермью. Излияния кварцевых порфиров типа Туркоая, Кошлуджя, Узум-Баир и др. произошли, по всей вероятности, в позднепермское время.

В строении Нижнепрутской зоны участвуют и триасовые отложения.

На левом берегу Дуная близ с. Новосельское они обнажены на поверхности, где представлены розовато-светло-серыми комковатыми и зернистыми доломитами и известняками с остатками фауны гастропод и брахиопод. Такие же породы встречены скважинами в районах сел Орловка и Новосельское (41, 17, 6, 7гк, 3гк, 30, 63 и др.), а также на южной окраине г. Рени (скв. 4). Они имеют свои полные аналоги на правобережье Дуная и в более южных районах зоны Тулча, где датируются средним триасом [30, 25]. Розово-серые доломиты и известняки с Новосельского, судя по материалам наиболее глубокой скв. 3гк (забой 524 м), подстилаются темно-серыми пелитоморфными и микрозернистыми доломитистыми известняками с остатками фораминифер (гломоспиры, надозари). Породы сильно раздроблены, местами превращены в настоящие тектонические брекчии. Соотношения с конгломерато-брекчиями перми неясны, так как ни одна из пробуренных здесь скважин подошвы карбонатной толщи триаса не достигла.

Наиболее полный разрез триаса установлен в районе с. Плавни (скв. 2), где под неогеном вскрыты (сверху вниз):

1. Интервал 316—430 м — доломиты серые, светло-серые с розовым и желтовато-коричневым («кофейным») оттенком, тонко-микрозернистые, сливные. Они брекчированы, напоминают спрессованный дресвяник (какирит). Палеонтологических остатков не содержат.

В кровле толщи и ниже, среди доломитов, встречены прослой терригенных пород, по составу, текстуре и условиям залегания явно чужеродных для вмещающих, почти химически чистых карбонатов. Песчаники, залегающие в кровле (около 2 м), зеленовато-серые, мелкозернистые, рыхлые (выветрелые), массивные, состоят из обломков кремнистых и карбонатных пород, зерен кварца, полевых шпатов, скрепленных глинисто-известковым цементом. На глубине 345—351 м пройден пласт чередования серых и темно-серых щебенчато-галечных конгломератов, гравелито-песчаников и углистых песчано-алевритовых аргиллитов (хлидолитов). Текстура от массивной до тонкослойчатой, почти листоватой (в углистых хлидолитах); поверхность напластования ориентирована под углом 30—45°. В гравелите на глубине 346,1—348,9 м много обломков раковин брахиопод, пластинок морских ежей, фрагмент белемнита рода *Brachybelus* Naef., встречающегося в верхнебайосских — нижнекелловейских отложениях ряда регионов мира<sup>4</sup>. Верхняя граница пласта очень резкая и, судя по низкому выносу керна, породы здесь сильно раздроблены, развальцованы. В основании лежит конгломерато-брекчия из обломков подстилающих доломитов, в кровле доломитовой толщи наблюдаются каверны и карманы, заполненные глинисто-песчаным материалом.

Описываемые породы очень схожи с базальными слоями юры, которые, как увидим дальше, еще дважды встречены в разрезе этой скважины: один раз (вверху) под толщей аргиллитов, а второй — над ними. Третий прослой (?) пройден в интервале 396—398,5 м. Это хлидолит красно-желтый с голубыми, оранжевыми и коричневыми разводами, развальцованный, по поверхности разрыва контактирует с доломитовой брекчией; книзу переходит в пестроцветный гравелит, тоже перемятый, с гнездами и примазками ржаво-бурой глины на зеркалах скольжения. Признаков, позволяющих судить о первичных условиях залегания этих пород (строение поверхностей напластования, седиментационные текстуры и т. п.), в изученном каменном материале не наблюдалось, поэтому неясно, находятся ли они *in situ*, или затащены сюда вдоль поверхности надвига. Все типы пород, слагающие описываемую толщу, сильно дислоцированы, местами представляют собой типичные тектонокластиты. В самом основании толщи лежит доломитовая брекчия, пронизанная сетью прожилков пирита; непосредственно у контакта с подстилающими породами она содержит мелкие включения (осколки, клинья, гнезда) развальцованного черного аргиллита, явно «инъецированного» в карбонатную массу в процессе ее скольжения по относительно мягкому субстрату.

<sup>4</sup> Определение и заключение В. М. Нероденко.

2. Интервал 430—639 м — среднеюрские отложения. Верхняя часть толщи сложена темно-серыми и черными аргиллитами; они преимущественно тонкодисперсные, местами слабоалевритистые с обилием прожилок кальцита, конкреций сидерита, раковин пелеципод, брахиопод и ядер *Garantiana garantiana* Sow. (определение В. А. Парышева). Нижняя часть толщи (мощностью 54 м) представлена чередованием темноцветных обломочных пород ряда аргиллит — алевролит — хлидолит — песчаник — гравелит — конгломерато-брекчия, причем вверху преобладают алевролиты, алевропесчаники и хлидолиты, а внизу — гравийно-дресвяные и галечно-щебенчатые конгломерато-брекчии.

В отдельных прослоях встречаются раковины пелеципод, брахиопод, а также углефицированные остатки растительности. Текстура пород горизонтально-слоистая, параллельная, кое-где линзовидно-волнистая. Следует отметить, что аргиллиты в кровле толщи выветрены, сильно расланцованы и дислоцированы, причем наблюдается быстрое выколаживание углов падения слоев от 47° на глубине 430—466 м до 2—5° в интервале 500—639 м.

3. Интервал 639—1391 м — комплекс карбонатных пород, подразделяемый на две толщи с границей на глубине 1006 м. Верхнюю толщу составляют серые, розовато-желтовато-коричневые известковистые доломиты, по всем признакам аналогичные карбонатным породам, вскрытым в интервале 316—420 м, с тем отличием, что здесь больше структурных разновидностей (пелитоморфные, микро-, мелко- и среднезернистые), разнообразнее окраска (кремовый, розовато-коричневый, сиреневый, кофейный оттенки). Доломиты массивные, микротонкозернистые, на многих уровнях имеют пятнистую (мозаичную, узловатую) макроструктуру, свойственную интракластическим образованиям. Нижняя толща, связанная с первой постепенным переходом, представлена серыми, внизу темно-серыми с синеватым оттенком пелитоморфными и микрзернистыми известняками, местами сильно доломитистыми, с прослоями доломитов. Текстура толщи горизонтально-слоистая, без пластовой отдельности. Породы выведены из нормального положения, наклонены под углом от 25 до 85°. По всему разрезу, особенно ниже глубины 1080 м, наблюдается сильное дробление пород, а в интервале 1225—1267 и 1331—1391 м известняки превращены в настоящие тектонокластиты. Как верхняя, так и нижняя границы карбонатного комплекса имеют четко выраженный эрозионный характер: на поверхностях размыва видны углубления, каверны, а на глубине 1391 м — нептунические дайки, заполненные псефито-псаммитоглинистым материалом того же состава, что и перекрывающие среднеюрские отложения.

В известняках и реже в доломитах нижней толщи встречены фораминиферы *Meandrospira pusilla* (Ho), *Glomospirella fasilis* Ho, *Gl. aff. triphonensis* Band., Zan., Bron., *Gl. chengi* Ho, *Nodosaria cf. pircamerata* Efim., *Glomospira tenuifistula* Ho и др. По заключению Н. А. Ефимовой, этот комплекс характерен для верхов нижнего триаса и может сопоставляться с одновозрастными отложениями Альп, Динарид, Западных Карпат, Предкавказья. В верхней части известняковой толщи и в нижних слоях доломитовой толщи (интервал 1023—815 м) встречены редкие *Glomospira densa* (Pantič), *Glomospira ex gr. regularis* Lip., *Glomospirella sp.*, встречающиеся в анизийских отложениях Югославии, а также Карпат, Кавказа.

4. Интервал 1391—1726 м (забой) — среднеюрские отложения. Это те же слои, что и в интервале 430—639 м, только перевернутые: вверху лежит базальный горизонт (чередование грубозернистых песчаников, гравелитов, микроконгломератов, алевролитов), а внизу — черные аргиллиты. Среднеюрский возраст этих слоев установлен по аммонитам *Caliphylloceras sp.*, *Lythoceras sp.*, белемнитам пелециподам *Posidonia ex gr. buchi* Roem. (определения И. М. Ямниченко и В. А. Парышева), а также по спорово-пыльцевым данным. Все типы пород, особенно аргил-

литы, сильно дислоцированы, углы падения составляют 15—80°, причем отмечается тенденция к их выполаживанию вниз, к забою скважины.

Из приведенного материала следует, что скв. 2 Плавни пересекла лежащую складку в юрских отложениях с ядром, сложенным интенсивно дислоцированными карбонатными породами триаса. Примечательно, что висячем крыле базальный горизонт средней юры лежит на доломитах среднего триаса, а в подвернутом крыле — под известняками нижнего триаса. Складка осложнена серией пологопадающих нарушений, четко фиксируемых многочисленными зонами развальцевания и милонитизации пород, глиной трения, кливажом, горизонтами тектонокластитов, местами микроскладчатостью, резкими перепадами углов и (или) уменьшением наклона слоев по мере удаления от сместителей. Таких зон, маркирующих плоскости дифференциального скольжения, в разрезе этой скважины много и на первый взгляд трудно определить, какие из них первостепенные.

Со всей очевидностью устанавливается разрыв на глубине 1153—1182 м, где породы почти сплошь превращены в тектонокластиты и зафиксировано резкое изменение углов падения (от 25 до 80°). Аналогичная картина наблюдается и в основании известняковой толщи (интервал 1360—1391 м), а также на многих уровнях в аргиллитовой толще (интервалы 1453—1480 м; 1520—1540 м; 1570—1585 м; 1650—1670 м и др.). Несомненно, что на этих глубинах подсечены разрывные нарушения, разделяющие «блоки» или чешуи с различными условиями залегания слоев; следовательно, резкие перепады углов падения указывают на то, что вдоль разрывов происходили дифференцированные подвижки, видимо, довольно большой амплитуды.

О размерах, форме складки, амплитуде и других элементах нарушений слоев по имеющимся материалам судить трудно. Заслуживают внимания два факта, несущих определенную информацию о величине горизонтального смещения. Это, во-первых, бесспорно аллохтонное залегание верхней доломитовой толщи триаса<sup>5</sup> и, во-вторых, полная идентичность вскрытых здесь триасовых отложений с таковыми, расположенными в 8—12 км южнее, на левобережье Дуная (с. Новосельское). Очевидно, эти цифры указывают на минимальную величину амплитуды надвига.

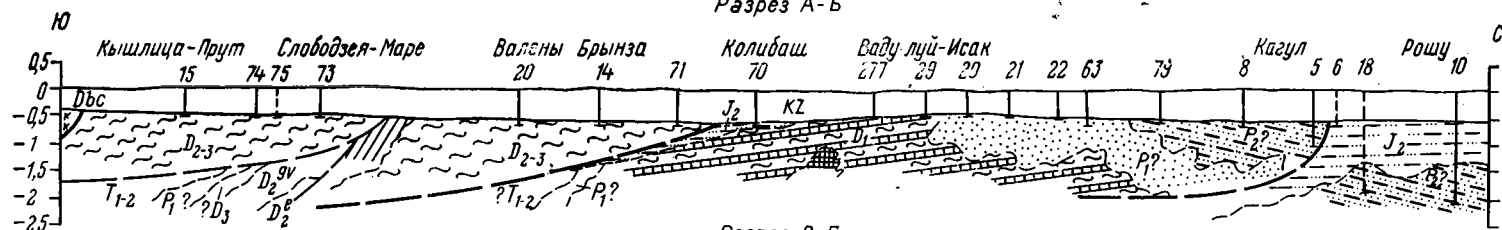
Таким образом, материалы скв. 2 Плавни свидетельствуют о том, что сочленение Нижнепрутской зоны с Молдавской впадиной имеет чешуйчато-надвиговый характер (рис. 3). Вероятность того, что палеозойско-триасовый складчатый комплекс Добруджи надвинулся на юрские образования, предполагалась давно [7, 29, 25, 26], допущена Я. М. Сандлером (1966 г.), нами [15] и другими геологами<sup>6</sup>, однако доказанным это явление можно считать лишь со времени, когда было установлено сдвояние разреза оксфордских отложений в районе г. Измаила.

Скв. 6, пробуренная в 1970 г. на юго-западной окраине г. Измаила под пестрыми хлидолитами неогена на глубине 287 м, вскрыла толщу голубовато-серых, внизу темно-коричневых (шоколадных) глин с прослоями тонкомикрозернистых сгустковых известняков, которые ниже глубины 567 м преобладают в разрезе. В интервале 587—600 м среди известняков встречаются прослой зеленовато-серых мелкотонкозернистых песчаников и алевролитов. В глинах присутствуют остатки аммонитов *Perisphinctes (Div.) bifurcatum* Quenst., *Lythoceras sponghiphillum* Moesch. *Glochiceras* sp., указывающие, по заключению Л. Ф. Романова, на позднеоксфордско-раннекимериджский возраст этих пород. По всем признакам, до деталей, отложения в интервале 287—600 м идентичны алаутским слоям оксфорда Чумай-Алуатского участка Молдавской впадины [15].

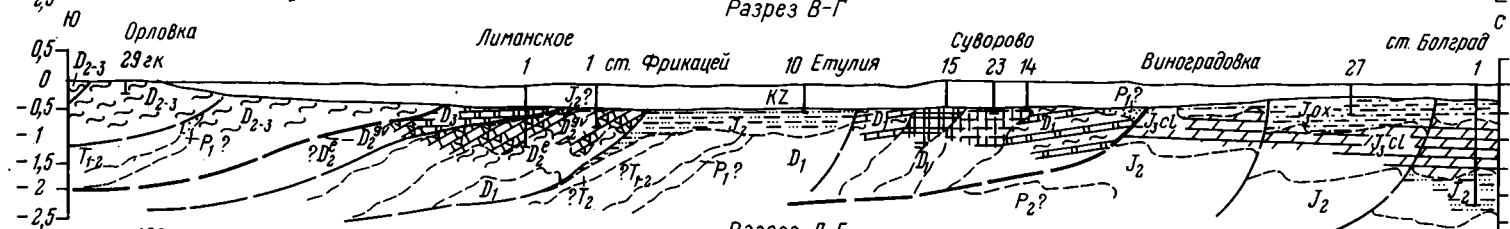
<sup>5</sup> Эта толща не является монолитным телом, а разбита на пластины и клинья, разделенные поверхностями скольжения, в частности, на глубинах 345 и 396—398,5 м.

<sup>6</sup> О надвиге Добруджи на Преддобруджский прогиб и сдвояние разреза оксфорда в скв. 6 Измаил упомянул и Л. Ф. Романов [11]. В то же время этот автор утверждает, что юрские отложения Преддобруджья имеют только блоковое строение и здесь отсутствуют пликативные структуры (стр. 71).

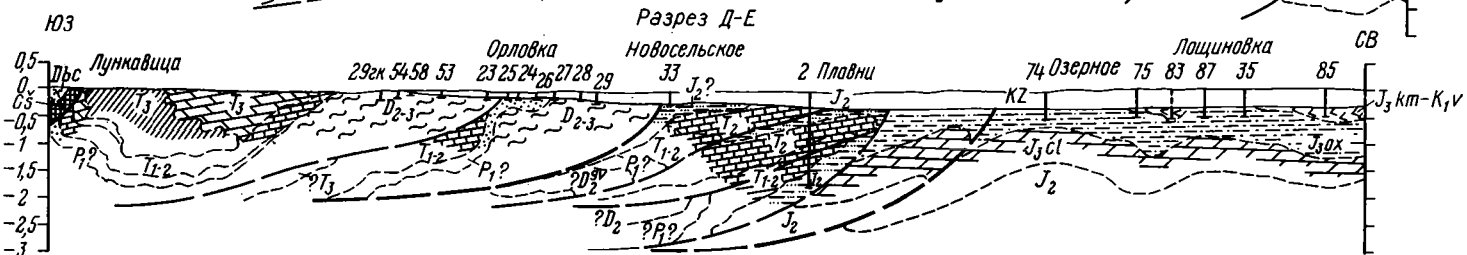
## Разрез А-Б



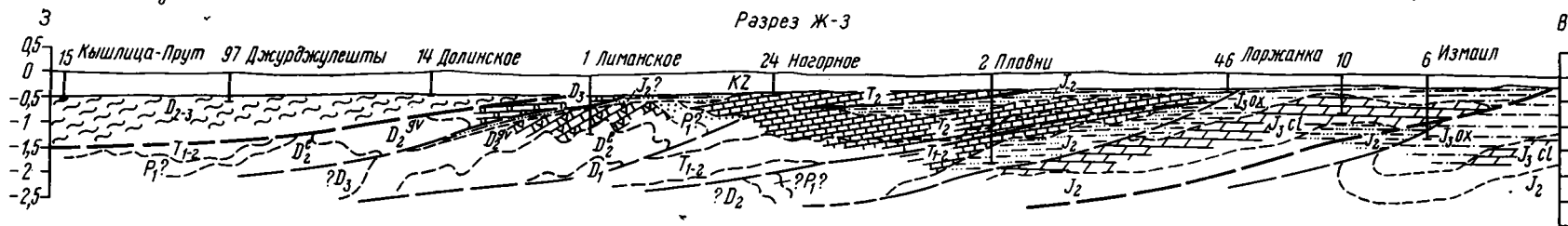
## Разрез В-Г



## Разрез Д-Е



## Разрез Ж-З



Горизонтальный масштаб  
1 км 0 1 2 3 4 км

Ниже (интервал 600—687 м) расположена толща переслаивания серых, темно-серых глинистых, пелитоморфных, тонкозернистых и сгустковых известняков с прослоями мергелей, известковых аргиллитов, буровато-серых алевролитов; в нижней части встречаются конгломератоподобные (интракластические) известняки.

В интервале 687—962 м вскрыты серые и голубовато-серые мергели в чередовании с глинистыми известняками и известковыми неравномерно алевритистыми аргиллитами, которые ниже глубины 854 м включают конкреции сидерита. Здесь встречены раковины пелеципод плохой сохранности (*Posidonia buchi* Roem., *Goniomia rhombifera* Goldf., *Lima duplicata* Sow., *Liostrea* sp.), остатки брахиопод и фораминифер широкого вертикального распространения (байос — келловей). В основании толщи (интервал 962—978 м) лежат серые пятнистые криноидно-брахиоподовые песчаные известняки с окатышами сидерита. Ниже, до глубины 1163 м, следует толща чередования темно-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников с остатками пелеципод (в основном сидоний и устриц), аммонитов, белемнитов и обугленным растительным детритом. Заключение о возрасте этих пород противоречиво. Обнаруженный М. М. Данич в интервале 1082—1154 м комплекс фораминифер (*Sigmoilina costata* (Ant.), *S. dodosa* Dan., *S. moldaviense* Dan., *Spirophthalmidium kaptarenkoae* Dan., *Lenticulina polonica* (Wisn.), *L. harpa* (Wisn.), *Brotzenia mosquensis* (Uhlig)) характерен для келловей, вероятнее всего, среднего. В то же время З. Н. Подоба нашла в аргиллитах, залегающих выше криноидно-брахиоподового известняка (более глубокие горизонты остались, к сожалению, непробырованными), среднеюрские фораминиферы.

Судя по всему, до глубины 1163 м слои лежат в нормальной стратиграфической последовательности. Известняково-мергельно-аргиллитовая толща, подстилающая алуатские слои, вполне уверенно коррелируется с келловейскими отложениями Гаваноасского и Чумай-Алуатского участков Молдавской впадины. Темноцветная аргиллито-алевролитовая толща (интервал 978—1163 м) по положению в разрезе и аналогии с районами с. Гаваноаса, г. Болград и др. относится к средней юре.

На глубине 1163 м вторично вскрыты оксфордские слои, только в перевернутом положении: вверху, в интервале 1163—1214 м, катаклазированные известняки (те же, что и в интервале 600—687 м), а внизу, с 1214 м до забоя (1294 м), «шоколадные» и голубовато-серые уплотненные глины с прослоями пелитоморфных и микротонкозернистых сгустковых известняков. В интервале 1214—1227 м встречены прослой песчаников и алевролитов, уже пройденных в интервале 587—600 м. В глинах найдены обломки аммонита *Perisphinctes* (Div.) *bifurcatum* Quenst. (определение Л. Ф. Романова) и фораминиферы *Spirophthalmidium tenuissimus* Paalz., *Sp. pseudocarinatum* Dain, *Trocholina solesensis* Pazdr. (определение М. М. Данич) — формы, обычные для алуатских слоев оксфорда, уже вскрытых выше, конкретно в интервале 500—567 м.

Примечательной особенностью отложений, прорезанных Измаильской скважиной, является их повышенная дислоцированность, выраженная в многократном и резком изменении углов наклона слоев, зонами развалцевания, милонитизации, брекчирования пород и другими признаками скольжения горных масс за счет бокового давления. По величине углов падения слоев в разрезе этой скважины выделяются следующие интервалы: 287—554 м, угол 3—5°; 554—589 м — от 55 до 80°; 589—699 м — 10—15°; 699—742 м — 3—12°; 742—804 м — 20°; 804—865 м — 10—12°; 865—939 м — 2—5°; 939—978 м — 30—50°; 978—1100 м — 20—30°; 1100—1163 м — 45—50°, местами до 90°; 1163—1214 м (забой) — от 50 до 85°.

---

Рис. 3. Геологические разрезы через Нижнепрутскую зону и прилегающие участки Молдавской юрской впадины  
Условные обозначения те же, что и на рис. 2. Вопросительным знаком перед индексом отмечена гипотетичность наличия пород соответствующего возраста, перекрытых аллохтонными пластинами

Сплошная дробленость пород (горизонты тектонокластитов) наблюдается в керне на глубинах: 478—482 м; 554—560 м; 588—589 м; 738—742 м; 815—819 м; 831—841 м; 841—903 м; 939—950 м; 976—980 м; 1083—1087 м; 1146—1163 м; 1213—1215 м. Как видим, в большинстве случаев поверхности разрывных нарушений разграничивают интервалы с разной литологией и условиями залегания. Это означает, что разрез не является непрерывным, что здесь может быть как повторение, так и выпадение отдельных его членов.

Разрезу Измаильской скважины, несмотря на кажущуюся сложность взаимоотношений геологических тел, можно дать вполне однозначную интерпретацию: мы имеем дело с опрокинутой складкой в юрских отложениях. Как и в районе с. Плавни, она разорвана множеством надвигов. Главный сместитель проходит, очевидно, на глубине 1163 м, т. е. между аргиллитами средней юры и известняками оксфорда. Об его амплитуде, превышающей, наверное, 10 км, говорит следующий факт: с глубины 585—587 м поднята тектоническая брекчия, состоящая из разновеликих обломков тонкослойчатых зеленовато-серых алевролитов, микрозернистых известняков и «шоколадных» глин, скрепленных алеврито-глинисто-карбонатной массой; порода пронизана густой сетью прожилков кальцита и включает крупные гнезда пятнисто-оранжевого гипса. Нахождение гипса среди нормально-морских отложений (с аммонитами, пелелиподами и т. д.) нельзя объяснить иначе как его внедрением во вмещающие породы при их скоплении по поверхности горизонта эвапоритов. Ближайший такой горизонт расположен в нижней части вишневской свиты кимеридж-титона. Стало быть, надвигание произошло после накопления горизонта гипсо-ангидридов, который имел более широкий, нежели сейчас, ареал распространения. Его современная южная граница проходит в 6—7 км севернее г. Измаила.

В общем разрез Измаильской скважины характеризует чешуйчато-надвиговую структуру бортовой зоны Молдавской впадины (см. рис. 3). Последняя картируется далее на северо-запад, от г. Измаила до р. Прут (села Рошу, Зернешты), в виде широкой, местами до 15—20 км, полосы повышенной дислоцированности юрских отложений, названной Гавано-асским участком [15]. Здесь наблюдаются различные аномалии в строении разрезов: раздувы или сокращения мощности среднеюрских отложений, исчезновение базального горизонта и т. п. (скв. 45, 18 Кагул и др.).

Надвиг верхнедевонских доломитов на среднеюрские отложения, зафиксированный по скв. 1 Лиманское, расположен целиком в пределах Нижнепрутской зоны. С его обнаружением находят свое естественное объяснение многие, до сих пор остававшиеся непонятными факты и явления, такие, например, как резкое различие в строении южной и северной частей «погребенной Добруджи», наличие в ее пределах «экзотических» пород, в частности кораллогенных известняков живета и доломитов верхнего девона, предпочтительно зональное расположение выходов геологических тел на донеогеновый эрозионный срез при строго северо-западной ориентировке и, наконец, само присутствие в Нижнепрутской зоне юрских отложений.

Действительно, по своему геологическому строению (стратиграфической полноте, набору и вещественному составу, а также степени метаморфизма и структурному положению донеогеновых формаций) северо-восточная и юго-западная части Нижнепрутской зоны различаются в такой степени, что мы вправе считать их принадлежащими разным тектоническим единицам. Назовем их Мانتской и Валенской подзонами. Мантская подзона сложена, как мы знаем, относительно слабо метаморфизованным вулканогенно-карбонатно-терригенным комплексом нижнего девона, перекрытым пермской красноцветной молассой; и та и другая формации почти не отличаются от своих аналогов в Преддобруджском прогибе и прилегающей части Молдавской плиты.

В Валенской подзоне присутствуют разнообразные метаморфические, магматические и осадочные породы девона, перми и триаса, т. е. формации, характерные для Северной Добруджи. Представляется, что эти



структурные единицы разделены шарьяжем, фронт которого проходит по линии с. Брынза — с. Лиманское. В таком случае «экзотические» породы среднего и верхнего девона можно считать клиппами или отторженцами тектонического покрова, а терригенные отложения юры — образованиями паравтохтона, выступающими в тектонических окнах. Причем именно юрские углистые песчано-глинистые породы и послужили «горизонтом-смазкой», обеспечившим латеральное перемещение горных масс в северо-восточном направлении. Отсюда следует, что юрские отложения, прослеживающиеся вдоль фронта покрова, участвуют в строении Мантской аллохтонной пластины, которая в свою очередь является постелью (субстратом) для другого аллохтона, расположенного в Придунайской части Нижнепрутской зоны.

В связи с установлением покровного строения Нижнепрутской зоны и ее надвинутого к северо-востоку положения возникает вопрос о масштабе горизонтальных перемещений и ареале распространения на юге междуречья Прут — Днестр структур сжатия. Фактов, указывающих на широкое развитие в домеловых отложениях Преддобруджья подобных структур (складок, взбросов, возможно, сдвигов) в последние годы накоплено много. За ограниченностью объема статьи мы не можем остановиться на их описании и только перечислим некоторые из них.

В районе г. Килия одна из пробуренных скважин (№ 145) вскрыла двоякий разрез толщи гипсо-ангидритов кимериджа (при сокращенной примерно на 2/3 мощности подстилающего терригенного горизонта). Это свидетельствует о наличии здесь широтно-ориентированного взброса с северным падением сместителя. На Старо-Троянской площади (северная оконечность оз. Китай) скв. 3 зафиксирована повышенная мощность оксфордских и келловейских отложений при отсутствии (или сильно редуцированной мощности) средней юры; по всей вероятности, эта скважина пересекла плоскость пологого взброса, осложняющего крупную Старо-Троянскую складку. Подобные аномалии в строении юрских отложений на различных стратиграфических и гипсометрических уровнях установлены по скв. 1 Спасское, 405 Баштановка и др.

В северных районах Молдавской впадины (села Готешты, Киселия, Баурчи) бурением детально изучена цепочка локальных складок, осложненных региональным взбросом; форма складок (крутые северные и пологие южные крылья) указывает на их образование за счет тангенциального сжатия.

Также широко распространены структуры сжатия в триасовых и палеозойских отложениях. Они проявляются в двукратном повторении жединских, эйфельских, живетских и, возможно, верхнедевонских отложений в разрезе скв. 4 Сарата<sup>7</sup>, неожиданных раздувах и (или) резких сокращениях мощности тех или иных горизонтов палеозоя в скв. 1. Широкое, на Саратовской, Баурчинской, Готештской, Алуатской и др. площадях. О возможном надвиге в триасовых отложениях района с. Шевченко (скв. 383) упомянуто в работе Г. П. Вороны и др. [6].

О существенной роли горизонтальных тектонических напряжений на юге междуречья Прут — Днестр свидетельствует и дисгармоничный характер складчатости палеозойских отложений Преддобруджского прогиба, сочетающийся с широким развитием пологопадающих разрывных дислокаций.

Таким образом, формирование геологической структуры домеловых образований северного Преддобруджья происходило в обстановке тангенциального сжатия земной коры, обусловившего надвигание складчатой системы Добруджи на прилегающую часть Восточно-Европейской платформы. Основные черты современной структуры региона приобретены в результате наиболее мощных новокиммерийских движений (конец юры — начало мела), когда образовались главные покровы Добруджи: Центральндобруджский, Мэчинский, Тулчинско-Нижнепрутский; имен-

<sup>7</sup> Это установлено Г. М. Помяновской, И. Б. Вишняковым, Г. И. Мурзиной и независимо автором статьи в 1979 г.

но они оказали определяющее влияние на общий стиль тектоники юрско-нижнемелового комплекса Молдавской впадины. Здесь наблюдается сочетание пликативных и разрывных структур сжатия (складки, чешуйчатые надвиги, взбросы, сдвиги?), наложенных на более ранние (конседиментационные) формы растяжения — ступенчатые сбросы. Следовательно, Молдавская впадина представляет собой обыкновенный грабен, борта и осадочное выполинение которого деформированы в результате последующих горизонтальных движений. Юго-западная граница впадины расположена где-то под Тулчинско-Нижнепрутским шарьяжем, фронт которого трассируется в направлении г. Кагул — г. Измаил — г. Сф. Георге. Фактических данных для определения масштабов и глубины проявления горизонтальных перемещений пока недостаточно, поэтому геологические построения (см. рис. 3) носят в значительной степени гипотетический характер.

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить В. Е. Хана, М. А. Камалетдинова, Ю. В. Казанцева, Т. Т. Казанцеву, Р. Г. Гареевского, И. Б. Вишнякова и Г. М. Помяновскую за участие в обсуждении полученных результатов и высказанные при этом советы и замечания.

#### Литература

1. Асеева Е. А., Ломаева Е. Т., Липнягов О. М. Палеонтологическая характеристика «зеленых сланцев» с. Орловка (Преддобруджье).—Геол. ж., 1981, т. 41, № 1, с. 150—154.
2. Берченко О. И., Котляр О. Е. К стратиграфии верхнедевонских отложений Преддобруджья.—Геол. ж., 1980, т. 40, № 4, с. 127—136.
3. Бобринский В. М. Материалы по петрографии метаморфизованного осадочного комплекса погребенного склона Добруджи (нижнее Припрутье Молдавской ССР).— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1964, с. 41—61.
4. Бобринский В. М. К петрографии магматических пород нижнего Припрутья Молдавской ССР.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Киев: Карта Молдовеняскэ, 1964, с. 62—74.
5. Великанов В. А., Асеева Е. А., Ломаева Е. Т. Новые данные о возрасте зеленых сланцев с. Орловки (Преддобруджье).— Докл. АН УССР. Серия Б, 1979, № 4, с. 247—250.
6. Ворона Г. П., Гуревич К. Я.; Дулуб В. Г. и др. К характеристике триасовых отложений восточной части Преддобруджского прогиба.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Тр. УкрНИГРИ. Львов, 1975, вып. 12, с. 26—37.
7. Высоцкий И. В. Схема структуры Добруджинской складчатой области.— Сов. геология, 1959, № 9, с. 132—136.
8. Мороз В. Ф., Няга В. И. О проявлениях медно-полиметаллической минерализации в южной части Днестровско-Прутского междуречья.— В кн.: Геологическое строение и минеральные ресурсы Молд. ССР. Кишинев: Штинца, 1976, с. 51—58.
9. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 11, с. 3—35.
10. Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1965, с. 142.
11. Романов Л. Ф. Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штинца, 1976, с. 208.
12. Самсонов А. И., Краснощек А. Я. Новые представления о тектоническом строении Преддобруджья и северо-западной части акватории Черного моря.— В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. 3. Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1969, с. 94—109.
13. Сафаров Э. И., Капцан В. Х. О стратиграфии девонских и каменноугольных отложений основания северного борта Преддобруджского прогиба.— В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Вып. 2. Кишинев: РИО АН МССР, 1967, с. 61—75.
14. Славин В. И. О юрском Предкарпатско-Добруджинском краевом прогибе.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 3, с. 617—620.
15. Слюсарь Б. С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штинца, 1971, с. 245.
16. Слюсарь Б. С., Нзага В. И. О распространении и вероятном возрасте красноцветной серии Преддобруджского прогиба.— Изв. АН МССР. Сер. физ. тех. и матем. наук, 1970, № 3, с. 70—75.
17. Сухаревич П. М. Основные этапы истории развития предгорной впадины Добруджи в юрский период.— Уч. зап. Кишиневского ун-та, 1957, т. 25, с. 75—81.
18. Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 2, с. 36—52.
19. Atanasiu I. Privire generală asupra geologiei Dobrogei.— Lucr. soc. geogr. D. Cantemir., 1940, v. 3, Iași, p. 3—89.

20. Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 200 000, f. 38 — Tulcea. Bucuresti, 1967.
21. *Jordan M.* Studiul faunei devonian — inferioare din dealurile Bujoarele (unitatea de Măcin — Dobrogea de N).— Dări de seamă ale Șed., v. 60 (1972—1973), № 3 — Paleontologie. București, 1974, p. 33—70.
22. *Mirăuță O.* Contribuțiuni la cunoasterea formațiunilor paleozoice din partea sudică a muntilor Măcinului.— Studii și cerc. de geol., geofiz., geogr. Seria geol., 1966, t. 11, № 2, Bucuresti, p. 203—219.
23. *Mirăuță O.* Devonianul și triasicul den zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea de Nord).— Dări de seamă are Sed., 1967, v. 52/2, București, p. 115—134.
24. *Mirăuță O., Mirăuță E.* Prezența devonianului mediu în zona colinelor Mahmudiei (Dobrogea de Nord).— Dări de seamă ale Șed., 1965, v. 51/1 (1963—1964). București, p. 281—288.
25. *Mureșan M.* Asupra prezenței unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea Centrala (regiunea Altîn — Tepe).— Dări de seamă ale Șed., v. 5 (1968—1970). № 5 — Tectonică și geologie regională. București, 1971, p. 127—154.
26. *Mureșan M.* Privire de ansamblu asupra succesiunii de formare a rocilor magmatogene paleozoice sinorogene (s. 1.) și subsecvente din Dobrogea de Nord.— Dări de seamă ale Șed., 1975, v. 51, № 5. București, p. 113—133.
27. *Murgoci G.* Cerecări geologice în Dobrogea nordică (cu privire specială asupra paleozoicului și tectoniceii).— An. Inst. Geol. al României, 1912, v. 5, f. 2. București, 1914, p. 307—494.
28. *Mutișac V.* Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei.— An. Comit. geol., 1964, v. 34, p. 1. Bucuresti, p. 215—263.
29. *Preda D. M.* Vorlandul orogenului carpatic și poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei.— An. Comit. geol., 1964, v. 33. București, p. 10—44.

Институт геофизики и  
геологии АН МССР  
Кишинев

Поступила в редакцию  
23.III.1982

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242(474)

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., ЯНШИН А. Л.

## ВАЖНЫЙ ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИКИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕСПУБЛИК СОВЕТСКОЙ ПРИБАЛТИКИ

Выполнение обобщающих исследований геологического строения крупных экономических регионов СССР, сопровождаемых сводными геологическими картами, становится актуальным и необходимым в связи с переходом к планомерной (крупномасштабной) геологической съемке и прогнозу территорий в отношении поисков полезных ископаемых на близкую и далекую перспективу. Таким исследованием, одним из первых в Советском Союзе, является рецензируемая работа. Она содержит комплект из 10 карт, сопровождаемых краткими объяснительными записками<sup>1</sup>, а также сводную объяснительную записку в виде монографии по геологии республик Советской Прибалтики<sup>2</sup>.

При составлении карт республик Советской Прибалтики (геологических — четвертичных, дочетвертичных отложений и кристаллического фундамента — геоморфологической, тектонической, структурно-формационной, неотектонической; гидрогеологических — четвертичных и дочетвертичных отложений и карты полезных ископаемых) авторы особое внимание уделили обобщению многочисленного нового фактического материала среднемасштабной комплексной геолого-гидрогеологической съемки и данных глубокого бурения, показали закономерности геологического строения территории, привели данные о распределении полезных ископаемых (нефти, горючих сланцев, агроруд, сырья для стройматериалов, подземных пресных и минеральных вод и др.) и их прогнозной оценке.

Более подробно остановимся на рассмотрении карт, имеющих отношение к тектонике. К ним следует отнести геологические карты кристаллического фундамента и дочетвертичных отложений, тектоническую, структурно-формационную и неотектоническую.

На геологической карте кристаллического фундамента, составленной на основе более чем 750 буровых скважин и различных геофизических материалов по традиционной методике и принципам, принятым для составления геологических карт докембрия, отражены возраст, генезис, петрографический состав и особенности строения складчатых метаморфических комплексов архея и нижнего протерозоя. Как показано на карте, в строении фундамента Прибалтики преобладают архейские и нижнепротерозойские мигматизированные толщи. Ультраметаморфические гранитоиды нижнего протерозоя приурочены большей частью к Инчукалнской и Восточно-Литовской складчатым зонам, а также Восточно-Латвийскому гранитоидному массиву. Интересна структура крупного Рижского плутона анортозитов — рапакви гранитов и др. В целом карта, несмотря на различную степень изученности, получилась содержательной; ее информативность повышает выделение доплатформенных и платформенных разломов. Дальнейшее изучение должно быть направлено на выявление железорудных формаций, уже обнаруженных в этом регионе.

Тектоническая карта составлена по методике, разработанной белорусскими геологами<sup>3</sup>. На ней показаны соотношения и структура комплексов платформенного чехла (байкальского, каледонского, герцинского и альпийского) и их мощности. Тектоническое районирование произведено по возрасту главного этапа формирования платформенных структур. Наиболее контрастная поверхность — кристаллический фундамент показан стратозонгами. На карте изображено широкое развитие разрывных дислокаций. Они подразделены на два типа: проникающие в чехол (платформенные) и непроникающие (доплатформенные). Платформенные разломы классифицированы по их значимости: суперрегиональные разграничивают надпорядковые структуры (Балтийскую синеклизу, Мазурско-Белорусскую антеклизу), региональные и субрегиональные — структуры I и II порядков и т. д. В Прибалтике всего выделено и охарактеризовано 44 структуры I и II порядка. Отмеченные факты являются достоинством новой карты. Однако на ней недостаточно внимания уделено локальным структурам.

<sup>1</sup> Карты геологического содержания республик Советской Прибалтики масштаба 1 : 500 000 и краткие объяснительные записки (комплект из десяти карт), М., 1980—1982, 44 л. карт, 574 с.

<sup>2</sup> Геология республик Советской Прибалтики. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500 000. Л.: Недра, 1982. 304 с.

<sup>3</sup> Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Е. Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и смежных областей. — Сов. геол., 1975, № 5, с. 55—68.

Геологическая карта дочетвертичных отложений является первым синтезом выполненной на всей территории среднемасштабной геолого-гидрогеологической съемки с использованием всех других материалов и несомненно представляет собой главную основу для всех видов геологоразведочных работ.

Использование геологической и тектонической карт позволило прибалтийским геологам создать новую структурно-формационную карту. Методика ее составления во многом оригинальна. Все формации платформенного чехла Прибалтики от венда до неогена сгруппированы по условиям образования и литологическому составу в группы, а они в свою очередь по ряду признаков рассмотрены по стадиям их развития: трансгрессивной, динундационной и регрессивной. Трансгрессивными стадиями начинаются тектоно-седиментационные циклы. Четыре из них самые крупные: вендско-раннекембрийский (байкальский), раннекембрийско-раннедевонский (каледонский), раннедевонско-раннепермский (герцинский) и позднепермско-неогеновый (альпийский). Вместе с этим на карте и врезках отражены структурные условия размещения формаций. В качестве самостоятельных выделены рифогенные, фосфоритоносная, горючесланцевая, соленосная, янтареносная и ряд других формаций, имеющих большое значение. Как важный дешифрируемый элемент на карте показаны линеаменты по данным космической съемки. Примененный новый для территории Прибалтики структурно-формационный метод исследования позволил раскрыть ряд первостепенных геологических закономерностей истории ее развития, а главное — выявить взаимосвязь формаций и контролируемых ими полезных ископаемых с глубинным строением и установить признаки, по которым эти закономерности проявляются.

О неотектонических структурах и новейших движениях в Прибалтике дает представление новая неотектоническая карта. Для ее составления авторы использовали следующие материалы: данные о рельефе поверхности дочетвертичных отложений, фиксированные деформации древних береговых линий Балтики, результаты структурно-геоморфологических исследований и данные анализа структуры четвертичной толщи и современного рельефа. Хотя методика ее составления является далеко не бесспорной для территорий длительного континентального оледенения, но первая попытка обобщения разнообразного материала по новейшей тектонике является удачной. Выделенные районы и области с разным знаком новейших движений сравнительно четко увязаны с древними структурами. Тем самым доказано, что неотектонические движения во многом имеют унаследованный блоковый характер.

Рассмотрение и сопоставление всех упомянутых карт Прибалтики убеждают в большом научном и практическом значении всего изданного комплекта карт. Они взаимосвязаны общими геологическими структурами, развитие которых подчеркивается и восстанавливается в разных аспектах. Это дает хорошую основу для эффективного прогноза полезных ископаемых. Работа имеет также и методическое значение для других районов СССР.

Институт геохимии и геофизики  
АН СССР  
Институт литосферы АН СССР

Поступила в редакцию  
27.IX.1983

## ХРОНИКА

УДК 551.24+551.71/72+553.077

ТЕКТОНИКА И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ  
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

С 30 января по 2 февраля 1984 г. Межведомственный тектонический комитет проводил совещание на тему «Тектоника и некоторые проблемы металлогени раннего докембрия». Совещание традиционно происходило в здании МГУ на Ленинских горах. Тема совещания вызвала широкий интерес у геологической общественности нашей страны, в нем участвовало свыше 600 геологов из разных учреждений Академии наук СССР, Академий наук союзных республик и министерств.

На совещании было прослушано 25 докладов и 30 человек выступило в прениях. Совещание открылось вступительным словом председателя Межведомственного тектонического комитета члена-корр. АН СССР Ю. М. Пушаровского, который остановился на основных проблемах тектоники раннего докембрия и отметил важность изучения ранних этапов развития земной коры. Далее к участникам совещания обратился вице-президент АН СССР акад. А. Л. Яншин, который отметил большую специфику ранней истории Земли и ограниченность применения методов актуализма к расшифровке ее истории. Совещание началось докладом акад. Ю. А. Косыгина, посвященным общим проблемам изучения раннего докембрия и, в частности, таким, как выявление нижней границы раннего докембрия, соотношение раннедокембрийских комплексов и геофизических границ раздела в земной коре, раннедокембрийская история развития Земли и появление жизни.

В докладе О. А. Богатикова, М. С. Маркова, А. С. Новиковой и Н. А. Штрейса отмечалось, что раннедокембрийская история Земли реконструируется по данным, собранным на континентах. В то же время неизвестно, что в это время происходило на остальной площади планеты. В этой связи крайне важной проблемой является сравнение базит-гипербазитовых ассоциаций раннего докембрия с офиолитами фанерозоя. Другая интересная проблема — выявление природы зеленокаменных поясов и восстановления геодинамических обстановок в ранней истории Земли, так как имеющиеся на сегодня данные крайне противоречивы.

Доклады В. И. Казанского и Т. В. Билибиной были посвящены проблемам металлогени раннего докембрия. В первом из них было показано, что в развитии земной коры в докембрии намечаются два пути: конструктивный и деструктивный. В соответствии с этим все месторождения раннего докембрия делятся на следующие типы: конструктивный, стабильный и деструктивный. Для каждого из них выделяются свои ряды рудных формаций и типов месторождений.

В докладе Т. В. Билибиной была сделана попытка выделить в ранней истории Земли металлогенические эпохи и провинции. Такой анализ показывает, что существует неоднородность в распределении концентраций рудных компонентов в пространстве и времени, что, видимо, связано с очень ранними неоднородностями в строении Земли.

Следующая серия докладов была посвящена рассмотрению особенностей строения раннедокембрийских комплексов щитов и наиболее крупных массивов территории СССР, а также строению фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Строение Балтийского щита было рассмотрено в докладе В. Г. Загородного и А. Т. Радченко. В пределах Балтийского щита они выделяют древнейший тоналит-трондьемитовый фундамент (формация первично-коровых гранитоидов), представленный в современном эрозионном срезе вулканоплутонической ассоциацией разных фаций глубинности. На этом фундаменте закладывались позднеархейские прогибы, разной генетической природы. Зона Полмос — Порос и ряд других являлись наиболее мобильными структурами и напомнили зеленокаменные пояса. Одновременно с этими прогибами формировались протоплатформенные структуры типа зоны Кейв. После позднеархейской складчатости на стабилизированном фундаменте формировались рифтогенные структуры Пененги и Имандра-Варзуги.

Украинский щит (доклад Н. П. Щербакова, Г. И. Каляева) характеризуется блоковым строением и в пределах него выделяется пять крупных блоков: Волыно-Подольский, Белоцерковско-Одесский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский. Наиболее древние комплексы (тоналитов и ультрабазитов) с возрастом 3700+100 млн. лет обнаружены в краевой части Орехово-Павлоградского блока (U—Pb-метод по цирконам). Зеленокаменные пояса в пределах Приднепровского блока имеют возраст 3250 млн. лет (кислые и средние эффузивы), а тоналиты и гранодиориты — 3000—2800 млн. лет. Возраст криворожской серии оценивается в 2200 млн. лет. Развитие Украинского щита рассматривалось авторами в рамках геодинамических моделей тектоники плит. Зрелая континентальная кора была здесь сформирована на рубеже 1700—1600 млн. лет.

В пределах Алданского щита для древнейших архейских комплексов (ингрская, алданская и тимптонская серии) выявляется пять протофацialsных зон (доклад В. Л. Дука, В. И. Кицула). Основание их разрезов сложено толентовыми базальтами, которые вверх по разрезу сменяются андезито-базальтами и субщелочными базальтами. В конце формирования алданского комплекса произошло надвигание отдельных зон с востока на запад и формирование покровной структуры щита. С этими процессами по времени совпадает кульминация гранулитового метаморфизма. В позднейшем западная и южная часть Алданского щита подверглись явлениям раннепротерозойской активизации.

В докладе О. М. Розена о геологии Анабарского массива было показано, что древнейшие комплексы здесь представлены эндербитами и основными кристаллическими сланцами. Выше них залегают метаморфизованные карбонатные и терригенные породы с отдельными пачками метавулканитов среднего состава. Породы деформированы в серию чешуй, разделенных крутыми взбросами, которые рассматривают как зоны глубинного скольжения и диафтореза. Вдоль этих зон выжаты линзовидные тела анортитов, которые, видимо, слагают более глубокие горизонты коры.

Н. В. Аксаментова, С. В. Богданова, Р. А. Гафаров показали, что в фундаменте Русской и Сибирской плит древних платформ выделяются гранулитогнейсовые и гранит-зеленокаменные блоки. Ранее первые из них рассматривались как архейские массивы, а вторые — как протерозойские складчатые зоны. Сравнение фундамента плит и докембрийских комплексов щитов показывает, что в пределах плит преимущественным развитием пользуются гранулитогнейсовые блоки, что, вероятно, отражает первичные неоднородности в строении земной коры.

Б. Г. Лутц отметил, что в докембрии намечается ряд тектонических циклов, во время которых происходит развитие геосинклинальных подвижных поясов, а к концу каждого цикла наблюдается замыкание этих подвижных зон, складчатость и орогенез. В результате этого складчатые пояса надвигаются на смежные кратоны и в результате этого скупивания земной коры и многократного увеличения ее мощности происходит гранулитовый метаморфизм нижних частей коры. Таким образом, гранулиты возникают в эпоху складчатости и орогенеза подвижных геосинклинальных поясов раннего докембрия.

В докладе М. С. Маркова, Л. Ф. Добржинецкой, И. К. Кацура, К. Х. Авакяна были выделены два типа «серых гнейсов». К первому из них относятся самые ранние плагиогранитоиды в истории древних щитов, которые прорывают и гранитизируют базитовые комплексы. Ко второму — глубинные расслоенные магматические комплексы с большим количеством дифференциатов тоналит-трондьемитового состава. Области развития «серых гнейсов» обоих типов в дальнейшем являются областями тектонического скупивания, покровообразования и неоднократного проявления гранитного магматизма, постепенно превращаясь в зоны стабилизированной континентальной коры.

В докладе А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского рассматривались особенности развития архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов, которые выделены в качестве рифтовых структур. Было показано, что сходство и различие, свойственные разновозрастным поясам, отражают эволюцию рифтогенного тектонического режима. Анализ пространственной, структурной и хронологической связей архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых куполов позволил выявить их принадлежность к единым геодинамическим системам раннего докембрия, что свидетельствует об особой роли рифтогенеза в формировании континентальной коры в раннем докембрии.

М. З. Глуховский, Е. В. Павловский, В. М. Моралев в своем докладе затронули проблему гранитообразования в раннем докембрии и, в частности, попытались установить связь между кольцевыми структурами двух порядков и гранитогнейсовыми куполами различных типов. Было показано, что кольцевые структуры второго класса (D 50—400 км) являются центрами полихронной гранитизации. Выявлена унаследованность развития куполов нескольких генераций и связь рудопоявлений с различными узлами кольцевых структур, контролирующих развитие гранитогнейсовых областей.

Доклад Г. И. Макарычева, М. Д. Геся, В. Ф. Морковкиной и М. М. Палея был посвящен формированию и развитию докембрийских выступов в фанерозойских складчатых поясах. Изучение таких выступов в Тянь-Шане, Казахстане (Улу-Тау) и в Монголии привело авторов к установлению двучленного строения их разрезов: базитовая (офиолитовая) нижняя часть и более кислая верхняя часть, прорванная несколькими поколениями гранитоидов. Стадийность, разновременность становления гранитогнейсового слоя и неоднородность коры всей геосинклинальной области дает основание считать, что континентальная кора в докембрийских выступах фанерозойских складчатых поясов возникает в результате совокупности процессов преобразования вещества океанической коры.

В докладе Л. И. Салопа была сделана попытка наметить периодизацию событий в раннем докембрии. Согласно взглядам этого автора, докембрий подразделяется на катархей (до 3,5 млрд. лет), палеопротерозой (3,5—2,7 млрд. лет), мезозой — протерозой (2,0—1,9 млрд. лет), неопротерозой (1,9—1,0 млрд. лет) и эпипротерозой (1,0—0,65 млрд. лет). Каждому из этих этапов соответствуют свои типы формаций и свой стиль тектоники.

Ф. П. Митрофанов, В. Я. Хильтова и А. Б. Вревский остановились на проблемах строения и эволюции раннедокембрийской литосферы, которая по их мнению, была неоднородной уже на ранних этапах развития Земли, что находит отражение в осо-

енностях литолого-формационного состава супракратальных комплексов и их последующих структурно-метаморфических преобразований. В 3,2—2,6 млрд. лет уже отчетливо выделяются гранитно-зеленокаменные, гранулитно-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области. Многие особенности тектоники раннедокембрийской литосферы авторы объясняют неглубоким расположением зон расплавленного и пластичного состояния вещества земной коры.

Сравнительной тектонике кратонов Западной Австралии и Южной Африки был посвящен доклад Н. А. Штрейса и А. С. Новиковой. На материалах по докембрию этих областей авторы пришли к выводу, что земная кора в докембрии развивается за счет гранитизации первично-симатической оболочки и что зеленокаменные пояса представляли собой некогда обширные единые бассейны, ничего общего не имеющие с их современными выходами. Преобразование симатической земной коры в сиалическую происходит неравномерно даже в пределах одного кратона.

Раннепротерозойский этап развития земной коры был рассмотрен в докладе В. Е. Хаина и Н. А. Божко. Этот этап знаменуется появлением крупных осадочных бассейнов, залегающих на зрелой континентальной коре. Среди подвижных зон раннего протерозоя авторы выделяют авлакогены, интракратонные геосинклинальные системы и пояса тектоно-термальной переработки (гранулитовые пояса). Ранний протерозой завершился полной кратонизацией обширных площадей. Нормальные офиолитовые ассоциации появляются лишь в верхнем протерозое.

В докладе О. А. Богатикова, В. И. Коваленко, И. Д. Рябчикова обсуждались сходства и различия различных типов гранитов с мантийными и коровыми изотопными характеристиками. Была показана невозможность существования первично-мантийных гранитных магм; мантийным может быть лишь источник компонентов, входящих в состав магмы. Гранитные магмы могут возникать в результате палингенеза метapelитов или в ходе кристаллизационной дифференциации базальтовых или андезитовых магм. На основе сравнения главных и редких элементов в докембрийских и фанерозойских гранитоидах сделан вывод об их сходстве.

Противоположная точка зрения была высказана в докладе С. Б. Лобач-Жученко, которая считает, что архейские «серые гнейсы» отличаются от фанерозойских тоналит-трондьемитовых ассоциаций по некоторым особенностям петрохимии и геохимии. Она показала, что архейские тоналит-трондьемитовые ассоциации также представляют собой достаточно разнообразную группу пород. Многие особенности петрохимии и геохимии этих ассоциаций предполагает их глубинный генезис.

Доклад А. А. Маракушева был посвящен генезису земной коры в докембрии и природе метаморфизма. Представления о первичной коре с возрастом 4—5 млрд. лет строятся на аналогии с метеоритами (ахондритами) и лунными породами соответствующего возраста. Мощность коры превышала 100 км, а состав предположительно отвечал ряду (сверху вниз): плагиобазальты — пироксениты — оливиновые пироксениты. Обновление первичной коры (3—4 млрд. лет) с превращением ее в тонкую кору океанического типа рассматривается по аналогии с образованием вулканических депрессий на Луне и отражает приближение к поверхности ультраосновного вещества мантии. Глубинная метаморфическая дегазация (флюидный вынос оснований) приводит к разуплотнению вещества и воздыманию структур. В складчатых поясах этот процесс приводит к формированию континентального типа коры, а в подвижных поясах без существенного проявления складчатости кора утолщается, но тип ее не меняется.

Проблемы структурной геологии в раннем докембрии были затронуты в докладах Ю. В. Миллера и В. В. Эза.

Ю. В. Миллер развивал представления о сдвиговом течении как доминирующем, но не исчерпывающем механизме, определяющем дислокационный процесс подвижных областей. Рассматривая специфику структурообразования и термальный режим ранней Земли, автор склонен считать, что основную роль в докембрии играют вертикальные литосферные потоки, обусловленные подъемом разуплотненного гранитизированного материала, получившие характерное структурное выражение в виде гранитогнейсовых куполов. Меньшая роль принадлежит горизонтальному перемещению материала (горизонтальный литосферный поток), приведшему к формированию покровно-складчатых структур докембрия.

В. В. Эз отметил сложность строения докембрийских толщ, связанную с неоднократной тектоно-метаморфической переработкой, в результате чего первичные соотношения между исходными геологическими телами оказываются уничтоженными и возникают новые плоские тела и плоскостные текстуры, создавая новообразованную расчлененность разного масштаба.

Ряд докладов был посвящен геодинамическим обстановкам раннего докембрия.

В. А. Глебовицкий рассмотрел многие зоны раннего докембрия, характеризующиеся развитием высокотемпературных и низкотемпературных гранулитов, в качестве гомологов зон субдукции на основании РТ-условий, свойственных этим зонам. В то же время он отметил большое своеобразие тектоники раннего докембрия благодаря наличию разноглубинных зон частичного плавления вещества коры.

В докладе А. С. Монина и О. Г. Сорохтина рассматривались особенности тектоники раннего докембрия с позиций гипотезы тектоники плит. Согласно их взглядам, максимальный температурный разогрев Земли за счет энергии гравитационной дифференциации произошел 4 млрд. лет назад. В это время и начался процесс типа зонной плавки, в результате чего были сформированы комплексы первичных тоналитов и трондьемитов («серые гнейсы»). Тектоническая активность Земли в период с 4 до 3 млрд. лет



была наиболее интенсивной, и в это время сформировалась основная масса континентальной коры. По мнению авторов, с раннего протерозоя уже «начинает работать» тектоника плит, и обилие ряда месторождений этой эпохи связано с возникновением зон субдукции.

Ч. Б. Борукаев считает, что в нижнем архее был сформирован крупный материк Пангея-I, сложенный преимущественно серогнейсовыми комплексами. В верхнем архее в связи с возникновением двухъячейковой конвекции в мантии этот материк распадается, и формируются отдельные континентальные блоки и латерально сменяющие их зеленокаменные пояса. В раннем протерозое формируются крупные осадочные бассейны, залегающие на континентальных блоках. Однако окончательное формирование последних знаменуется возникновением в конце раннего протерозоя окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. В позднем протерозое отдельные континентальные блоки вновь формируют единый материк — Пангея-II.

В ходе совещания и в конце его развернулась оживленная дискуссия, во время которой рассматривались вопросы о применимости актуализма к раннему докембрию, о возможности поисков и реконструкций для докембрийской истории Земли геодинамических обстановок и режимов, свойственных нашей планете на фанерозойском этапе ее развития. К единодушному решению участники совещания не пришли, хотя большинство выступавших в прениях и докладчиков склонялись к признанию специфики тектонических процессов в раннем докембрие. Важное место в дальнейших исследованиях должно занять комплексное изучение раннедокембрийских комплексов на отдельных специально выбранных полигонах.

По окончании совещания было принято решение, которое публикуется в этом номере журнала.

*М. С. Марков, И. К. Кацура, К. Х. Авакян*

### РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ «ТЕКТОНИКА И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ» \*

Ранний докембрий, охватывающий 2,5 млрд. лет геологической истории Земли, представляет исключительный интерес для изучения как с научной, так и с практической точки зрения. В это время была сформирована большая часть континентальной коры материков и тем самым заложены крупные латеральные неоднородности в строении коры и верхней мантии, что является характерной чертой для всей последующей геологической истории. Тектонические структуры в раннем докембрие были специфическими, и их изучение весьма важно для понимания развития тектогенеза на Земле. Познание ранней истории Земли имеет важное значение для сравнительно-планетологических исследований. Практическое значение изучения тектоники раннего докембрия прежде всего определяется тем, что к соответствующим комплексам пород приурочены огромные по запасам месторождения железа, меди и других ценных полезных ископаемых.

Совещание показало, что в последние годы в Советском Союзе достигнуты определенные успехи в изучении тектоники и вообще геологии раннего докембрия. Для ряда древнейших образований, развитых на щитах и массивах древних платформ, получены современными изотопными методами цифры возраста различных комплексов горных пород, превышающие 3 млрд. лет. Значительно уточнены, а местами и разработаны заново стратиграфические схемы древнейших образований и проведена сравнительно детальная корреляция разрезов. Успешно развиваются исследования в области структурной геологии. Существенные успехи наблюдаются в разработке проблем тектоники, магматизма и металлогенеза раннего докембрия, эволюции земной коры и ее геодинамики. Вместе с тем совещание показало, что современное изучение геологии раннего докембрия требует значительного усиления комплексности в исследованиях древнейших ассоциаций горных пород, их состава, строения, металлогенической специализации, происхождения и геологической истории. Наряду с геологическими методами необходимо широко использовать методы петрологии, геохимии, экспериментальной минералогии, палеомагнитологии, а также дистанционного исследования Земли. Полезным следует считать способ полигонного комплексного изучения геологически разнородных районов.

Совещание отмечает необходимость дальнейшего развития региональных тектонических исследований областей развития древнейших кристаллических комплексов, что должно служить базой общих структурных построений. Важнейшими данными для тектоники являются цифры радиогенного возраста древнейших горных пород, в связи с чем совещание обращается с просьбой к Комиссии по определению абсолютного возраста при ОГГИГ АН СССР периодически публиковать рекомендуемые к пользованию определения, сделанные в лабораториях СССР.

К числу проблем фундаментального значения для понимания тектоники раннего докембрия относятся: зарождение Земли как планеты; появление первичной коры, ее вещественный состав, время и условия образования; время и причины возникновения на Земле тектонических движений, изменчивость форм их проявления в раннем докембрие; закономерности формирования древнейших континентальных блоков; типы

\* Москва, 30 января — 2 февраля 1984 г.

тектонических структур раннего докембрия и связь с ними полезных ископаемых; геодинамика и кинетика литосферных масс; эволюция структурообразования в раннем докембрии.

Учитывая большую важность структурно-геологических данных для решения вопросов тектоники древнейших комплексов, совещание обращает внимание на необходимость расширения детальных исследований тектонических деформаций в сочетании с изучением магматизма, и метаморфизма и других процессов, формировавших эти комплексы.

Совещание придает большое значение исследованиям глубинных сейсмических границ в докембрийских комплексах и выявлению их тектонического значения. Важно проанализировать проблему существования в раннем докембрии астеносферных слоев.

Необходимо усилить геохимические исследования, позволяющие проводить региональную и межрегиональную корреляцию докембрийских комплексов.

Совещание обращается в Научный совет по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии с предложением обсудить вопрос о заложении сверхглубокой скважины для изучения катархейских образований.

Совещание просит Совет обратиться к ГКНТ при СМ СССР с предложением об организации в стране научного подразделения с задачами сбора всех керновых материалов, получаемых различными ведомствами страны при глубинном бурении фундамента древних плит СССР.

Совещание одобряет включение Межведомственным тектоническим комитетом в число основных заданий на 1986—1990 гг. в области тектонических исследований в СССР работ по тектонике фундамента древних платформ, изучению строения гранулитовых и зеленокаменных поясов и основных черт ранних этапов развития Земли, что будет способствовать разработке новых подходов к проблемам раннедокембрийского металлогенеза.

Совещание считает необходимым издать сборник прочитанных докладов.

### ***Редакционная коллегия:***

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

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

### ***Адрес редакции***

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 230-81-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

---

Сдано в набор 07.05.84 Подписано к печати 22.06.84 Т-09180 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8+1 вкл. Усл. кр.-отт. 17,1 тыс. Уч.-изд. л. 11,9 Бум. л. 3,5  
Тираж 1696 экз. Зак. 4040

---

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

Д-485

ВОЛГИНА 13-72  
ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

3

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**Шарданов А. Н., Гончаров Е. К. ТЕКТНИЧЕСКИ ЭКРАНИРОВАННЫЕ ЗАЛЕЖИ НЕФТИ И ГАЗА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. 1981. 82 с. 1 р. 10 к.**

В книге рассмотрены разные типы развитых в регионе разрывных нарушений и предложено выделить три их разновидности. На локальных поднятиях описаны тектонически экранированные залежи нефти и газа, предложена их частная классификация. Установлена более частая приуроченность тектонически экранированных залежей нефти и газа к периклинальным частям поднятий, рассмотрены различия в перспективах поисков таких ловушек и их нефтегазонасности в разных частях региона.

Издание предназначено для геологов, нефтяников, тектонистов.

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

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

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

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»